



TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
WIEN

DIPLOMARBEIT



Seismische Kartierung von alpinem Permafrost im Lockergestein

ausgeführt am
Department für Geodäsie und Geoinformation
FORSCHUNGSGRUPPE GEOPHYSIK
an der Technischen Universität Wien

unter der Anleitung von
Em. O. Univ. Prof. Dipl.-Ing. Dr. phil. Ewald Brückl
(Begutachter und Betreuer)

durch

Robert Illnar
Bärengasse 2
A-2560 Berndorf

Wien, April 2015

©Robert Illnar
Mai 2015

Cover: 140° Panorama, Krummgampental; Berggipfel von links nach rechts: Nasse Wand (3090m), Hennesigspitze (3141m),
Arzkarkopf (3123m), Krumgampenturm (3130m), Glockturm (3353m)

Kurzfassung:

Hochalpine Täler, in denen Permafrost vorkommt, gehören zu den Gebieten, die am stärksten von einer Klimaänderung betroffen sind, und haben dadurch einen großen Einfluss auf das hydrologische Regime. Das ÖAW-Projekt „Permafrost in Austria“ versucht genau diese Auswirkungen zu erfassen und zu verstehen.

Die vorliegende Arbeit behandelt eine punktweise Erfassung von Permafrost im Lockergestein. Im Rahmen der Diplomarbeit wurden im Krummgampental 32 seismische Feldmessungen von 2D-Profilen mit Längen von 90m bis 210m mittels Hammerschlag-Refraktionsseismik durchgeführt. Dabei wurden Profile auf den unterschiedlichen geomorphologischen Strukturen wie Schutthalden, Blockgletscher und Moränen gemessen. Um eine bessere Aussage über die detektierte P-Wellengeschwindigkeit treffen zu können, wurden noch vier seismische Profile auf dem an die Oberfläche ragenden Felsen zur Interpretation hinzugezogen. Aufgrund der refraktionsseismischen Daten werden durch eine Tauchwellentomographie die seismischen Geschwindigkeiten im Untergrund bestimmt. Um die einzelnen Tomographien berechnen zu können, werden für die Inversionen drei Startmodelle mit unterschiedlichen P-Wellengeschwindigkeiten für die Klasse des ungefrorenen Schuttes, des Permafrostes und des Felses erstellt. Danach wird ein Modell mit synthetisch erstellten seismischen Laufzeiten (Ersteinsätzen) für einen Permafrost ähnlichen ebenen Zweischichtfall generiert. Um den Einfluss der drei Startmodelle auf das Ergebnis der 1D-Tomographie zu testen wird dieses zuvor erstellte Modell mit jedem der drei Startmodelle berechnet. Anschließend wird die Dicke der Lockerschicht im Modell mit den synthetisch produzierten Ersteinsätzen variiert und eine Grafik zur Klassifizierung der folgenden Berechnungen erstellt. Dabei zeigt sich, dass sich die berechneten Geschwindigkeits-Tiefenkurven der 1D-Tomographie bei allen zuvor berechneten Modellen gut an die gewählte Geschwindigkeit des Permafrostes annähern. Anschließend werden alle 32 Profile 1D-tomographisch ausgewertet. Hier sieht man, dass die Berechnungen nur bei homogen geschichteten Profilen niedrige RMS-Werte liefern und laterale Änderungen im Geschwindigkeitsfeld direkt proportional mit den hohen RMS-Werten der Berechnung korrelierten. Dies führt zu der Bildung einer Schranke ($RMS > 5ms$), ab der die Profile noch 2D-refraktionstomographisch ausgewertet werden. Durch diese 2D-Tomographien werden dann einzelne signifikante vertikale Schnitte gelegt und gemeinsam mit den Geschwindigkeits-Tiefenkurven der 1D-Tomographie als „kein Permafrost“, „Permafrost möglich“ und „Permafrost“ klassifiziert.

Um eine finale Aussage über das Vorhandensein von Permafrost im Lockergestein zu tätigen, werden die seismischen Ergebnisse noch mit den zugehörigen mittleren Bodentemperaturdaten der winterlichen Schneedecke, aus dem ÖAW-Projekt „Permafrost in Austria“ korreliert und anschließend in einem Orthofoto des Geländes kartiert.

Dabei zeigt sich, dass sich bei 48% der Profile die Klassifizierungen aus der Seismik mit den Ergebnissen aus der Temperaturklassifizierung decken. Bei 39% findet man eine mögliche Übereinstimmung der zwei unterschiedlichen Verfahren. Das heißt, dass eine Klassifizierung mit der vollen und der möglichen Übereinstimmung beider Verfahren 87% der Ergebnisse beinhaltet, was ein weiteres Indiz für ein gutes Zusammenspiel der beiden Verfahren darstellt.

Abstract:

High Alpine valleys, where permafrost occurs, are the areas which are most affected by a climate change and thus have a large impact on the hydrological regime. The Academy's project "Permafrost in Austria" is trying to accurately grasp and understand these effects.

This work deals with a point-wise detection of permafrost in unconsolidated soil. As part of the thesis 32 seismic refraction field measurements of 2D profiles were performed in Krummgampental by sledgehammer-seismic with lengths from 90-210m. The profiles were measured at different geomorphological structures, as scree, rock glaciers and moraines. In order to make a better statement about the detected P-wave velocity, 4 seismic profiles were measured on solid rocks. Because of the refraction seismic data the seismic velocities will be determined in the underground by a diving wave tomography. To calculate the individual tomography three starting models with different P-wave velocities, for the class of unfrozen debris, permafrost and solid rocks, are created for the inversions. Then a model with synthetically created seismic data (firstpicks), similar to a planar bilayer permafrost case is generated. In order to test the influence of the three starting models on the result of the 1D-tomography the synthetically model is calculated with each of the three starting models. Subsequently, in the synthetic generated model, the thickness of the active layer varies and a graph for classification of the following calculations is created. It is found that the curves of the calculated P-wave velocities of 1D-tomography, show a good approach at all previously calculated models to the selected speed of the permafrost. With this knowledge all 32 profiles will be calculated with the 1D-tomography. One can see that the calculations that provide low RMS-values only at homogeneously stratified profiles and lateral changes in velocity field correlate in direct proportion with the high RMS-values of the calculation. This leads to the formation of a limit ($RMS > 5$ ms). Based on this observation all profiles with $RMS > 5$ ms will be calculated with a 2D-refractiontomography. Then some significant vertical cuts are made through this 2D-tomographies, and together with the velocity-depthcurves of 1D-tomographies the profiles are classified as "no permafrost", "permafrost possible" and "permafrost".

To make a final statement about the presence of permafrost in unconsolidated soil, the seismic results are correlated with the temperature data of the weighted ground surface temperatures (wGST), which were collected in the Austrian Academy's project "permafrost in Austria". Finally the results are plotted into a classification map of the Krummgampental.

It turns out for 48% of the profiles, that the classifications from the seismic coincide with the results from the temperature classification. In 39% of the cases you find a possible match between the two different methods. That means that a composite classification with the full agreement of both procedures and the possible agreement includes 87% of the results, which is a further indication of a good interaction between the two approaches.

Inhalt

1	Einleitung	8
2	Permafrost.....	9
2.1	Definition und Grundbegriffe	9
2.2	Einflussfaktoren und Indikatoren	11
2.3	Alpiner Permafrost in Österreich	12
2.3.1	Blockgletscher	13
2.3.2	Permafrost im Lockergestein (Schutthalden)	14
2.3.3	Spaltenfrost	14
2.3.4	Weitere Permafrost-Arten	14
2.4	Methoden zur Alpinen Permafrost Detektion	16
3	Methodik.....	20
3.1	Seismik - Grundlagen	20
3.2	Seismische Tauchwellentomographie	22
3.2.1	1D-Tomographie	23
3.2.2	2D - Refraktionstomographie (WET)	24
3.3	Bodentemperaturmessungen	26
3.3.1	BTS-Messungen	26
3.3.2	GST-Messungen.....	27
4	Messgebiet.....	28
4.1	Geologie/ Geomorphologie	29
4.2	Voruntersuchungen	31
4.3	Bodentemperaturen	31
5	Datenerfassung	34
5.1	Instrumentierung	34
5.2	Messanordnung	37
5.3	Gemessene seismische Profile:.....	38
6	Auswertung	39
6.1	Datenverarbeitung.....	39
6.1.1	Verarbeitung der Rohdaten	40
6.1.2	Signalprozessing	41
6.1.3	Picken der Ersteinsätze	41
6.1.4	Startmodell.....	41
6.1.5	1D – Inversion der Laufzeiten	42
6.1.6	2D – Inversion der Laufzeiten	43
6.2	Definition der 1D-Startmodelle	45
6.3	Synthetische Profile zur Klassifizierung	47

7	Ergebnisse und Interpretationen	50
7.1	Qualitätskontrolle – RMS Werte der 1D-Tomographien	50
7.2	Qualitätskontrolle - Vergleich der RMS Werte der 1D-Tomographie mit den Werten der 2D-Refraktionstomographie	52
7.3	Seismik - Interpretation	53
7.3.1	Blockgletscher	53
7.3.2	Schutthalden	61
7.3.3	Moränen.....	69
7.3.4	Felsprofile.....	77
7.3.5	Seismik - Ergebnistabelle	80
7.4	wGST-Temperatur.....	82
7.5	Zusammengeführte Ergebnisse aus der Seismik und den GST-Messungen.....	87
8	Diskussion, Schlussfolgerung und Ausblick.....	93
9	Anhang	96
9.1	Anhang: 1D Tomographien - Blockgletscher	96
9.2	Anhang: 1D Tomographien – Schutthalten	102
9.3	Anhang: 1D Tomographien – Moränen	112
9.4	Anhang: 1D Tomographien – Felsprofile	119
9.5	Anhang: 2D Tomographien	122
9.6	Seismischer Datenrecorder RefTEK130	126
9.7	Temperaturlogger HOBO Water Temp Pro V2 (U22-001).....	128
9.8	Offset Bin Stacks (OBS) - Referenzprofile für die 1D-Tomographie	129
9.9	Feldprotokoll der seismischen Messungen	131
10	Abbildungsverzeichnis.....	132
11	Tabellenverzeichnis.....	138
12	Literaturverzeichnis.....	140

1 Einleitung

Die globale Klimaerwärmung hat in den letzten 25 Jahren in den Alpen zu einem deutlichen Temperaturanstieg der Jahresmitteltemperatur geführt und dadurch zahlreiche, teils gravierende, Spuren hinterlassen. Seit dem letzten Gletscherhochstand um 1850 haben die Gletscher der Alpen mehr als 50% an Fläche und Volumen verloren. Die Spuren, wie z.B. Moränen oder Seen, die ein Gletscher beim Rückzug hinterlässt, sind für den Betrachter die am leichtesten zu erkennenden Ereignisse der Klimaveränderung. Auch Permafrost wird von dieser Veränderung beeinflusst. Da dieser in den Alpen oft nicht so leicht zu erkennen ist, weiß man dadurch noch relativ wenig über seine genaue Verbreitung.

Durch die derzeitige Erwärmung kommt es in Bereichen des Hochgebirges immer wieder zu frostbedingten Instabilitäten des Untergrundes, was sich in verstärkten Massenbewegungen und der Zunahme von Steinschlag- und Felssturzaktivitäten äußert, welche nicht selten zu massiven Gebäudeschäden an Schutzhütten und sonstigen Gebäuden im Hochgebirge geführt haben. Aufgrund des vermehrten Auftretens dieser Naturgefahren sind Infrastrukturen wie Wege, Straßen, Stützmauern, Seilbahnanlagen, etc. einer deutlichen Gefährdung ausgesetzt. Durch solche Ereignisse wurde die Thematik des Permafrostes mittlerweile auch in Österreich einer breiteren Öffentlichkeit bekannt gemacht.

Im Zuge dieses Forschungsprojektes soll der Frage nach dem Einfluss von Permafrost auf das hydrologische Regime im Lockergestein nachgegangen, und für Szenarien der Permafrost Verbreitung aufbereitet werden.

Motivation

Aus den zuvor genannten Gründen entstand die Motivation, ganzjährig gefrorenen Boden im alpinen Raum zu detektieren, und vielleicht einen Aufschluss über die innere Struktur und die Verbreitung des Permafrostes des Hochgebirges zu geben. Im Sommer 2009 ergab sich dann die Möglichkeit, bei dem ÖAW-Projekt „Permafrost in Austria“ der Österreichischen Akademie der Wissenschaften mitzuarbeiten und darüber eine Diplomarbeit zu verfassen.

Eine weitere Motivation war das gemeinsame Datensammeln im Hochgebirge, das mit einem guten Freund, Herrn Stefan Eipeldauer, durchgeführt wurde. Eipeldauer standen dadurch die gleichen Messdaten zur Verfügung, auf denen er seine Diplomarbeit „*Quantifizierung von Sedimentspeichern in einem hochalpinen Tal*“ (Eipeldauer, 2015) aufbaute.

Aufgabenstellung

Diese Arbeit ist eine seismische Kartierung des Krummgampentales und baut auf den Forschungen von Helmut Hausmann (2013) auf

Die Aufgabenstellung kann in folgenden Punkten zusammengefasst werden:

- Durchführung der seismischen Messungen (Hammerschlagseismik)
- Auswertung der Ersteinsätze mittels 1D- und 2D-Tauchwellentomographie
- Interpretation der Ergebnisse der Tomographie und der Bodentemperaturen
- Klassifizierung in Permafrost, Permafrost möglich und kein Permafrost
- Darstellung der Ergebnisse im Orthofoto des Messgebietes

2 Permafrost

2.1 Definition und Grundbegriffe

Als Permafrost (**permanenter Bodenfrost**) wird Untergrundmaterial, wie Boden, Schutt oder Fels bezeichnet, dessen Temperatur während mindestens eines Jahres ständig unter null Grad Celsius bleibt. Diese Definition zeigt, dass Permafrost nicht zwingend Eis enthalten muss, sondern nur durch die Bodentemperatur definiert ist. Mit geophysikalischen Methoden kann Permafrost allerdings nur detektiert werden, wenn Eis vorhanden ist. Gletscher sind per Definition NICHT als Permafrost zu bezeichnen, sondern gehören zur Hydrosphäre. Permafrost und Gletscher bilden gemeinsam die Kryosphäre.

Permafrost kann von einer bis zu mehreren Metern mächtigen Auftauschicht (Active Layer) überlagert werden, die in unseren Breiten im Jahreszeitlichen Wechsel (je nach Lufttemperatur, Sonneneinstrahlung, Höhenlage,...) sowohl positive als auch negative Temperaturen aufweisen kann. Durch diese Auftauschicht ist Permafrost an der Bodenoberfläche nicht direkt sicht- oder messbar und existiert verborgen in Boden, Schutthalten, Felswänden oder ganzen Gipfelregionen.

Die Verbreitung von Permafrost ist von einer großen Anzahl von Faktoren abhängig, die in der komplexen Topographie von Gebirgen eine starke Variation von Permafrost auf sehr kleinem Raum ermöglichen.

Aufgrund der Unsichtbarkeit und der hohen räumlichen Variabilität sind die Bestimmung seiner Absenz oder Existenz, sowie das Feststellen von Veränderungen sehr schwierig und erfordern spezielle geophysikalische Methoden und Modelle. (Nötzli & Gruber, 2005)

Da Permafrost durch den Wärmehaushalt von Bodenoberfläche und Untergrund bestimmt werden, zeigte Haerberli (1985) anhand von Bohrlochmessungen den Verlauf des Temperaturgradienten im Permafrost (siehe Abbildung 1).

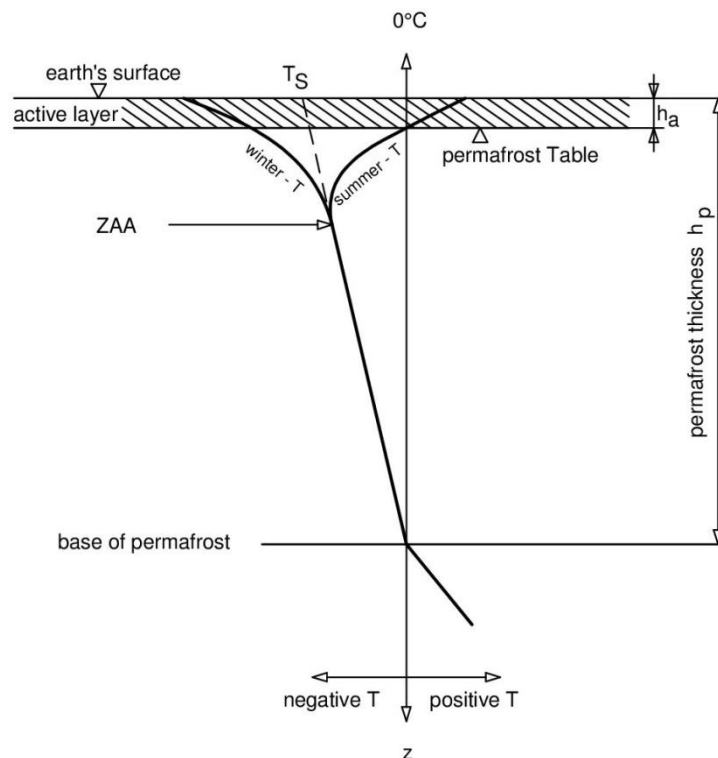


Abbildung 1: Temperaturgefälle im Bohrloch (Haerberli, 1985)

Die an der Bodenoberfläche herrschende Temperatur wird durch die Interaktion von Atmosphäre, Sonneneinstrahlung und Boden bestimmt. Beim Boden kommt es dabei auf den Wärmefluss aus dem Erdinneren, den Materialeigenschaften und dem Wassergehalt des Bodens an. Saisonale Schwankungen der Oberflächentemperatur (Sommer/Winter) werden mit der Tiefe exponentiell abgeschwächt und sind in Tiefen unterhalb von ca. 20 m unter der Oberfläche vernachlässigbar klein. Diese Tiefe wird *zero annual amplitude* (ZAA) genannt. Aufgrund dieser jährlichen Schwankungen taut im Sommer die oberste Bodenschicht, die Auftauschicht (*active layer* (h_a)), auf (siehe Abbildung 1). An deren Untergrenze, dem Permafrostspiegel (*permafrost table*), beginnt die Schicht mit ganzjährig negativen Temperaturen, die den eigentlichen Permafrostkörper darstellt. Die Permafrostmächtigkeit ist die Distanz zwischen dem Permafrostspiegel und der Permafrostbasis ($h_p - h_a$), der 0 °C - Isotherme in der Tiefe. Typische Permafrostmächtigkeiten in den Alpen betragen einige Dekameter in Schutthalden und bis zu mehreren hundert Metern unter dem Fels der höchsten Gipfel. In den arktischen Gebieten von Alaska, Canada oder Sibirien kann die Permafrostmächtigkeit sogar weit über 1000 Meter betragen. (Nötzli & Gruber, 2005)

2.2 Einflussfaktoren und Indikatoren

An der Bodenoberfläche sind in erster Linie die *Lufttemperatur* und die direkt einfallende *Sonneneinstrahlung* für die herrschenden Bodentemperaturen entscheidende Faktoren. Die Lufttemperatur ändert sich mit der Höhe und der geographischen Breite, die Sonneneinstrahlung ist hauptsächlich abhängig von der Exposition und der Hangneigung (Haeberli, 1975). Zusätzlich haben die *Schneedecke* und der Zeitpunkt des ersten großen Schneefalls einen starken Einfluss auf die Temperaturen im Untergrund. Schneit es bereits zu Ende des Sommers oder im Frühherbst, wirkt die Schneedecke isolierend gegen die Winterkälte und die Wärme bleibt im Boden gespeichert. Lässt der Schnee hingegen lange auf sich warten, kann der Boden im Herbst und Frühwinter stark auskühlen. Weiters bedeutet eine große Schneemenge im Frühjahr ein spätes Ausapern, was die Zeit verkürzt, in der die sommerliche Wärme in den Boden gelangen kann. Dadurch hat die Schneedecke je nach Zeitpunkt, Dauer und Mächtigkeit einen kühlenden oder wärmenden Effekt auf den Untergrund. Ein weiterer Faktor ist die Wärmezufuhr, da sich der Boden z.B. nach einem Regenfall durch das eindringende Wasser stark erwärmen kann.

Auch die *Bodenart* beeinflusst die Temperaturen im Untergrund: z.B. leitet grobblockiges Oberflächenmaterial wegen der vielen Lufteinschlüsse die sommerliche Wärme schlecht in den Boden, ermöglicht aber im Winter eine effektive Kühlung des Untergrunds durch thermisch bedingten Luftaustausch zwischen den Blöcken (Nötzli & Gruber, 2005). Diese Funktion eines thermischen Filters - kühlend im Sommer wie im Winter - begünstigt das Vorkommen von Permafrost.

Aufgrund der komplexen Topographie im Gebirge können diese Faktoren auf sehr kleinem Raum stark variieren und bedingen damit eine räumlich sehr heterogene Verteilung des Permafrostes.

Permafrost an sich ist zwar an der Oberfläche nicht immer sichtbar, einige Phänomene sind jedoch eindeutige Indikatoren von Permafrost im Untergrund, mit deren Hilfe man im Gebirge die Existenz von Permafrost wahrnehmen kann. Aktive Blockgletscher, perennierende Schneeflecken sowie Hängegletscher und Eiswände sind Anzeichen von Permafrost im Untergrund. Der Umkehrschluss ist allerdings nicht zulässig: Das Fehlen von Eiswänden, Hängegletschern und Blockgletschern ist jedoch kein sicheres Anzeichen für Untergrund ohne Permafrost.

Da in vielen Gebieten mit Permafrost, Indikatoren nur vereinzelt vorhanden sind, oder gar fehlen, können uns vereinfachte Regeln (Haeberli, 1975) bei der Abschätzung der Existenz von Permafrost in den Alpen helfen. Generell muss bereits oberhalb der Waldgrenze mit Permafrost gerechnet werden.

Grundsätzlich wird dabei unterschieden zwischen:

diskontinuierlichem (nicht flächenhaftem) Permafrost und
kontinuierlichem (flächenhaftem) Permafrost.

Durch die topographischen Faktoren der Höhe und der Hangexposition lässt sich die Verbreitung von Permafrost grob abschätzen. Aufgrund des maßgebenden Einflusses der direkten Sonneneinstrahlung auf die Geländeoberfläche tritt Permafrost in nordexponierten Hängen meist in tieferen Höhenlagen auf als an südexponierten Hängen. Haeberli hat 1975 in seiner Arbeit, auf seinen Messungen basierend, eine Tabelle publiziert, nach der Permafrost, aufgrund der Seehöhe für unsere Breiten grob abgeschätzt werden kann (siehe Tabelle 1).

In NO-, N-, NW- und W-Lagen muss seiner Abschätzung zu Folge ab ca. 2400 m ü. Adria mit diskontinuierlichem und ab 2600 m ü. A. mit kontinuierlichem Permafrost gerechnet werden.

In den südlichen Lagen sind die entsprechenden Grenzen erst um 3000 m Seehöhe anzutreffen. Diese Grenzen treffen allerdings auf das Krummgampental nicht ganz zu, da hier Permafrost nordseitig schon ab 2500m und südseitig schon ab 2700m gefunden wurde (siehe Kapitel 7.5).

Bei Hanglagen/ Exposition	Permafrost unwahrscheinlich unter	Permafrost möglich bis	Permafrost wahrscheinlich
N	2400m	2600m	darüber
NO	2450m	2600m	darüber
O	2600m	?	—
SO	2850m	?	—
S	3000m	?	—
SW	2700m	2900m	darüber
W	2500m	2600m	darüber
NW	2350m	2400m	darüber

Tabelle 1: Geschätzte Höhengrenzen der Permafrost Verbreitung in den Schweizer Alpen nach Haerberli (1975)

In flachen Hangfußlagen können Lawinenablagerungen bis in den Hochsommer liegen bleiben. Dieser bodenabkühlende Effekt führt zu lokal tiefer gelegenen Permafrost Vorkommen als in vergleichbaren Hanglagen gleicher Meereshöhe. Tallagen und Mulden weisen erfahrungsgemäß größere Schneehöhen auf als windexponierte Gipfellagen und Grate und sind deshalb, durch die Isolation der Schneedecke, generell wärmer (Nötzli & Gruber, 2005).

Weiters wirkt sich grobblockiges Oberflächenmaterial kühlender auf den Boden aus als feinkörniges Material oder Fels. Ist die Oberfläche in Schuttgebieten unbewachsen, ist die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Permafrost groß, da Frostkörper durch Frost-/Tauwechsel oft Bewegungen ausführen. Ist das Gebiet jedoch mit geschlossener Vegetation (z.B. Almweide) überzogen, ist es eher unwahrscheinlich dass dort Permafrost vorhanden ist.

In den klassischen Permafrost Gebieten wie Sibirien oder Alaska reicht der Permafrost mehrere 100m in die Tiefe. In Sibirien gibt es eine Bohrung bei der Permafrost bis in eine Tiefe von 1500m hinunter reicht. Eine Bohrung in den Schweizer Alpen detektierte Permafrost bis zu einer Tiefe von ca. 100m (Krainer, 2009).

2.3 Alpiner Permafrost in Österreich

„In den österreichischen Alpen begann die Erforschung des alpinen Permafrostes in den 1920er Jahren und konzentrierte sich bis 1980 hauptsächlich auf Blockgletscher. Seit 1980 stieg die Anzahl der Publikationen über alpinen Permafrost und in den späten 1990er Jahren wurde die Forschungsaktivität intensiviert“ (Krainer, et al., 2012) .

In Österreich kommt Permafrost meist in den alpinen Regionen oberhalb der Waldgrenze (1800m) vor. Durch verschiedene komplexe Einflussfaktoren wie Luft- und Bodentemperatur, der Sonneneinstrahlung oder der isolierenden Wirkung der Schneedecke, der winterlichen Lawinenkegel kann er aber auch darunter anzutreffen sein.

Alpinen Permafrost gibt es hauptsächlich in drei Arten (Krainer, 2007):

- Permafrost in Blockgletschern
- Permafrost im Lockergestein
- Permafrost als Spaltenfrost

2.3.1 Blockgletscher

Blockgletscher sind die augenscheinlichste Form des Alpinen Permafrostes. Es handelt es sich hier um einen Bodeneiskörper, dessen Eis großteils von Felsblöcken und Schutt bedeckt ist (Haeberli, et al., 1998). Weiters handelt es sich hier um eine geomorphologische Sonderform talwärts kriechenden Permafrostes (siehe Abbildung 2), mit meist steilen Rändern und internen Fließstrukturen, dessen Stirn vegetationsfrei ist. Dadurch sind Blockgletscher aber äußerlich manchmal kaum von Schutthalden zu unterscheiden (Krainer, 2009).

Voraussetzung für ihre Entstehung ist eine Schicht im Untergrund, die ganzjährig gefrorenes Material enthält. Wenn Wasserdampf, Regenwasser, Schmelzwasser oder Grundwasser in diese gefrorene Zone gelangt, kühlt dieses ab, gefriert und sammelt sich dort zuerst in den Porenräumen an, bis der Zustand des Eisgesättigten Permafrostes erreicht ist. Wenn dann der Eisgehalt größer als der Porenraum der Formation wird, bilden sich zusammenhängende Eislinen, die bei größerer Ausdehnung die Reibung im Inneren stark reduzieren und durch die Gravitation ein Fließverhalten des Eis-Schutt-Gemisches bewirken. (Von der Mühl, 1993)

Blockgletscher existieren zwischen der Untergrenze der diskontinuierlichen Permafrostzone und der Gleichgewichtslinie auf Gletschern, d.h. in Gebieten mit Jahresmitteln der Lufttemperatur unter -1 bis -20°C und Jahresniederschlägen unter etwa 2000 mm. (Haeberli, 1985). Dabei muss aber beachtet werden, dass der Jahresniederschlag des betreffenden Gebietes diesen Wert nicht überschreiten darf, da sich sonst anstelle eines Blockgletschers ein Gletscher ausbildet (Barsch, 1996).

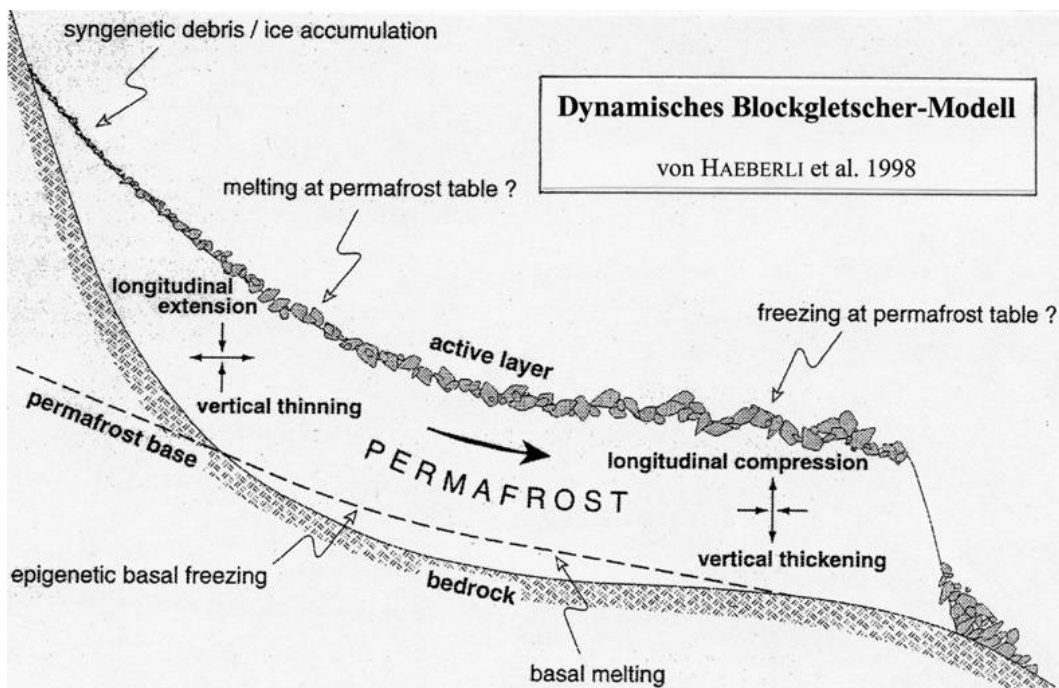


Abbildung 2: Schematische Darstellung eines dynamischen Blockgletscher Modells mit den wichtigsten Prozessen im/am Permafrostkörper (Haeberli, et al., 1998)

Eine steile Front ($>35^{\circ}$) mit losen Blöcken und wenig Vegetation zeigt die Aktivität eines Blockgletschers an. Aktive Blockgletscher bewegen sich langsam, mit Geschwindigkeiten von Zentimetern bis zu mehreren Metern pro Jahr, den Hang hinunter. Dagegen weisen inaktive Formen, die zwar noch Eis enthalten, sich aber nicht mehr bewegen, eine weniger geneigte Stirn mit stabilisierten Blöcken und partieller Vegetation auf. Im Zuge des Klimawandels und durch ein länger andauerndes Anheben der Permafrost-Klimagrenze taut Permafrost auf, und tief liegende Blockgletscher verlieren ihr Eis. Ist ein Blockgletscher eisfrei, nennt man ihn fossil oder relik. Relikte Blockgletscher zeigen oft eine zusammengefallene Struktur

infolge des geschmolzenen Eises. In der Landschaft bleiben aber die seitlichen Stirnen sowie Gräben und Rücken deutlich erkennbar, welche oftmals mit dichter Vegetation bewachsen sind.

2.3.2 Permafrost im Lockergestein (Schutthalden)

Permafrost in Schutthalden ist eine komplexe Angelegenheit, da durch die isolierende Schneedecke im Winter die Luft nicht diffundieren kann und sich eine eigene Zirkulation, ähnlich einer Kaminwirkung, in den obersten Schichten der Schutthalde bildet (Delaloye & Lambiel, 2006). Dadurch kommt es im unteren Bereich der Halde zu Energieverlusten, einer Kühlung und dem Auftreten von Permafrost. Durch die aufsteigende warme Luft, ist aber das Vorkommen von Permafrost im oberen Teil der Schutthalde sehr unwahrscheinlich.

2.3.3 Spaltenfrost

In den letzten Jahren wurde in steilen Felswänden, dabei vor allem in Nord exponierten Bereichen, eine spürbare Zunahme an Steinschlagaktivität beobachtet. Diese erhöhte Steinschlagaktivität, bis hin zu kleinen Felsstürzen, ist auf das verstärkte Abschmelzen des Spaltenfrostes zurückzuführen. Diese Art des Permafrostes ist allerdings am schwierigsten zu untersuchen, da die Forschungen in diesen steilen Hängen oder Felsflanken, in denen der Spaltenfrost aufgeht, lebensgefährlich sind. Weiters ist es sehr schwierig, diese Spalten oder das Eis in diesen Spalten, direkt zu untersuchen, da der Frostkörper im Sommer oberflächlich auftaut und Permafrost erst in zwei bis fünf Metern Tiefe anzutreffen ist (Krainer, 2009). Zurzeit laufen Temperaturstudien mit Datenloggern, die in Felswände (z.B. Eiger Nordwand, Permafrost Monitoring Switzerland (PERMOS)) aller Expositionen eingebohrt wurden.

2.3.4 Weitere Permafrost-Arten

Die häufigsten Formen von Permafrost, im Lockergestein oder Sedimenten, sind Struktur- (sortierte Steinringe, Steinstreifen) und Büldenböden die auch in den Alpen über 2200 m Seehöhe anzutreffen sind (Krainer, 2007). Diese strukturierten Böden sind ein Hinweis auf starke Frostaktivität oder Jahreszeitenfrost, aber jedoch nicht unbedingt Anzeiger von Permafrost, da sie sogar in frostfreien Gebieten zu finden sind. Die meisten großformatigen Strukturböden in kalten Regionen sind jedoch eng mit Permafrost verbunden. Nachfolgend werden einige Frosterscheinungen, die man im Alpenen Raum öfters antrifft, näher erklärt.



Abbildung 3: Steinstreifen als Folge starker Frostaktivität (Krummgampental,



Abbildung 4: Steinkreis als Folge starker Frostaktivität (Krummgampental, Kaunertal)

Steinstreifen / Steinringe:

Diese Streifen und Ringe sind im Krummgampental keine Seltenheit, und entstehen durch starke Frostaktivität. Gefriert der Boden, vergrößert das darin enthaltene Eis sein Volumen und hebt den Boden an (Frostaufbruch). Bei dieser Hebung entmischt sich der Boden und größere Steine werden an die Oberfläche gehoben und gleiten dann seitlich von der Erhebung in Rinnen oder Mulden ab. Dadurch entstehen die, wie von Hand sortierten, Streifen oder Kreise im Boden (Steinstreifen siehe Abbildung 3/ Steinkreis siehe Abbildung 4).

Solifluktionsloben

Diese charakteristische Landschaftsstruktur entsteht durch langsame, hangabwärts gerichtete Fließbewegungen von lockerem, wassergesättigtem Gesteinsmaterial. Beim Auftauen der obersten Schicht kann das Schmelzwasser nicht durch den, möglicherweise gefrorenen, Unterboden absickern, wodurch das wassergesättigte, feinkörnigere Material der Oberfläche gravitationsbedingt in Bewegung gerät.

Bültenboden

Bulte (regional auch der *Bult*, die *Bülte*) bezeichnet eine mehr oder minder große hügelartige Erhöhung in Gelände. Anzutreffen sind solche kreisförmigen oder ovalen Erhebungen, die bis zu 1m Durchmesser und 50cm Höhe erreichen, oft oberhalb von 2200m Seehöhe. Voraussetzungen dafür sind leicht geneigtes bis ebenes feinkörniges Gelände und geschlossene Vegetationsdecke aus Moosen, Gräsern und Zwergsträuchern. Wenn solche Böden dann stark durchfeuchtet sind, können sich im Winter diese speziellen Frosthebungen ausbilden.

Perennierende Schneeflecken

An Stellen, wie zum Beispiel am Fuß von Lawinhängen, an denen das ganze Jahr über Schnee liegt, kann die Bodentemperatur nicht über 0° C ansteigen. Damit sind ganz- oder mehrjährige (perennierende) Schneeflecken ebenfalls Indikatoren für Permafrost im Untergrund.

Eiswände und Hängegletscher

Eiswände und Hängegletscher sind, anders als Blockgletscher, kein Permafrost, doch können sie als deutliche Indikatoren dafür gewertet werden. Wäre die Basis von Hängegletschern und Eiswänden nicht ständig unter dem Gefrierpunkt, wären sie in steilen Felswänden nicht stabil und würden somit nicht existieren können.

2.4 Methoden zur Alpinen Permafrost Detektion

Zur Lokalisierung von Permafrost stehen uns grundsätzlich 3 Methoden zur Verfügung, welche sich in Aufwand und Kosten erheblich unterscheiden:

- **Direkte Methode:** dabei wird Permafrost direkt beobachtet, also dort, wo er bis an die Oberfläche reicht oder z.B. durch Hangrutschungen freigegeben wird. Diese natürlichen Aufschlüsse sind aber in der Natur meist selten zu finden, weswegen die direkten Methoden durch Grabungen, oder Bohrlochsondierungen ergänzt werden.
- **Physikalische Methoden:** sind Methoden, die sich die physikalischen Eigenschaften des Permafrostes zu Nutze machen, welche man mit Seismik, Geoelektrik, Gravimetrie, Georadar und Bodentemperaturmessungen detektieren kann.
- **Indirekte Methoden:** stützen sich meist auf grobe Faustregeln (Höhenlage, Exposition,...) oder geomorphologische Anzeiger, die man in der Natur, aus Luftbildern, Karteninterpretationen oder Modellierungen erkennen kann.

In dieser Arbeit wird vorwiegend mit physikalischen Methoden gearbeitet, welche in den nächsten Kapiteln genauer erklärt werden. Das Vorhandensein von Permafrost ist oft nicht ganz eindeutig nachzuweisen, und daher gibt es seit vielen Jahren einige Studien die sich mit der Detektierung von Permafrost beschäftigen. Einige, für diese Arbeit grundlegende, Studien werden auf den folgenden Seiten näher beschrieben.

Hoelzle (2003) präsentierte eine wichtige Arbeit über ein Monitoring der Temperaturen der winterlichen Schneedecke. Die BTS-Messungen (BTS - bottom temperatures of the winter snow cover) stellen eine gängige Methode dar, um gefrorenen Boden im Winter zu detektieren und daraus eine alpine Permafrost-Verteilung abzuleiten. Dabei ist die Permafrost-Verteilung in alpinen Regionen ein Zusammenspiel aus vielen Faktoren und der komplexen Topographie. Faktoren wie die Hangneigung, die Exposition, die Höhe oder die Feuchtigkeit spielen dabei eine große Rolle und entscheiden oft auf engstem Raum, ob Permafrost vorhanden ist oder nicht. Weiters verwendete Hoelzle für sein Modell (energy balance model - PERMEBAL) zur Permafrost Verbreitung auch Faktoren die den Energiehaushalt der Erdoberfläche beeinflussen wie Sonneneinstrahlung, Lufttemperatur, Niederschlag, Wind und der vorhandenen Schneehöhe. Sein Modell wies eine Zellengröße von 25m auf.

Dabei ist die Temperatur am Boden der winterlichen Schneedecke ein zuverlässiger Indikator, um oberflächennahen Permafrost aufzuspüren, und wurde schon vor Hoelzle durch eine große Anzahl an geophysikalischen Untersuchungen und diversen Bohrlochmessungen bestätigt (siehe z.B. Haeberli, 1973).

In seiner Arbeit verwendete Hoelzle Temperaturlogger, die die Temperatur jeweils über ein Jahr hindurch kontinuierlich, im Intervall von einer Stunde, aufzeichneten. Der Vorteil der kontinuierlichen Messungen ist eine qualitative und quantitative Information über wichtige Parameter, wie die Dauer der Schneedecke, die Länge der „zero-curtain-Periode“ (genauere Erklärung siehe 3.3.1), Einsetzen der Schmelzperiode, Zeitspanne in der der Boden gefroren oder aufgetaut ist, oder die mittleren jährlichen, saisonalen oder täglichen Bodentemperaturen.

Hoelzle wählte für die Positionen der Logger Stellen, an denen feinkörniges Material vorhanden war, und vergrub sie ca. 2cm unter der Oberfläche. So konnte er Temperaturen messen, die sehr

nahe an der Oberflächentemperatur lagen und dabei trotzdem von den Einflüssen der Sonneneinstrahlung geschützt waren. Diese Messungen führte er in den Jahren 2000/2001 und 2001/2002 durch und verglich die gemessenen Temperaturen miteinander. Hier fällt deutlich auf, dass die Mächtigkeit der Schneedecke einen großen Einfluss auf die vorhandenen Bodentemperaturen hat, da der zweite Winter (2001/2002) sehr schneearm war und hier deutlich tiefere Temperaturen gemessen wurden als im Winter davor.

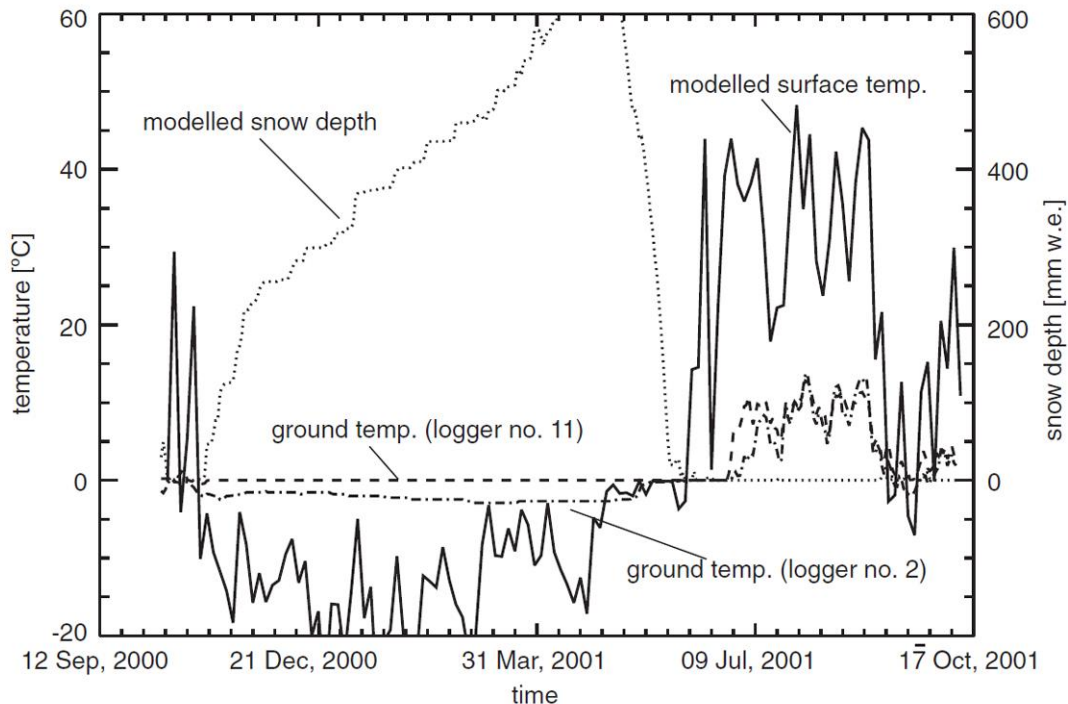


Abbildung 5: Bodentemperaturen (GST - ground surface temperature) von 2 unterschiedlichen Messpunkten (no.2, no.11), modellierte Bodentemperatur von einem schneebedeckten (no.2) und einem unbedeckten (no.11) Messpunkt, und die berechnete Schneehöhe des Messpunktes no.2 in der Periode Okt.2000 - Okt.2001 (Hoelzle, et al., 2003)

Im Winter 2000/2001 zeigte der Logger am Messpunkt no.2 einen deutlichen Trend, da die Schneedecke ab 50cm Dicke eine sehr gute isolierende Wirkung zeigte und sich die gemessene Temperatur bei -3°C einpendelte (siehe Abbildung 5). Der andere Logger, der auf frostfreiem Boden lag, zeigte ein ähnliches Verhalten, nur pendelte sich dort die Temperatur bei ca. 0°C ein. Der darauffolgenden Winter war hingegen sehr schneearm und die Logger wurden von der Lufttemperatur so stark beeinflusst, dass sich keine konstanten Bodentemperaturen einstellten, und so keine vernünftige Aussage über das Permafrost-Vorkommen getroffen werden konnte. Hoelzle schloss daraus, dass man sich die Bodentemperaturen nur bei einer ausreichenden Schneehöhe zur Interpretation zu Nutze machen kann, und dass BTS-Messungen aus früheren Messkampagnen nur unter Einbeziehung der damaligen Schneehöhe auch richtig interpretiert werden können.

Hauck versuchte die Untergrenze von Permafrost in Jotunheimen, Norwegen, zu detektieren und verglich in seiner Arbeit (Hauck, et al., 2004) drei geophysikalische Methoden. Dabei stellt er die Refraktionsseismik der elektrischen Leitfähigkeit und den Bodentemperaturen gegenüber. Hier zeichnete sich deutlich ab, dass sich die geophysikalischen Parameter der elektrischen Leitfähigkeit und der seismischen P-Wellengeschwindigkeit bei gefrorenem Material deutlich von den ungefrorenen Untersuchungsprofilen unterscheiden. Der Kontrast der P-Wellengeschwindigkeit zwischen der ungefrorenen aktiven Schicht (400-1500m/s) und dem gefrorenen Permafrostkörper (2000-4000m/s) ist hier deutlich zu erkennen. Auch Hauck stützte

sich in seiner Arbeit auf die Temperatur am Boden der winterlichen Schneedecke (BTS). Kalte Temperaturen (unterhalb von -3°C) sind dabei eng mit dem vorhandenen Permafrost im Untergrund verbunden. Durch die isolierende Schneedecke ist die Bodenoberfläche von den äußeren atmosphärischen Einflüssen abgeschirmt, und so wird die Temperatur nur mehr vom Permafrost aus dem Untergrund beeinflusst.

Hier stellte sich heraus, dass seismische Geschwindigkeiten mit 5000m/s mit einer hohen elektrischen Leitfähigkeit gut korrelieren, wobei Anomalien im Festgestein nicht als Eis erkannt werden konnten. Anders ist es bei einer P-Wellengeschwindigkeit von 3000-4000m/s, die deutlich auf ein Vorkommen von Eis hindeutet. Eine Kombination dieser drei Methoden erwies sich dabei als eine zuverlässige Vorgehensweise, um Permafrost zu detektieren. Die Untergrenze der Permafrost wahrscheinlichen Regionen lag dabei in Juvvasshoe Jotunheimen, Norwegen, bei 1350m-1550m, was deutlich niedriger ist als in den österreichischen Breiten.

Eine weitere nennenswerte Arbeit ist die Studie von Ikeda (2006), in der er durch Kombination unterschiedlicher geophysikalischer Methoden die Zusammenstellung und den Aufbau von Blockgletschern in den Schweizer Alpen analysiert. Hier wird die P-Wellengeschwindigkeit mit der Temperatur an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS), die mittlere jährliche Bodentemperatur (mean annual ground surface temperatures - MAST) und die elektrische Leitfähigkeit des Bodens verwendet, um ein empirisches Modell zu erstellen, das die sporadische Verteilung von Permafrost an den Hängen der alpinen Regionen detektiert.

Ikeda verwendete für die Auswertung 30 refraktionsseismische Profile, die im Ober Engadin und in Davos gemessen wurden. Bei den seismischen Messungen zeichneten sich in der P-Wellengeschwindigkeit hohe Kontraste zwischen der Verwitterungsschicht (330–780m/s) und den darunter liegenden Schichten (1900–4400m/s) ab. Dies repräsentiert die Grenzschicht zwischen der ungefrorenen Auftauschicht (=Verwitterungsschicht/active layer) und den darunter liegenden gefrorenen Schichten oder dem Festgestein.

Bei seiner Arbeit untersuchte er aktive, inaktive und relikte Blockgletscher. Bewachsene, relikte Blockgletscher weisen dabei eine sehr geringe P-Wellengeschwindigkeit (360–950m/s) über die ganze Eindringtiefe auf. Bei unbewachsenen inaktiven Blockgletschern ist die P-Wellengeschwindigkeit des Permafrostes (2000–2300m/s) auch niedriger als bei den allgemein zitierten Werten, doch liegt sie im Geschwindigkeitsbereich der verschiedenen Permafrost Typen (1500-4700m/s). Solche langsame Geschwindigkeiten deuten auf Hohlräume, hervorgerufen durch Schmelzprozesse, und/oder große ungefrorene Wasservorkommnisse hin, die durch das Auftauen, bedingt durch die Klimaerwärmung, entstanden sind.

Blockgletscher	P-Wellengeschwindigkeit	
	Verwitterungsschicht [m/s]	Kern/darunter liegender Fels [m/s]
grobblockig	330-650	2100-4400
steinig/ kiesig	330-470	2000-3400
dicht bewachsen (evtl relik)	340-780	1900-3200

Tabelle 2: Detektierte P-Wellengeschwindigkeiten nach Ikeda (2006)

Weiters wurden die Bodentemperaturen auf 25 Blockgletschern im Intervall von ein oder zwei Stunden, mit einer Genauigkeit von 0.1°C , automatisch gemessen. Die Temperaturlogger nahmen dabei die mittleren Bodentemperaturen (Mittelwert aus 365 Tagen), die 2-5cm unter der Oberfläche herrschten, aus den Jahren 1999-2003, auf. Dabei fällt auf, dass die Bodentemperaturen bei den meisten aktiven und inaktiven Blockgletschern im Frühwinter,

sobald eine dünne Schneedecke vorhanden ist, absinken und dann bis zum Ende des Winters konstant unter -3°C bleiben, obwohl eine dicke isolierende Schneedecke vorliegt.

Im Gegensatz zu den BTS Werten der aktiven Blockgletscher wurden bei den relikten Blockgletschern im Spätwinter -1°C oder sogar höhere Temperaturen gemessen. Somit kann man durch die BTS Temperaturen aktive/inaktive Blockgletscher (-1°C bis -2°C) gut von den relikten Blockgletschern ($>-1^{\circ}\text{C}$) unterscheiden.

Auch P-Wellengeschwindigkeiten unterscheiden sich bei bewachsenen ($\geq 2000\text{m/s}$) und unbewachsenen Blockgletschern ($<1000\text{m/s}$) signifikant. So kann gesagt werden, dass seismische Untersuchungen die BTS-Methoden ergänzen und gemeinsam mit der MAST ein Indikator für das Auftreten von Permafrost im Untergrund darstellt. Die Kombinationen dieser einfachen Verfahren kann die Erkundung und Kartierung von Permafrost in schwer zugänglichen alpinen Bereichen erheblich erleichtern.

Eine weitere wichtige Grundlage dieser Arbeit waren die detektierten P-Wellengeschwindigkeiten, die Hauck & Kneisel (2008) von Blockgletschern aus den Schweizer Alpen, dem Schwarzwald und aus Schweden publizierten (siehe Abbildung 6).

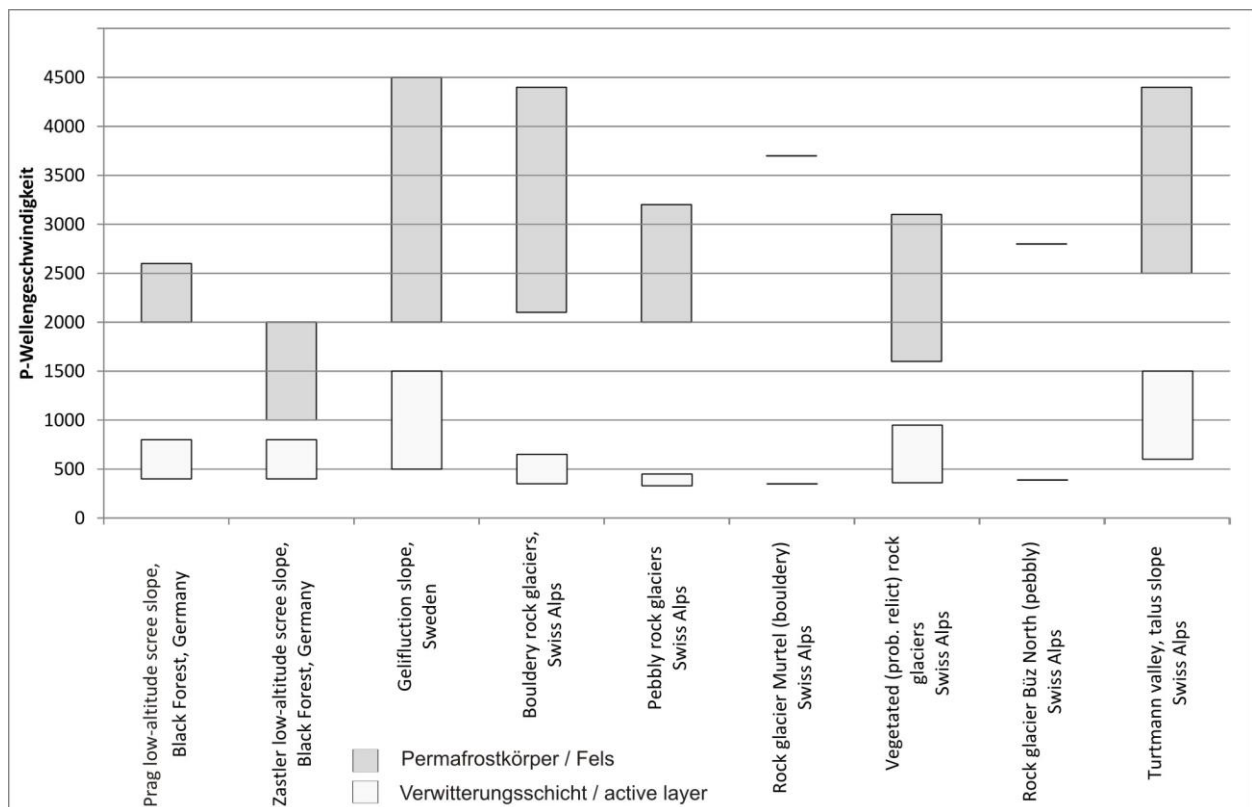


Abbildung 6: P-Wellengeschwindigkeiten von Blockgletschern aus den Schweizer Alpen, dem Schwarzwald und aus Schweden nach (Hauck & Kneisel, 2008)

3 Methodik

3.1 Seismik - Grundlagen

Die Seismik macht sich die Eigenschaften der Ausbreitung von elastischen Wellen in verschiedenen Medien zu Nutze, um die Struktur des Untergrundes zu erfassen. Je dichter das Gestein, desto schneller breiten sich im Allgemeinen die elastischen Wellen im Untergrund aus. Wenn elastische Wellen, welche von seismischen Quellen an- oder nahe der Oberfläche erzeugt werden, in den Untergrund eindringen wird ein gewisser Teil der Energie an Diskontinuitäten oder Schichtgrenzen zurückgesandt, und kommt dann auf unterschiedlichsten Wegen zurück zu einem Schwingungsaufzeichner (Geophon). Aufgrund der Laufzeiten, der Amplitude und der Form der Signale können die Geschwindigkeiten und auch die Lage der Schichten und Diskontinuitäten im Untergrund berechnet werden. In einem Körper hängt die Ausbreitung der seismischen Wellen von dessen elastischen Eigenschaften ab. Grundsätzlich unterscheidet man in Raum- und Oberflächenwellen, wobei die Raumwellen noch in *Kompressions-* und *Scherwellen* unterteilt werden. Die Oberflächenwellen werden in Rayleigh- und Love-Wellen unterteilt (siehe z.B. Press / Siever, 2008), aber in dieser Arbeit nicht näher behandelt.

Die **P-Welle** (Primärwelle) ist eine Kompressionswelle, schwingt in Ausbreitungsrichtung und kommt als erste am Geophon an, da sie die höchste Ausbreitungsgeschwindigkeit hat. P-Wellen sind mit den Schallwellen vergleichbar.

P-Wellengeschwindigkeit:

$$v_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad [m/s] \quad (1)$$

mit: v_P Ausbreitungsgeschwindigkeit der P-Welle
 λ 1. Lamé 'sche Konstante
 μ 2. Lamé 'sche Konstante = Schermodul
 ρ Dichte

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der P-Welle (Gleichung (1)) hängt von den Lamé'schen Konstanten λ und μ sowie von der Dichte ρ ab.

Die **S-Welle** (Sekundärwelle) ist eine Scherwelle, schwingt quer zur Ausbreitungsrichtung und hat eine geringere Ausbreitungsgeschwindigkeit als die P-Welle. Da in dieser Arbeit die seismische Tauchwellentomographie nur auf den Ersteinsätzen der P-Welle aufbaut, wird die Sekundärwelle nicht näher behandelt.

Abbildung 7 zeigt typische seismischen P-Wellengeschwindigkeiten einzelner geologischer Materialien (Knödel, et al., 2005).

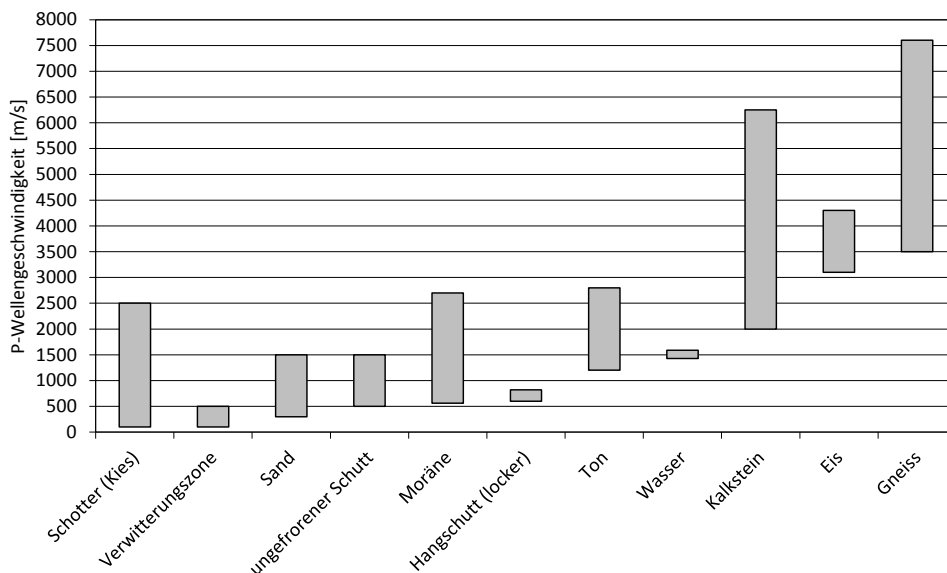


Abbildung 7: Seismische P-Wellengeschwindigkeit des Untergrundes, nach (Knödel, et al., 2005)

Seismische Untersuchungen werden grundsätzlich mit zwei Methoden durchgeführt, die je nach Distanz zwischen Quelle und Receiver, und auf die erwartete Eindringtiefe der Signale in **Reflexion** und **Refraktion** eingeordnet werden, wobei es aber meist Überlappungen der unterschiedlichen Verfahren gibt. In dieser Arbeit wird aber nur auf die refraktierten Signale näher eingegangen. In Abbildung 8 ist ein Seismogramm schematisch dargestellt, welches die unterschiedlichen Ankunftszeiten der empfangenen Signale, einer direkten und einer refraktierten Welle und deren Laufwege, zeigt.

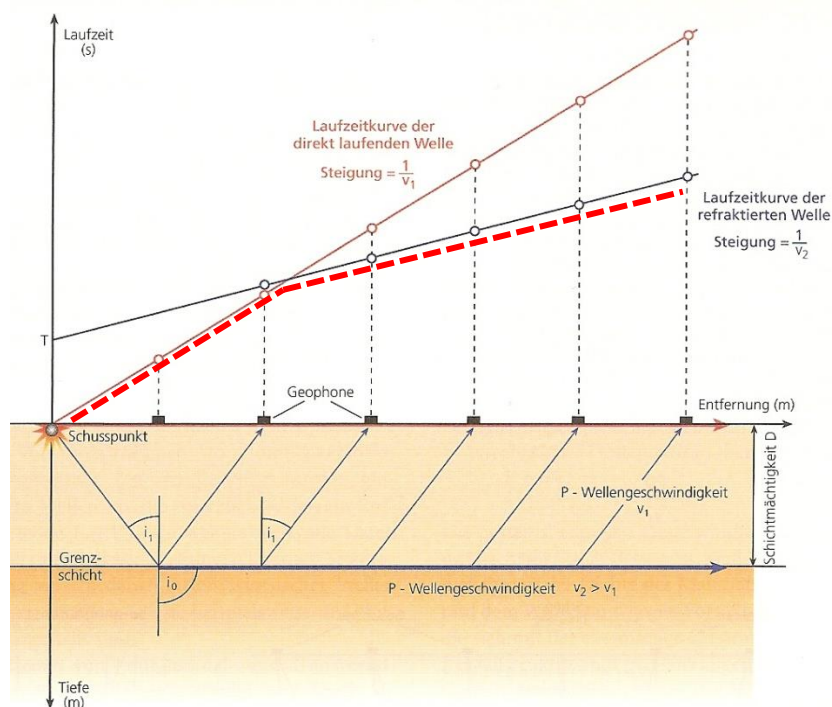


Abbildung 8: Schematisches Seismogramm mit Laufzeitkurven (Zeit [s] - Entfernung [m]) für eine direkte und eine refraktierte Welle (Press/Siever, 2008); Ersteinsätze werden rot strichliert dargestellt

In den tomographischen Verfahren, die nachfolgend beschrieben werden, werden nur die Ersteinsätze der seismischen Signale verwendet, welche in Abbildung 8 rot strichliert dargestellt sind.

3.2 Seismische Tauchwellentomographie

Eine seismische Tauchwellentomographie modelliert den Untergrund als kontinuierliches Geschwindigkeitsfeld (z.B. Behm, 2002), wobei aus den Laufzeiten der Ersteinsätze auf die Geschwindigkeitsverteilung im Untergrund geschlossen wird. Das Ergebnis einer solchen tomographischen Auswertung ist normalerweise eine 2 oder 3-dimensionale Verteilung der Ausbreitungsgeschwindigkeit im Untergrund. Die Tomographie funktioniert im Allgemeinen aber nur, wenn die Schichtgeschwindigkeit mit der Tiefe zunimmt (siehe Abbildung 9), da die Brechung des Strahles den Weg der Tauchwelle zwischen Quelle und Empfänger bestimmt, und bei einer Geschwindigkeitsabnahme die Strahlen im Untergrund verschwinden würden.

Dabei beschreibt die Normale auf die Wellenfront die Strahlrichtung im Untergrund. Diese Strahlen sind die Basis verschiedenster Auswerteverfahren, die bei der Tomographie zur Anwendung kommen. Um eine Tomographie bestmöglich aufzulösen und die Invertierung zufriedenstellend lösen zu können, ist dabei eine ausreichend hohe Anzahl von Schüssen und Geophonen notwendig, da für die Berechnung eine hohe Strahlüberdeckung notwendig ist, um Mehrdeutigkeiten zu eliminieren.

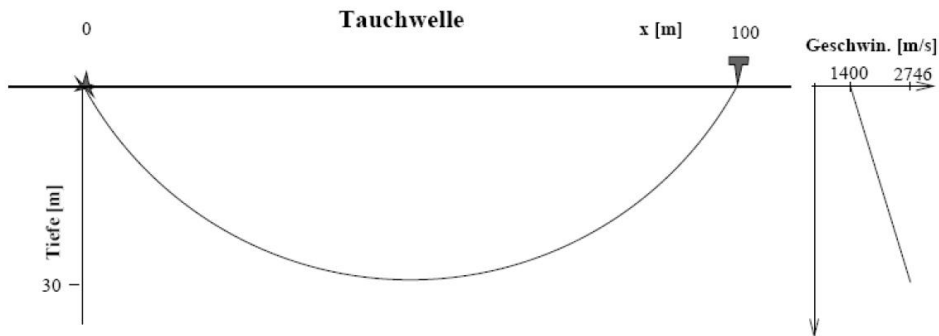


Abbildung 9: Verlauf des Strahlenweges einer seismischen Tauchwelle

Da die Tomographie iterativ durch Inversionen gelöst wird, braucht die Berechnung ein Startmodell, bei dem dann die Geschwindigkeitsverteilung so lange verändert wird, bis die Abweichungen zwischen theoretischen und beobachteten Laufzeiten minimiert sind. Dadurch wird die Laufzeitdifferenz eines Strahles entlang seines Laufweges, auf die Geschwindigkeiten des Untergrundes aufgeteilt.

In dieser Arbeit werden zwei spezielle Arten von Tomographien verwendet. In den folgenden Kapiteln werden die 1D-Tomographie und die 2D Refraktionstomographie näher erklärt.

3.2.1 1D-Tomographie

Die 1D-Tomographie bezieht sich nur auf die Ersteinsätze der seismischen Wellen und ist ein Sonderfall der tomographischen Auswertung (Behm et al., 2007). Sie liefert ein Geschwindigkeits-Tiefendiagramm, wobei die Geschwindigkeitsvariation nur mit der Tiefe angenommen wird und so ein lateral homogenes Medium vorausgesetzt wird. Dabei wird noch vorausgesetzt dass die seismische Geschwindigkeit mit zunehmender Tiefe ansteigt (siehe Abbildung 10).

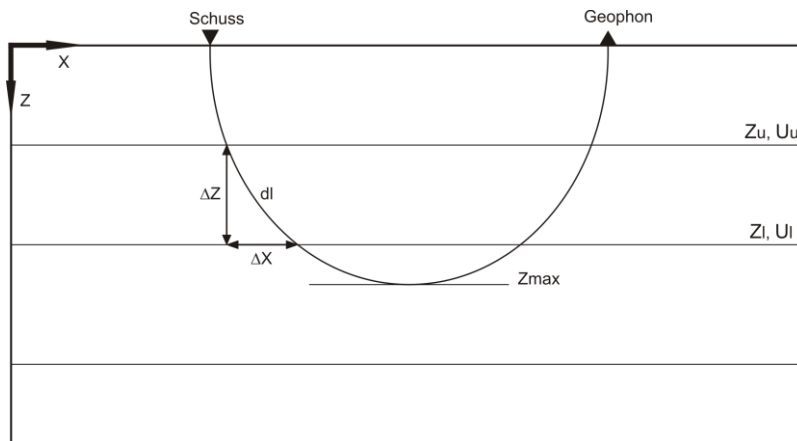


Abbildung 10: Schematisches Prinzip der 1D-Tomographie; jede Schicht hat eine eigene Geschwindigkeit, die mit der Tiefe zunimmt (Behm et al., 2007)

Die Basis der Berechnung ist ein Startmodell der Langsamkeiten, das iterativ verbessert wird, bis vordefinierte Abbruchbedingungen erfüllt sind. Zuerst wird die Strahlengeometrie für ein einfaches Modell durch Ray-Tracing berechnet. Dabei wird eine lineare Beziehung zwischen Laufzeitresiduen und unbekanntem Parametern durch eine lineare Modelmatrix aufgestellt. Durch eine Singulärwertzerlegung wird die inverse Modelmatrix berechnet und dadurch die Inversion gelöst. Der funktionale Zusammenhang kann in Behm et al. (2007) nachgelesen werden.

Bei der Inversion gibt es einige Parameter, die das Ergebnis signifikant beeinflussen. Der **Smoothing Operator** glättet die Kurve des fertigen Langsamkeitsmodells. Die Skalierung der berechneten Langsamkeits-Verbesserungen geschieht während des Inversionsprozesses mit dem **Relaxion Faktor**. Dabei konvergiert der Inversionsprozess rascher, wenn die Verbesserungen sehr klein sind. Der Gewichtungsfaktor **Epsilon** setzt die beobachteten Laufzeiten in Bezug zum Offset und gewichtet so die Geometrie. Mit dem **Default Gradient** werden die Geschwindigkeiten unterhalb der tiefsten Eindringtiefe eines Strahles definiert, damit es darunter nicht zu einer Diskontinuität und einem Sprung in der berechneten Geschwindigkeitskurve kommt. **Number of rays** ist die Gesamtanzahl der Strahlen, die für das Ray-Tracing verwendet werden. Weiters wird die maximale Anzahl der Iterationsschritte durch „**NI max**“ festgelegt. Zuletzt wird noch eine Abbruchbedingung (**Stop criterion**) festgelegt, bei der die Berechnung stoppt, wenn die Differenz zwischen zwei iterativ berechneten Modelllaufzeiten kleiner ist als die vorgegebene Schranke.

3.2.2 2D - Refraktionstomographie (WET)

Das WET-Verfahren (Wavepath Eikonal Traveltime) ist eine Art der Tomographie, die angewendet wird wenn die Kontraste der verschiedenen Geschwindigkeiten im Untergrund zu groß werden. Dabei spricht man von Verhältnissen größer als zwei oder drei zu eins. Hier werden Ray-Tracing Laufzeiten durch Lösungen der **Eikonalgleichung** ermittelt (Schuster & Quintus-Bosz, 1993).

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2 = \frac{1}{v^2(x, y, z)} \quad (2)$$

Die Eikonalgleichung (2) beschreibt die Laufzeit T von Phasen. Der spezielle Fall $T(x, y, z) = const.$ gibt die Form einer Wellenfront. Die Lösung ermöglicht damit die Konstruktion von Wellenfronten, da die Eikonalgleichung immer streng den Ersteinsatz liefert. Mit den gewonnenen Ersteinsätzen ist dann eine Modellierung von Tauchwellen möglich.

Im Gegensatz zu Ray-Tracing, bei dem sich die Welle entlang eines dünnen Strahles mit unendlicher Frequenz ausbreitet, verwendet die WET- Tomographie einen endlichen Wert der Frequenz und definiert die Umgebung des Strahles (Fresnelzone) nach folgender Formel (Watanabe, et al., 1999):

$$\tau_{SP} + \tau_{PR} - \tau_{SR} \leq \frac{1}{2f} \quad (3)$$

- mit: S Position des Schusses
P Position eines beliebigen Punktes
in der Fresnelzone
R Position des Receivers
 τ Laufzeit
f Frequenz

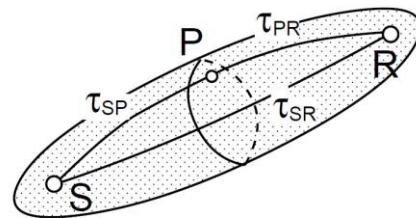


Abbildung 11: Schematische Darstellung der Fresnelzone eines Strahles vom Schusspunkt S zum Receiver R (Watanabe, et al., 1999)

Das bedeutet, dass sich die Wellen im Untergrund nicht in Strahlen ausbreiten, sondern es werden auch die Zonen in einem gewissen Bereich um den Strahl in die Berechnung mit einbezogen.

Durch die Lösung der Eikonalgleichung mit Hilfe einer Finite-Differenzen-Methode werden die Laufzeiten τ_{SP} , τ_{PR} und τ_{SR} , berechnet. Der Punkt P liegt in der Fresnelzone (siehe Abbildung 11), wenn die Differenz der Laufzeit des Strahles durch den Punkt P ($\tau_{SP} + \tau_{PR}$) mit der kürzesten Laufzeit τ_{SR} kleiner als $\frac{1}{2f}$ ist (Watanabe, et al., 1999). Ein großer Vorteil der Bestimmung der Fresnelzone ist, dass die Berechnung, im Vergleich zu anderen Methoden der Wellentheorie, deutlich weniger Rechenleistung benötigt, da sie zwischen Ray-Tracing und Wellentheorie situiert ist.

In der Praxis bedeutet das, dass man zuerst ein möglichst gutes Startmodell erzeugen muss, und die Berechnung dann iterativ erfolgt (siehe Flussdiagramm in Abbildung 12). Jeder Iterationsschritt liefert eine Lösung der Strahlenwege und eine neue Lösung der Modelllaufzeiten. Aufbauend auf diesen Ergebnissen erfolgt dann der nächste Iterationsschritt, der so lange fortgesetzt wird, bis keine nennenswerten Änderungen im Modell erfolgen, oder die Laufzeitresiduen kleiner als die Pickgenauigkeiten sind.

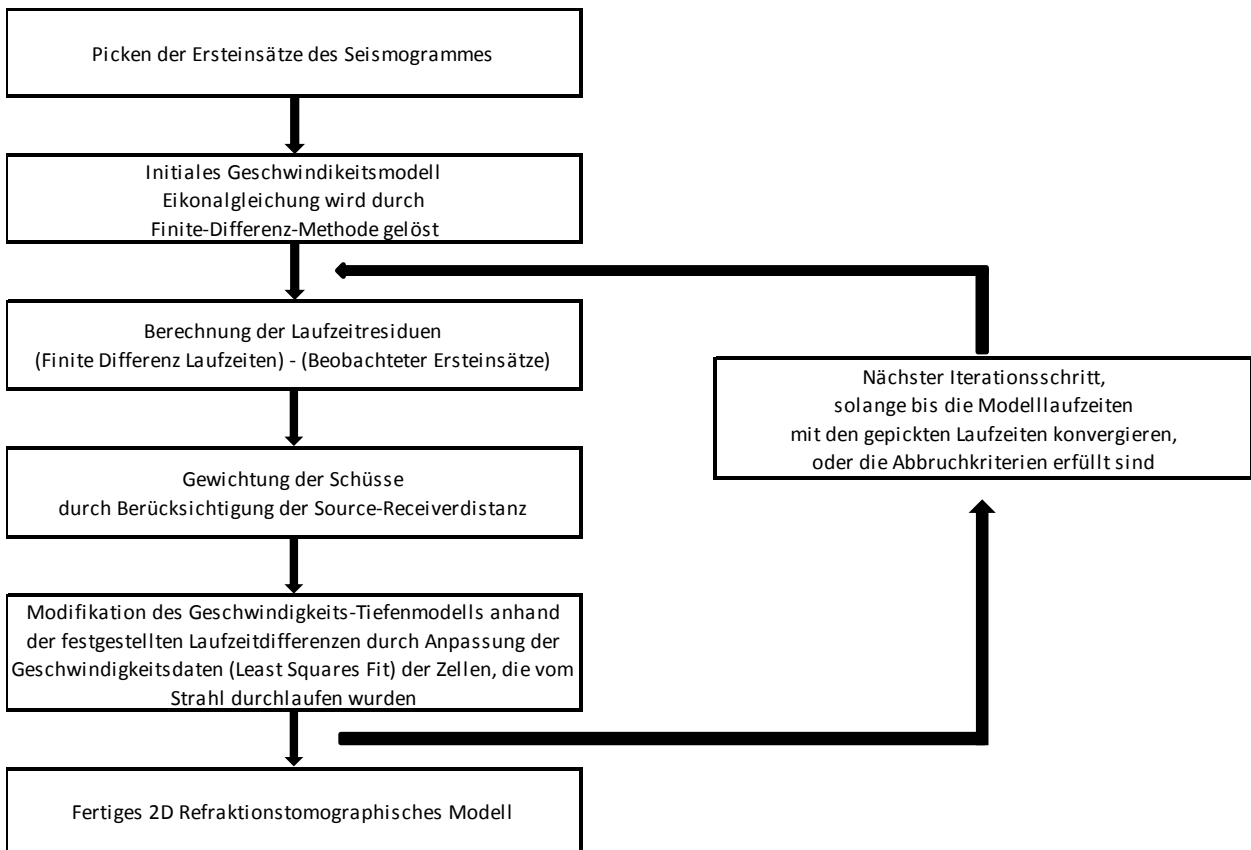


Abbildung 12: Flussdiagramm der Iterationsschritte der 2D-Refraktionstomographie (WET), (Schuster & Quintus-Bosz, 1993)

Im Gegensatz zu Ray-Tracing Tomographien berücksichtigen die WET-Algorithmen teilweise auch die Bandbreite des Quellsignales und plötzliche Geschwindigkeitssprünge im Untergrund (Sprünge können sich als Schatten-Effekte in den Daten auswirken). Gleichzeitig fungiert die WET-Tomographie als Glättung auf das rekonstruierte Modell, das sich wie ein Tiefpassfilter auswirkt.

3.3 Bodentemperaturmessungen

Bei ausreichender Schneehöhe im Winter (80cm) kann die Außentemperatur, also die der Luft, nicht mehr in den Untergrund eindringen, und die Temperatur an der Basis der Schneedecke wird dann vor allem aus dem Untergrund beeinflusst. Der Temperatursensor kann jetzt nur mehr die Temperaturen, die aus dem Untergrund abgestrahlt werden, aufzeichnen. Wenn im Untergrund Permafrost vorhanden ist, wird an der Basis der winterlichen Schneedecke eine deutlich geringere Temperatur gemessen, als dort, wo im Untergrund kein Permafrost vorhanden ist. Diese Temperaturen können mit unterschiedlichen Verfahren gemessen werden. Eine Methode ist die Messung mittels mobilen Temperatursonden, mit denen man punktweise, relativ schnell, eine große Fläche untersuchen kann (Ishikawa & Hirakawa, 2000), (Julià & Chueca, 2007). Eine andere Methode ist das Auslegen von selbständig messenden Temperaturloggern, die im Herbst an der Oberfläche im Schutt deponiert und mit kleinen Blöcken vor direkter Sonneneinstrahlung geschützt werden. In dieser Arbeit kommen ausschließlich Daten aus der zweiten Variante zum Einsatz. Haeberli (1975) beschreibt in seiner Arbeit die vorhandenen Temperaturen, die in vielen Arbeiten als Grenzwerte zur Interpretation verwendet werden und bis heute eine gültige Klassifizierung darstellen (siehe Tabelle 3).

„Nach den bisherigen Resultaten kann man bei einer BTS-Temperatur von weniger als -3°C mit Permafrost rechnen, BTS-Werte über -2°C deuten auf das Fehlen von oberflächennahem Permafrost hin und Werte zwischen -2 und -3°C müssen als Unsicherheitsbereich gelten, innerhalb dessen Permafrost weder ausgeschlossen noch als oberflächennah vorhanden (mit geringer Auftautiefe) angenommen werden kann.“

Klasse \ Grenzen	Obergrenze	Untergrenze
Kein Permafrost	-	-2°C
Permafrost möglich	-2°C	-3°C
Permafrost	-3°C	-

Tabelle 3: Temperaturwerte zur Klassifizierung von oberflächennahem Permafrost nach Haeberli (1975)

3.3.1 BTS-Messungen

BTS steht für „Bottom Temperature of Snow“, also für die Temperatur die im Winter am Boden der Schneedecke herrscht (Haeberli, 1973). BTS-Messsonden dringen nicht in den Boden ein und messen daher die Temperatur an der untersten Stelle der Schneedecke.

3.3.2 GST-Messungen

Die GST (ground surface temperature) ist die Bodentemperatur, die ganz nahe der Oberfläche herrscht. Bei diesen Messungen werden selbständig messende Temperaturlogger an der Oberfläche im Schutt deponiert und mit kleinen Blöcken vor direkter Sonneneinstrahlung geschützt. Dadurch kann der Logger die Temperaturen des Bodens aufzeichnen und wird nicht unmittelbar durch die Sonneneinstrahlung beeinflusst. Die Temperatur wird hier in einem bestimmten Intervall (z.B. jede Stunde) über eine lange Zeitspanne hindurch aufgezeichnet (z.B. ein Jahr oder mehr). Der Unterschied der gemessenen Temperatur im Vergleich zu den punktuellen BTS-Messungen am Boden der winterlichen Schneedecke ist vernachlässigbar klein (Isaksen, et al., 2003). Zum Interpretieren der Daten wird mit Hilfe des Zero-curtain Effektes (Phänomen der Aufrechterhaltung der Temperatur nahe 0°C über einen längeren Zeitraum während der Gefrier- und Auftauphase eines Bodens (Outcalt, et al., 2010)) zuerst die Drift der Temperaturlogger korrigiert und dann das Tagesmittel berechnet. Um nur Daten zu verwenden, wo die Schneedecke eine isolierende Wirkung aufweist (wGST, 80cm Schneehöhe), werden die Tagesmittel mit den metrologischen Daten (Lufttemperatur und Schneehöhe) der nächstliegenden metrologischen Station (z.B. TIWAG Station Weißsee) korreliert.

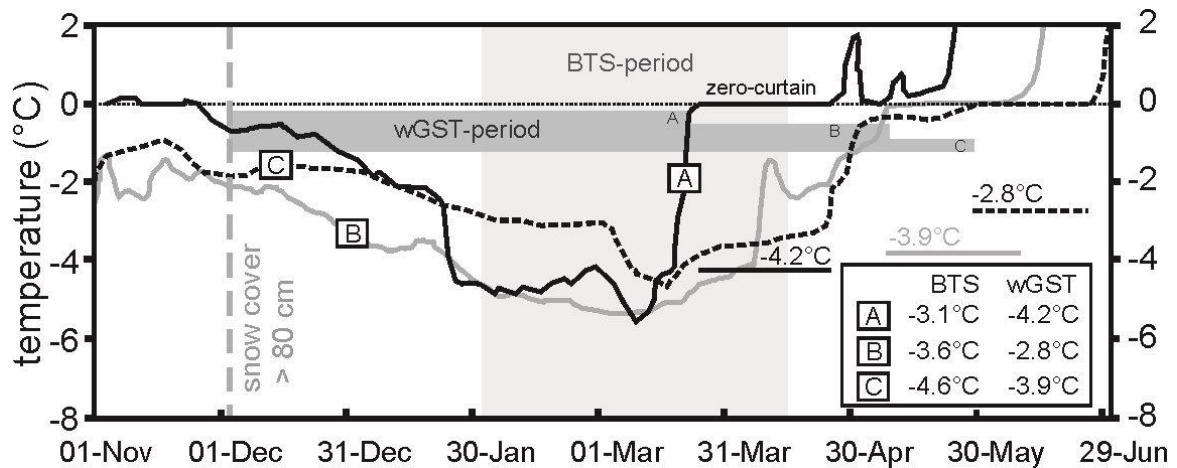


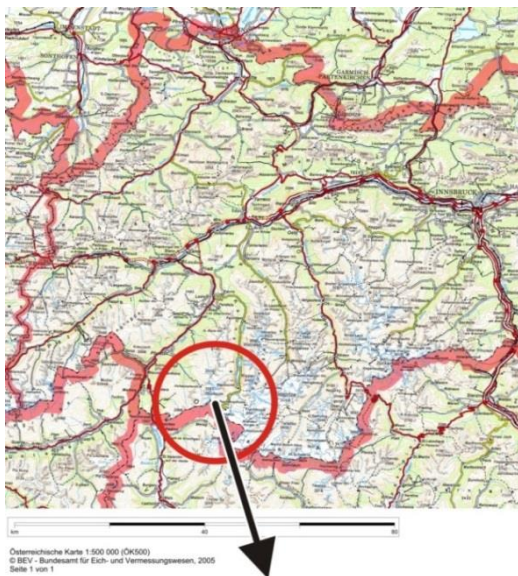
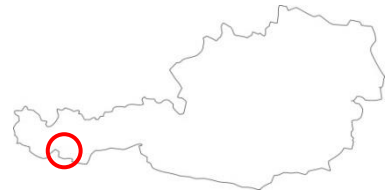
Abbildung 13: Messreihe eines Temperaturloggers über einen Winter

Um eine Durchschnittstemperatur für einen Standort zu berechnen, wird der Median der Temperaturdaten einer wGST-Zeitreihe (Von 80cm Schneehöhe bis zum Zero-Curtain Effekt) für jedes Jahr einzeln berechnet und dann der Mittelwert aus den jährlichen Medianen gebildet.

4 Messgebiet

Krummgampental

Das Krummgampental ist ein kleines hochalpines Seitental des Tiroler Kaunertales, kurz vor dem Schigebiet des Kaunertaler Gletschers. Das Messgebiet erstreckt sich von Ost nach West/Nordwest und liegt in einer Höhe von 2400m - 2900m über Adria und ist von Gipfeln (Glockturm 3355m) und Wänden umgeben, die mehr als 3000m ü. Adria hoch sind. Der durchschnittliche Jahresniederschlag liegt hier bei ca. 1500mm. Durch ständige Frost-/Tauwechsel weisen hier die Wände viele zerklüftete



Steilabbrüche und Rinnen auf, an deren Wand-Füßen sich dadurch mächtige Schutthalden gebildet haben. Hier wurde an der metrologischen Station der TIWAG, am nahegelegenen Weißsee (2450m ü. A.), eine durchschnittliche Jahrestemperatur von -0.7°C gemessen. Unter diesen Witterungsbedingungen bildete sich eine Landschaft, die teilweise einer unwirklichen, schuttbedeckten Mondlandschaft gleicht. Alte Seitenmoränen aus den verschiedenen Eiszeiten erinnern noch heute daran, dass die Region früher mit Gletschern bedeckt war. Heute ist dieses Tal in den Wintermonaten fast vollständig mit Schnee bedeckt und mit dem *Glockturm*, am nordwestlichen Ende, ein beliebtes Ausflugsziel für Skitourengeher.

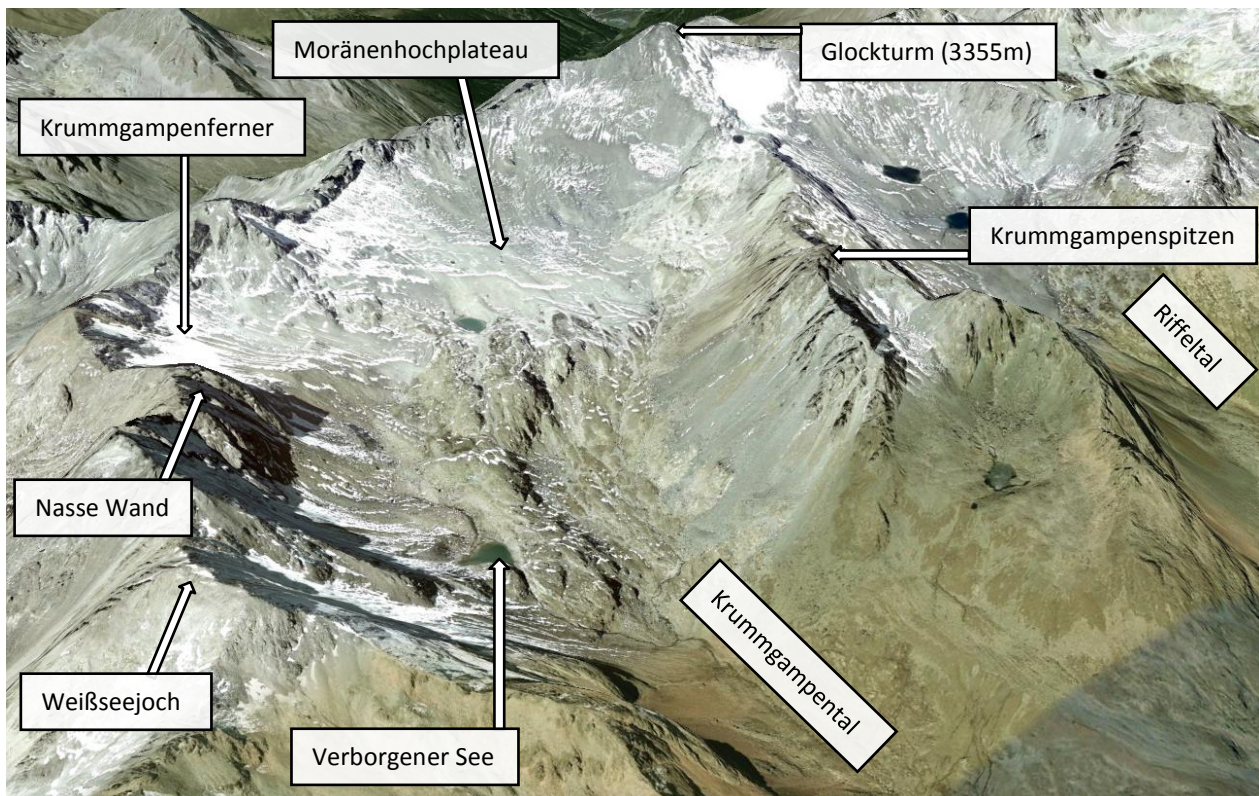


Abbildung 14: Google Earth - Blick Richtung Westen in das Krummgampental im hinteren Kaunertal

4.1 Geologie/ Geomorphologie

Geologisch gesehen liegt das Kaunertal im Ostalpin . Westlich davon grenzen Bündener Schiefer an die Strukturen aus dem Kristallin an. Diese Schiefer, die man „das Engadiner Fenster“ nennt, sind Decken aus dem Penninikum, die im Oberinntal zum Vorschein kommen (Froitzheim, 2013). Der Komplex von Bündener Schiefer und Prättigau-Flysch umfasst kreidezeitliche und tertiäre Gesteine, welche die ehemalige Füllung des Valais-Ozeanbeckens darstellen. Der östlich an dieses Fenster angrenzende Bereich, in dem auch das Kaunertal liegt, gehört zu den altkristallinen Massen der Ötztaler Alpen. Diese ostalpinen Decken überlagern hier die Bündener Schiefer und sind in unserem Messgebiet auf die Penninischen Decken aufgeschoben.

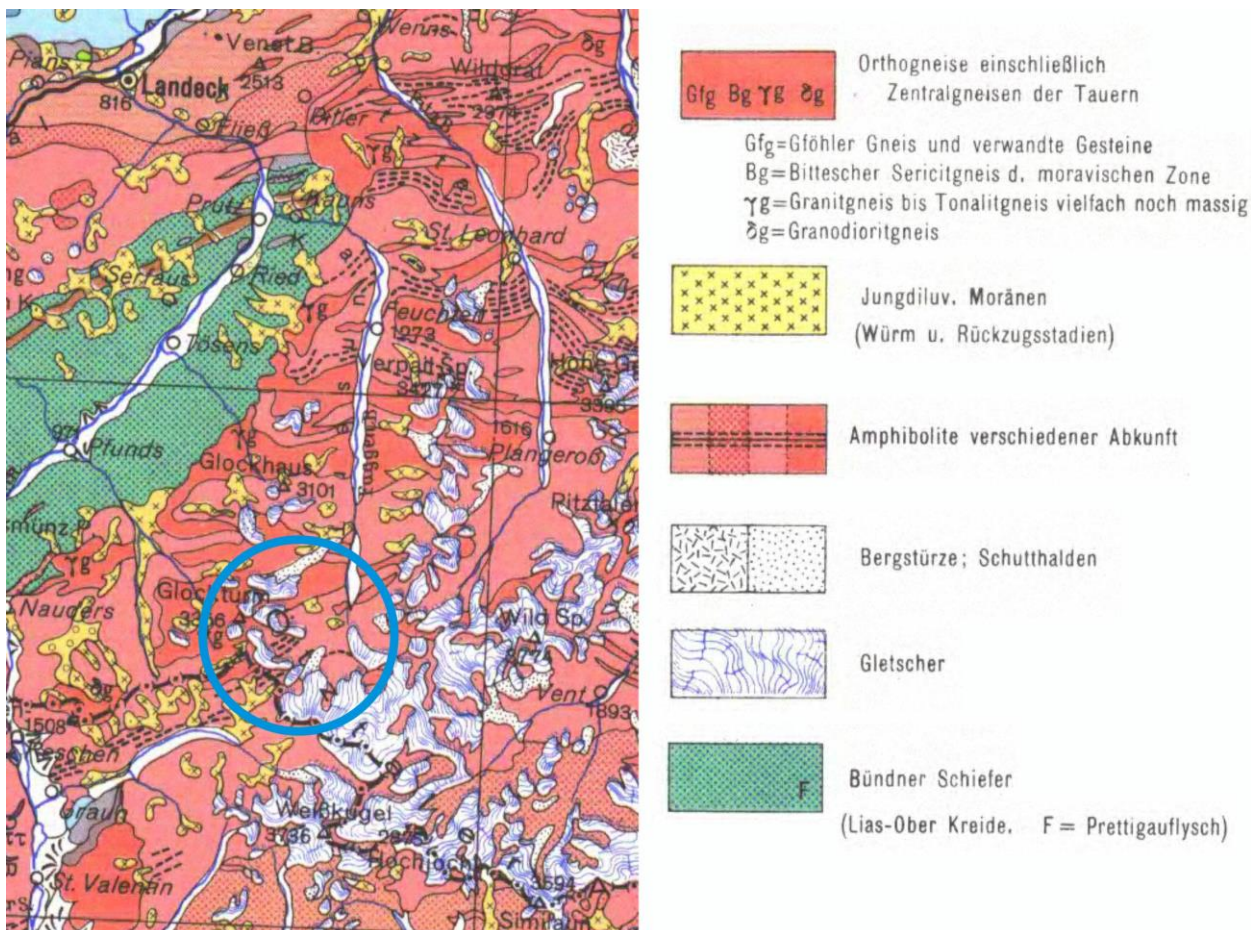


Abbildung 15: Geologische Karte der Geologischen Bundesanstalt Wien, Ausschnitt: Oberinntal/Kaunertal/Ötztaler Alpen, Tirol

Das hier anzutreffende Ötztaler Altkristallin besteht hauptsächlich aus Paragneisen, in das Granitgneise und Amphibolite eingelagert sind (siehe Abbildung 15). Die Amphibolite weisen eine weit höhere Festigkeit als die andern Gneise auf, da sie ein metamorphes Gestein, das hauptsächlich aus Amphibolen (meist Hornblendes) und Plagioklas besteht, sind. Granitgneise, auch Orthogneise genannt, sind ebenfalls ein metamorphes Umwandlungsprodukt, das meist schon mehrere Gesteinsumwandlungen hinter sich hat und aus bereits vorhandenen Gneisen, wie z.B. Granit entstanden sind. Paragneise sind zwar auch aus einer metamorphen Umwandlung hervorgegangen, haben aber, im Unterschied zu Orthogneisen, Sedimentgesteine wie Sandsteine, Grauwacken oder Tonschiefer als Ausgangsmaterial. Durch die unterschiedlichen Ausgangssedimentarten weisen diese Gneise auch eine größere Vielfalt an vorhandenen Mineralien auf, was sich deutlich in der Farbgebung widerspiegelt. Der untere, und mittlere Bereich des Krummgampentals unterscheidet sich, geologisch gesehen, ein klein wenig vom oberen Teil, der ab dem Moränenhochplateau etwas andere Gneise aufweist. Wie in

der geologisch-geomorphologischen Karte von Krainer (2013) (Abbildung 16) zu sehen ist, liegt der Eingang des Tales (Osten) im Paragneis. Der Mittelteil besteht allerdings vorwiegend aus Amphiboliten, die teilweise auch als Felsen bis an die Oberfläche ragen. Hier bestehen die umliegenden Gipfel der Felswände aus Paragneis (Glimmerschiefer) und Amphiboliten, deren Wandfüße mit Schutthalden ihres Felssturzmaterials verdeckt sind. Der Talboden, der sich vom Eingang bis zur markanten Felsstufe vor dem Moränenhochplateau erstreckt, ist durch Gletscher vor der kleinen Eiszeit (LIA=little ice age, 1350-1850) entstanden und besteht aus stark verdichtetem Moränenmaterial. Im oberen Bereich, dem Moränenhochplateau, ist der gesamte Talboden mit lockerem Moränenschutt aus dem LIA bedeckt. Die umliegenden Gipfel bestehen hier aber aus Orthogneisen. So wie im restlichen Teil des Messgebietes befinden sich auch hier mächtige Schutthalden, die die Wandfüße verdecken, aber dann nahtlos in Moränen übergehen. In einigen schattigen Nord exponierten Bereichen existieren an den Wandfüßen noch Reste von Gletschern.

Ein weiteres Merkmal dieses Gebietes sind die ständigen Frostaktivitäten, die auch geomorphologische Spuren wie Eismusterböden, Solifluktuionsloben und markante Blockgletscher hinterlassen haben. Die Gletscherreste, Blockgletscher, Moränen und Schutthalden speisen hier den Krümgampenbach, der sich durch das Tal hinausschlängelt und bei Schneeschmelze und starken Regenfällen zur Erosion beiträgt.

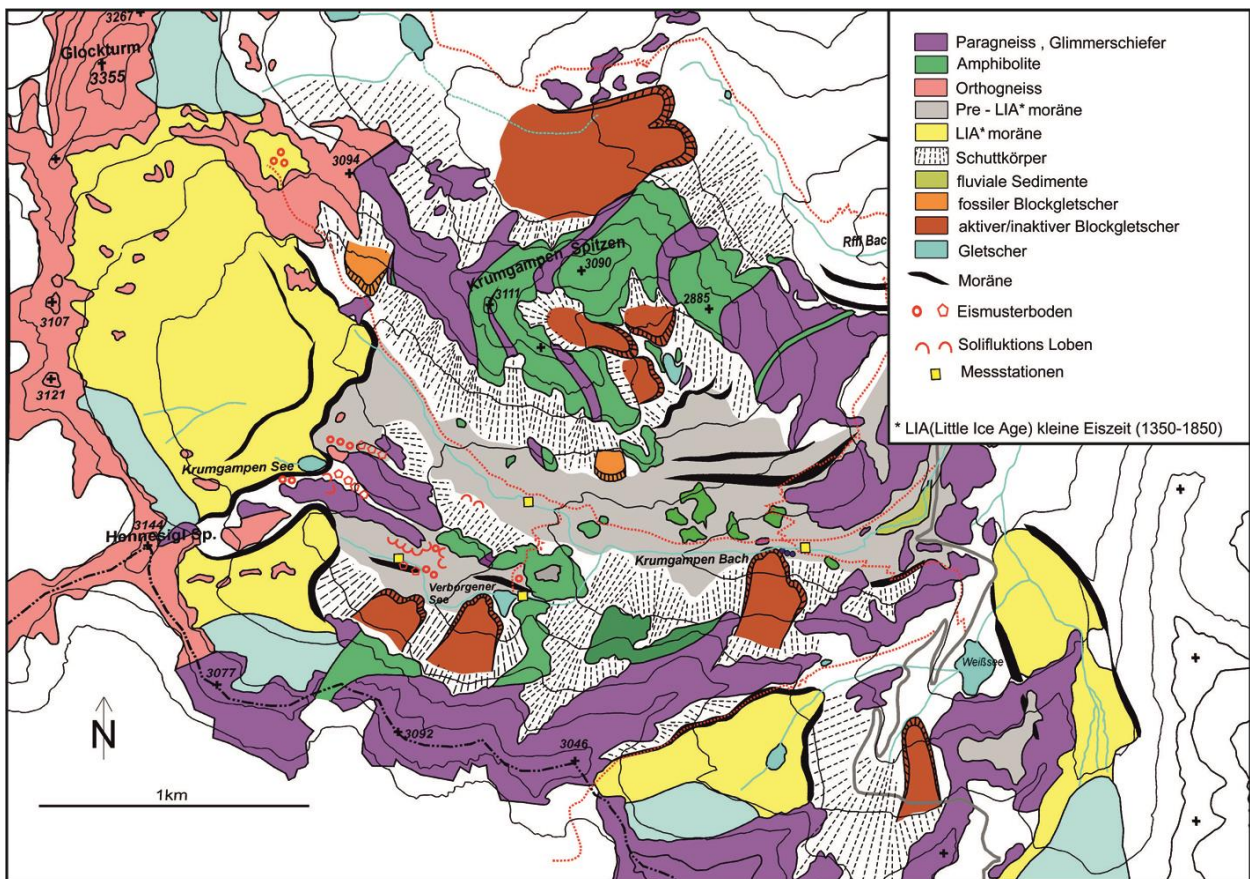


Abbildung 16: Geologisch - geomorphologische Karte des Krümgampentales (Krainer, et al., 2013)

4.2 Voruntersuchungen

Die Arbeit basiert auf den Voruntersuchungen, die im Rahmen des ÖAW-Projektes „Permafrost in Austria“ unter der Leitung von Prof. Dr. Krainer im Krummgampental durchgeführt wurden. Ein wichtiges Kriterium zur Auswahl der Profile, die der Autor in seiner Arbeit gemessen hatte, war die geologisch-geomorphologische Karte des Krummgampentales (siehe Abbildung 16) die Krainer 2010 fertiggestellt und im Zuge des ÖAW-Endberichtes 20013 publiziert hatte (Krainer, et al., 2013).

Im Zuge dieses ÖAW-Forschungsprojektes war Helmut Hausmann maßgeblich für die Koordinierung und die Durchführung der geophysikalischen Untersuchungen verantwortlich. In seinen eigenen Forschungsarbeiten untersuchte Hausmann die seismische Schichtgeschwindigkeiten und legte, mittels Geschwindigkeitskurven der 1D-Tomographie, die Grundlage, um mit einfachen Methoden Permafrost zu detektieren. Dabei fand er unter der Verwitterungs-/ Auftauschicht seismische P-Wellengeschwindigkeiten, die bei Felsprofilen 4500-5000m/s, bei Blockgletschern bis zu 3500m/s, bei Schutthalden 2800-3500m/s und bei Moränen 1400-4300m/s erreichten. Um die geophysikalischen Untersuchungen im Krummgampental zu ergänzen, wurden in den Wintern 2008-2011, von Hausmann zahlreiche Temperaturaufzeichnungen an der Basis der winterlichen Schneedecke (=BTS) mittels Temperaturloggern durchgeführt, und die Daten anschließend dem Autor zur Verfügung gestellt (siehe Tabelle 4, auf Seite 32).

Aufgrund dieser Voruntersuchungen wurde bereits eine räumliche Verteilung des Permafrost Vorkommens im Krummgampental kartiert, und im ÖAW-Endbericht 2013 veröffentlicht.

Eine weitere Arbeit, die auf den seismischen Daten sowie den Temperaturaufzeichnungen von Hausmann im Krummgampental basiert, ist die Diplomarbeit von Stefan Eipeldauer, mit dem Titel: „Quantifizierung von Sedimentspeichern in einem hochalpinen Tal“. Diese Arbeit ermittelt unter anderem das Sedimentvolumen, das ein wichtiger Eingangsparameter für eine hydrologische Modellierung im Einzugsgebiet des Krummgampentales darstellt. Im Zuge seiner Arbeit und der Arbeit des Autors wurden 25 Refraktionsseismik- und 12 Georadar-Messungen im Krummgampental durchgeführt, wobei der Autor nur die Seismischen Daten weiterverwendet hat. Eipeldauer verwendete seine Daten um die Felsoberfläche zu detektieren und stellt einen Ansatz vor, der auf der Basis der geophysikalischen Messergebnisse eine Modellierung der Felsoberfläche ermöglicht.

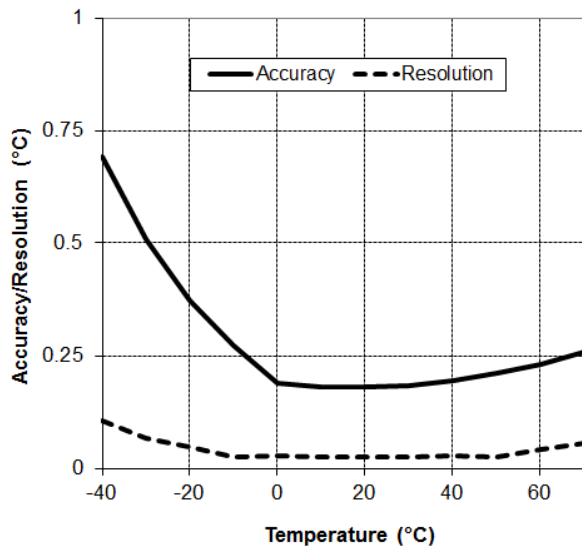
4.3 Bodentemperaturen

Temperaturlogger

Im Herbst werden die Temperaturlogger (siehe Abbildung 17) an der Oberfläche im Schutt deponiert, und mit kleinen Blöcken vor direkter Sonneneinstrahlung geschützt. Fällt dann Schnee, werden die Logger eingeschneit und bleiben dort mindestens ein Jahr liegen. Wenn im Untergrund Eis vorhanden ist, finden wir an der Basis der winterlichen Schneedecke deutlich niedrigere Temperaturen, als dort, wo im Untergrund kein Eis vorhanden ist.



Abbildung 17: Temperaturlogger
HOBO Water Temp Pro V2 (U22-001)



Verwendet wurden wasserdichte Datenlogger der Firma ONSET, die mit einer Genauigkeit von $\pm 0.27^{\circ}\text{C}$ bei -10°C und einer Drift von 0.1°C / Jahr die Temperaturmesswerte aufzeichneten. Der Logger ist mit einem widerstandsfähigen, schlanken, UV-stabilen und wasserdichtem Gehäuse für längere Einsätze zum Messen der Temperatur in Süß- oder Salzwasser ausgestattet. Die Lebensdauer der Batterie wird mit sechs (6) Jahren angegeben, und das Messintervall lag bei einer Stunde, bei manchen Profilen allerdings auch bei zwei Stunden. Ausgelesen wurden die Logger mit einer speziellen kabellosen USB-Kommunikationsschnittstelle.

(Weitere Spezifikationen des Hobo Loggers siehe Anhang 9.7)

Durchschnittstemperaturen (2008-2011)

Für die Berechnung der Durchschnittstemperatur wurde der Median der Temperaturdaten einer wGST-Zeitreihe (von 80cm Schneehöhe bis zum Zero-Curtain Effekt) für jedes Jahr einzeln berechnet, und dann der Mittelwert aus den jährlichen Medianen gebildet.

Profilname	Seehöhe [m ü. Adria]	Position	Ø Temp. 2008-2011
S100	2633	unteres Ende	-4.1
S100	2656	Profilmitte	-2.4
S100	2669	ob. Drittel	-2.0
S600	2727	neben	-1.3
S700	2693	Profilmitte	-1.3
S800	2696	Profilmitte	-2.2
S800	2697	oberes Ende	-6.1
S900	2509	Profilmitte	-2.1
S1000	2512	Profilmitte	-3.6
S1100	2519	Profilmitte	-2.8
S1700	2726	Profilmitte	-4.1
S1800	2838	Profilmitte	-1.1
S1900	2894	Westl. Ende	-1.9
S2000	2472	oberes Ende	-1.2
S2100	2540	unteres Ende	-6.1
S2100	2566	Mitte seitlich	-2.8
S2300	2805	unteres Ende	-4.7
S2400	2875	Profilmitte	-1.3
S2500	2639	Profilmitte	0.0
S2600	2512	Profilmitte	-3.6
S2600	2545	oberes Ende	-2.1
S2700	2564	oberes Ende	-0.4
S2800	2545	unteres Ende	-5.5
S2800	2570	Profilmitte	-0.2
S2900	2780	Profilmitte	-3.3
S3000	2860	oberes Ende	-4.8
S3300	2498	oberes Ende	-0.1
S3700	2612	unteres Ende	-2.6
S3800	2674	Pegel im Bach	-5.3
S3900	2654	Profilmitte	-0.2

Tabelle 4: wGST - Durchschnittstemperaturen der Profile (2008-2011)

Lage der Messpunkte:

In Abbildung 18 sind die Standorte der Temperaturlogger, die auf den Profilen gelegen sind, als blaue Punkte eingezeichnet, und die gemessenen Temperaturwerte daneben dargestellt.

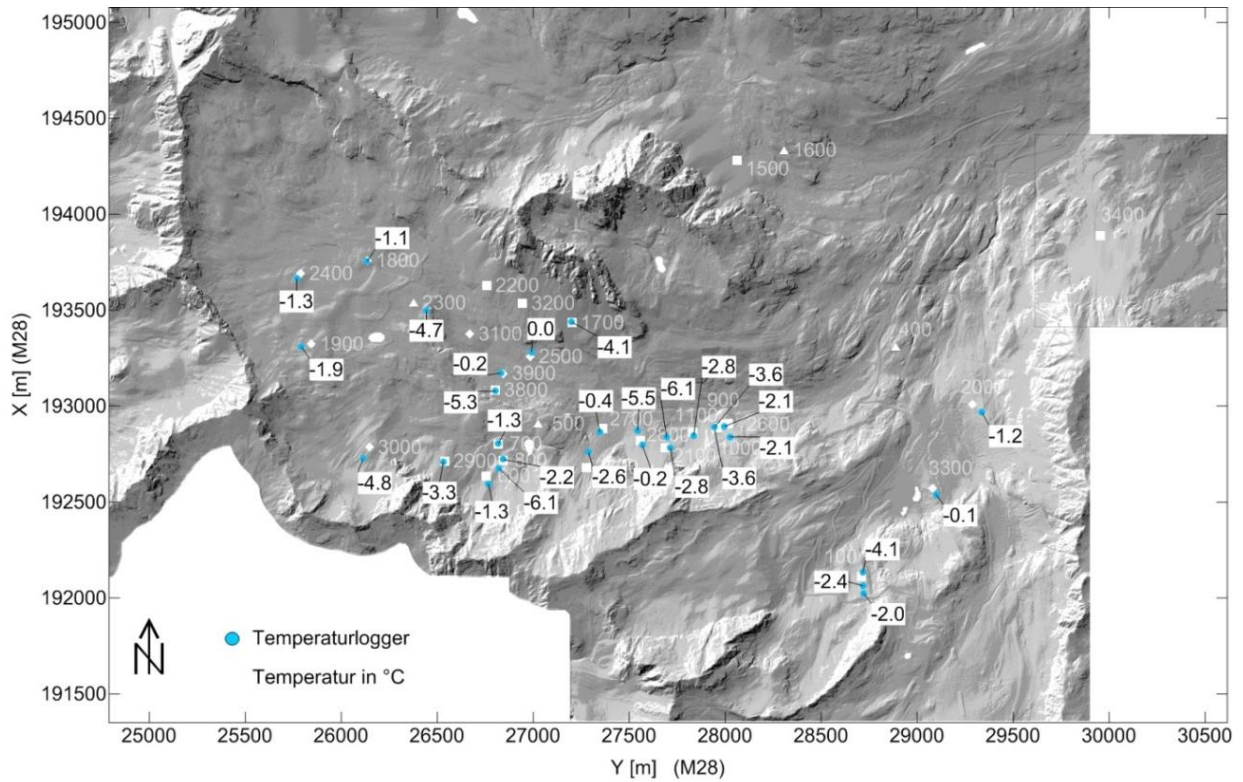


Abbildung 18: Standorte der GST-Temperaturlogger (Blaue Punkte) mit den gemessenen mittleren Temperaturwerten einer wGST-Zeitreihe (von 80cm schneehöhe bis zum Zero-Curtain Effekt)

5 Datenerfassung

Die Feldmessungen fanden im Juli und Oktober 2009 und im August 2010 in einem Seitental am südlichen Ende des Tiroler Kaunertals, im Krummgampental, statt.

5.1 Instrumentierung

Gewählt wurde für diese Untersuchungen die Hammerschlagseismik, da sich bei diesem Verfahren das Verhältnis von der Qualität der Signale zu Messaufwand und Eindringtiefe in einem vernünftigen Rahmen bewegen. Weiters musste das Messequipment zu Fuß an die unzugänglichsten Orte transportiert werden, wobei der längste Aufstieg ca. 4h in Anspruch nahm. Ein Messtrupp bestand aus 3 Personen, die das Equipment mittels eigens dafür gebauten Tragesystemen zum Messgebiet transportierten. In Abbildung 19 sieht man 2 Personen des Messtrupps, die je eine Triggerbox, 6 Geophone und ihre Persönliche Ausrüstung tragen.



Abbildung 19: Messtrupp mit zwei Triggerboxen ,12 Geophonen und persönlicher Ausrüstung am Weg zum Untersuchungsgebiet

Je nach Länge des Zustieges und einer durchschnittlichen Länge von 150m pro Profil, lag die Tagesleistung bei ca. 2-3 Profilen pro Tag.

Für die Seismik standen uns drei RefTEK 130 Rekorder und 12 Geophone zur Verfügung.

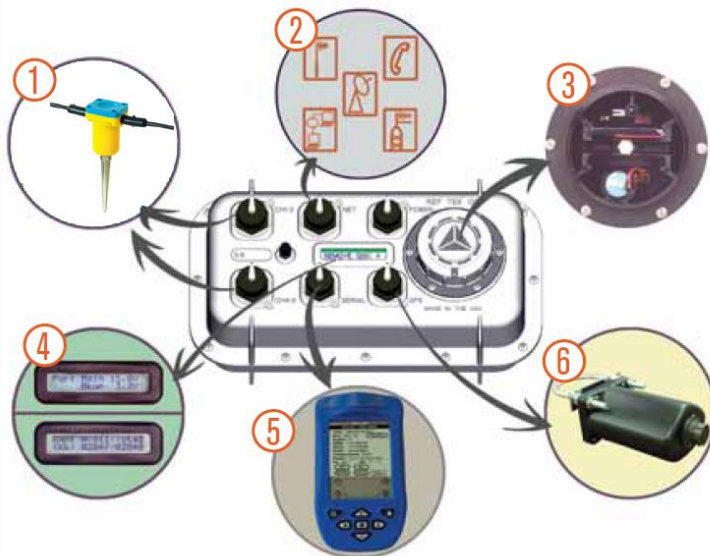
RefTEKs (Datenrekorder):

Das Herzstück des seismischen Messsystems ist der Datenrecorder der die am Geophon empfangen Signale digitalisiert und auf einem Speichermedium speichert. Ein RefTEK 130 ist ein universell einsetzbarer Breitbandrecorder der Firma Trimble (Trimble, 2014), der sowohl in stationären Einrichtungen als auch mobil im Feld verwendet werden kann. Dieses Gerät hat mit 16cm x 17.5cm x 33.3cm eine handliche Größe und mit 2kg ein akzeptables Gewicht, um getragen zu werden, und ist nach IP 68 zertifiziert und dadurch robust genug, um im Hochgebirge bei jedem Wetter eingesetzt zu werden. Der Datenrecorder verfügt über 6 Kanäle, an die beliebige Sensoren angeschlossen werden können. Weiters ist ein Netzwerkanschluss für einen online Datentransfer vorhanden. Gespeichert werden die Daten



Abbildung 20: RefTEK 130

auf zwei CF-II Speicherkarten. Um den Recorder zu konfigurieren, besitzt er einen Anschluss, an dem über einen PC oder einen PDA mit der entsprechenden Software die detaillierten Einstellungen vorgenommen werden können. Die voreingestellten Parameter können über das LCD-Display und die Status-LED kontrolliert werden. Um die Daten zeitlich zu synchronisieren, wird eine externe GPS Antenne angeschlossen, mit der die Daten mit einem Zeitstempel (Genauigkeit < 10µsec) versehen werden. (technische Daten siehe Anhang 9.1) Die einzelnen Anschlüsse des RefTEK-Rekorders sind nachfolgend in Abbildung 21 beschrieben:



- (1) 6 Input Channels für seismische Sensoren (Geophone)
- (2) Netzwerkanschluss
- (3) zwei CF-II Speicherkarten, Backup Batterie, Status LED
- (4) LCD Display zur Kontrolle
- (5) Anschluss für einen Controller (PDA, PC mit Spezialsoftware)
- (6) Anschluss für ein externes GPS zur Zeitsynchronisierung (<math><10\mu\text{sec}</math>)

Abbildung 21: Beschreibung der Anschlüsse eines RefTEK 130-Receiver



Abbildung 22: Triggerbox

Für die Datenerfassung in dieser Arbeit wurde eine kontinuierliche Aufzeichnung der Daten gewählt, die sofort aufzeichnete, sobald die Stromversorgung angeschlossen wurde. Aufgezeichnet wurden die Signale mit einer Abtastrate von 1000Hz, damit auch hochfrequente Signale nicht verloren gehen.

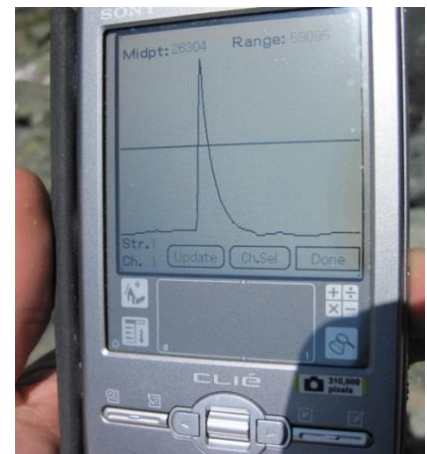


Abbildung 23: PDA mit Testpeak des Beschleunigungssensors am Schlaghammer

Gespeichert wurden die Rohdaten auf zwei CF-II Speicherkarten. Um bei allen Messungen eine sichere Datenaufzeichnung zu gewährleisten, wurden die Rekorder Einstellungen, der Beschleunigungssensor und dergleichen im Feld vor jeder Messung überprüft. In Abbildung 23 kann man einen Testimpuls, den der Sensor am Hammer erzeugt, am PDA sehen.



Bei der Messung wurden sowohl RefTEKs von Source als auch Receiver mit einem GPS-Empfänger ausgestattet, und die dadurch erhaltenen Zeitsignale kontinuierlich aufgezeichnet. Damit konnten die Zeitsysteme der 3 Receiver in der Auswertung vereinheitlicht und synchronisiert werden.

Abbildung 24: GPS Antenne zur Zeitsynchronisierung der aufgezeichneten Signale der drei seismischen Rekorder

Geophon:



Abbildung 25: omnidirektionales Geophon (14Hz) (links unten), Ankoppelung eines Geophones im grobblockigen Untergrund, Aufbau eines Geophones (rechts oben)

ION Sensor 14 Hz Geophone

Ein Geophon ist ein elektro-mechanischer Wandler, der eine Bodenbewegung in ein analoges Spannungssignal umwandelt.

Verwendet wurden 12 omnidirektionale Geophone mit 14Hz Eigenfrequenz und einer Tolleranz von $\pm 5\%$. Diese Geophone waren eine große Erleichterung für die Datenakquisition, da die Ankoppelung an den Untergrund problemlos auf verschiedenen Böden funktionierte. Weiters mussten sie vor der Messung nicht horizontiert werden und konnten auch normal zur Oberfläche (in schräger Position bis 25° von der lotrechten) seismische Signale aufzeichnen.

Signalerzeugung:

Zur seismischen Signalerzeugung wurden ein 5kg Schlaghammer mit einer 3kg Kunststoffplatte verwendet. Auf dem Vorschlaghammer wurde ein Beschleunigungssensor montiert, der mit dem RefTEK verbunden war und jeden Schlag aufzeichnete. Um das Signal/Noise Verhältnis für die Aufzeichnung zu erhöhen, wurde an einer Station mit dem Hammer mindestens 16mal auf die am Boden liegende Schlagplatte geschlagen (Quellstapelung). Die kontinuierlich aufgezeichneten Signale des am Hammer montierten Beschleunigungssensors wurden für die Erzeugung eines verbesserten, komprimierten Signales verwendet, da bei der Auswertung anschließend das Signal gestapelt und zu einem Gesamtimpuls zusammengesetzt werden kann. Die Kunststoffplatte hatte dabei eine leicht dämpfende Eigenschaft für den Schlagenden und stellte gleichzeitig eine bessere Ankoppelung zur Signalübertragung an den Untergrund her.

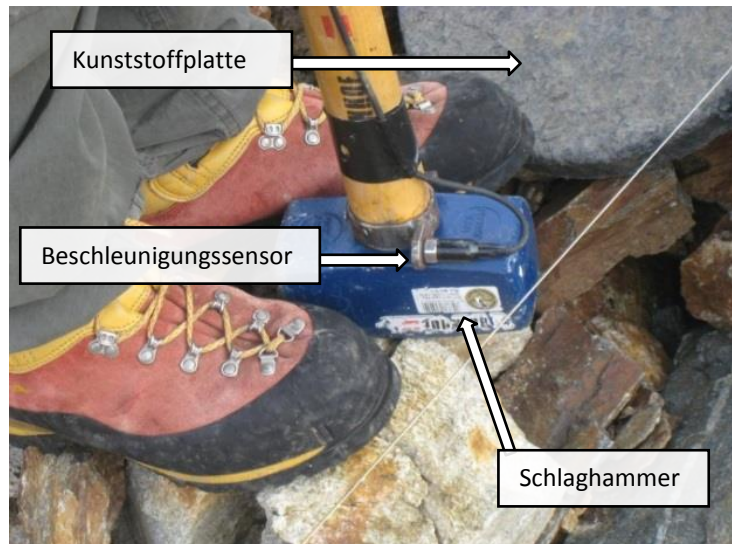
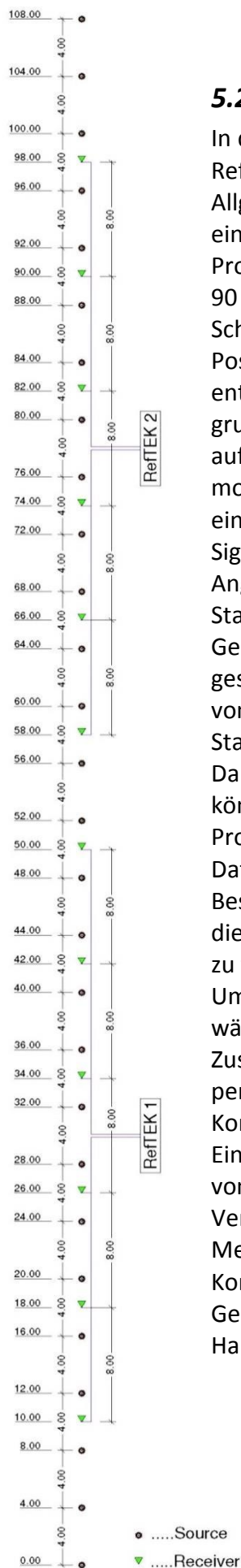


Abbildung 26: 5kg Schlaghammer und 3kg Kunststoffplatte (rechts oben im Bild) zur seismischen Signalerzeugung



5.2 Messanordnung

In dieser Arbeit wurde mit 12 omni-direktionalen 14Hz Geophonen und drei RefTEKs 130 gemessen. Die Eindringtiefe der Refraktionsseismik kann im Allgemeinen als $1/3$ der Profillänge angenommen werden, was sich bei einer Profillänge von 120m mit 40m Tiefe ausdrücken würde. Entlang eines Profils wurde zu Beginn ein Maßband geradlinig ausgelegt (Profillängen von 90 bis 200m), um die Geometrie und die Lage der Geophone und Schusspunkte festzulegen. Die Länge des Profils entschied dabei über die Position der zwei stationären RefTEKs, da die Recorder entsprechend entlang des Profils positioniert werden mussten. Die Messanordnung wies grundsätzlich die Geometrie, die in Abbildung 27 grafisch dargestellt ist, auf. Bei den Messungen lagen die Geophone im Abstand von 8m. In der mobilen Triggerbox war, im Unterscheid zu den stationären RefTEKs, nur ein Beschleunigungssensor (siehe Abbildung 26) zur Aufzeichnung des Signals des Hammerschlages und eine GPS-Antenne angeschlossen.

Angeregt (Hammerschlag) wurde alle 4m, wobei dem ersten Quellpunkt die Stationierung Null zugewiesen wurde. Die Schusspunkte wurden zu den Geophonen um 2m versetzt, sodass knapp vor und hinter einem Geophon geschlagen wurde. Bei längeren Profilen wurden Fernschüsse im Intervall von etwa 8m an die Profile angehängt. Für diese wurde die vertikale Stapelung auf 20+ erhöht.

Damit die Daten nach der Messkampagne weiterverarbeitet werden können, wurde im Feld ein detailliertes Protokoll der Messungen von jedem Profil angelegt. Hier wurden wichtige Parameter wie Projektnummer, Datum, mitarbeitende Personen, seismische Quelle, Orientierung / Beschreibung der Lage des Profils, Zeitspanne in der geschlagen wurde, und die Bodenbeschaffenheit notiert. Ein Muster ist im Anhang unter Punkt 9.9 zu finden.

Um die Profile nachträglich eindeutig identifizieren zu können, wurden während der Messung markante Punkte im Profilverlauf farblich vermarktet. Zusätzlich wurde jedes Profil mittels Foto dokumentiert und in seiner Lage per GPS auf ± 4 m bestimmt (Garmin - GPS Handheld mit EGNOS/WAAS Korrekturen).

Einige Profile, die in dieser Arbeit behandelt werden, wurden im Jahr 2008 von Hausmann gemessen und anschließend die Daten dem Autor zur Verfügung gestellt. Bei bei diesen Messkampagnen wurde eine ältere Messapparatur mit nur 4 Geophonen (4.5 Hz, 3-Komponenten) in Kombination mit zwei Datenloggern (RefTEK 130, 6 Kanäle) verwendet. Der Geophonabstand betrug dabei 6m und die Anregungen erfolgten mittels Hammerschlag alle 4m.

Abbildung 27: Geometrie einer seismischen Messung mit 12 Geophonen; die grünen Dreiecke stellen die Positionen der Geophone dar; die grauen Kreise stellen die Anregungspunkte dar (Schusspositionen)

5.3 Gemessene seismische Profile:

Die gemessenen Profile wurden auf der Basis der geologisch-geomorphologischen Kartierung und der berechneten Permafrost-Verbreitung im Messgebiet selektiv ausgewählt und liegen in Höhen zwischen 2300 und 2900m Seehöhe. Die Auswahl

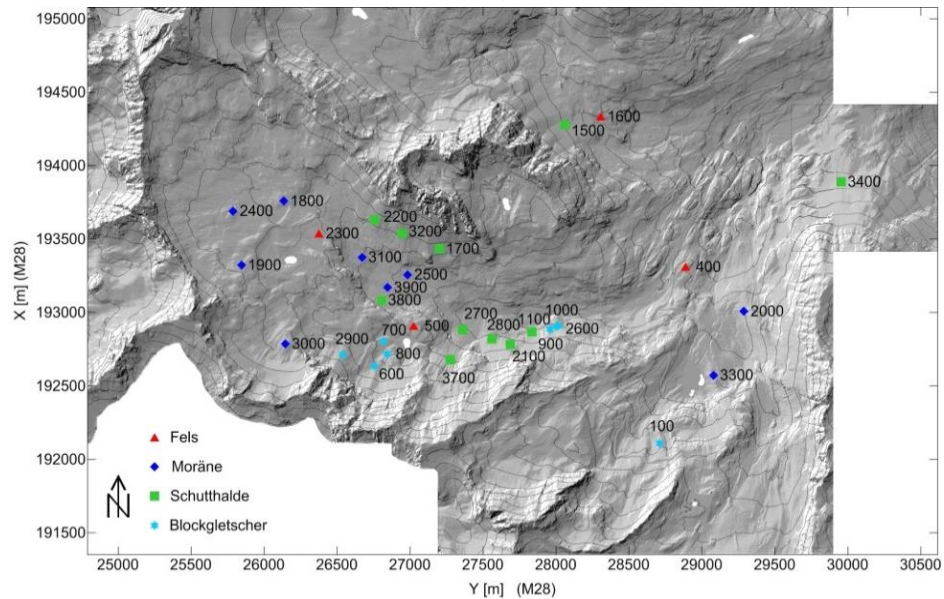


Abbildung 28: Übersicht der gemessenen seismischen Profile

berücksichtigte dabei besonders Permafrost

verdächtige und Permafrost freie Gebiete, wobei dann noch genauer in Klassen wie Schutthalden, Moränen, Blockgletscher und Fels unterschieden wurde (siehe Abbildung 28 und Tabelle 5). Die Messungen wurden in mehreren Jahren hintereinander im Krummgampental und im nördlich gelegenen Riffeltal durchgeführt. Im Sommer 2009 fanden drei Feldeinsätze (13.–21.07., 10.–12.08., und 5.–13.10.) statt, bei denen vierzehn Profile gemessen wurden (S2100-S3400). Die letzten drei Profile dieser Arbeit (S3700, S3800, S3900) wurden im Jahr 2010 gemessen. Im Jahr 2008 wurden von Hausmann in zwei Messkampagnen die seismischen Profile S100 bis S2000 gemessen und die Daten dem Autor zur Verfügung gestellt.

Profilname	geomorphologische Klasse
S 100	aktiver Blockgletscher
S 400	Fels
S 500	Fels
S 600	aktiver Blockgletscher
S 700	aktiver Blockgletscher
S 800	aktiver Blockgletscher
S 900	aktiver Blockgletscher
S 1000	aktiver Blockgletscher
S 1100	Schutthalde
S 1500	Schutthalde
S 1600	Fels
S 1700	Schutthalde
S 1800	Moräne
S 1900	Moräne
S 2000	Seitenmoräne
S 2100	Schutthalde

Profilname	geomorphologische Klasse
S 2200	Schutthalde
S 2300	Fels
S 2400	Moräne
S 2500	alte Moräne
S 2600	Blockgletscher
S 2700	Schutthalde
S 2800	Schutthalde
S 2900	Blockgletscher
S 3000	Moräne
S 3100	alte Moräne
S 3200	Schutthalde
S 3300	Seitenmoräne
S 3400	Schutthalde
S 3700	Schutthalde
S 3800	Schutthalde
S 3900	alte Moräne

Tabelle 5: Übersicht der gemessenen seismischen Profile mit einer Zuordnung in 4 geomorphologische Klassen

6 Auswertung

Bei der Auswertung werden mehrere Programme gleichzeitig verwendet. Verwendet wurden unter anderem Microsoft Excel und die seismische Explorationssoftware Promax (von Landmark). Das Herzstück der Arbeit ist das Programm „Seismon“, das ein open-source Software Projekt ist, eine MySQL Datenbank verwendet und in Matlab© geschrieben wurde (Mertl und Hausmann 2009). Seismon ist bausteinartig und objektorientiert aufgebaut, so dass neu entwickelte Algorithmen leicht dem „workflow“ hinzugefügt werden können. Ergänzt wird die Auswertung durch das Programm Rayfract von Intelligent Resources Inc. .

6.1 Datenverarbeitung

Um einen Überblick über die Datenverarbeitung zu bekommen, sind die Schritte in der Abbildung 29 in einem Flussdiagramm graphisch dargestellt:

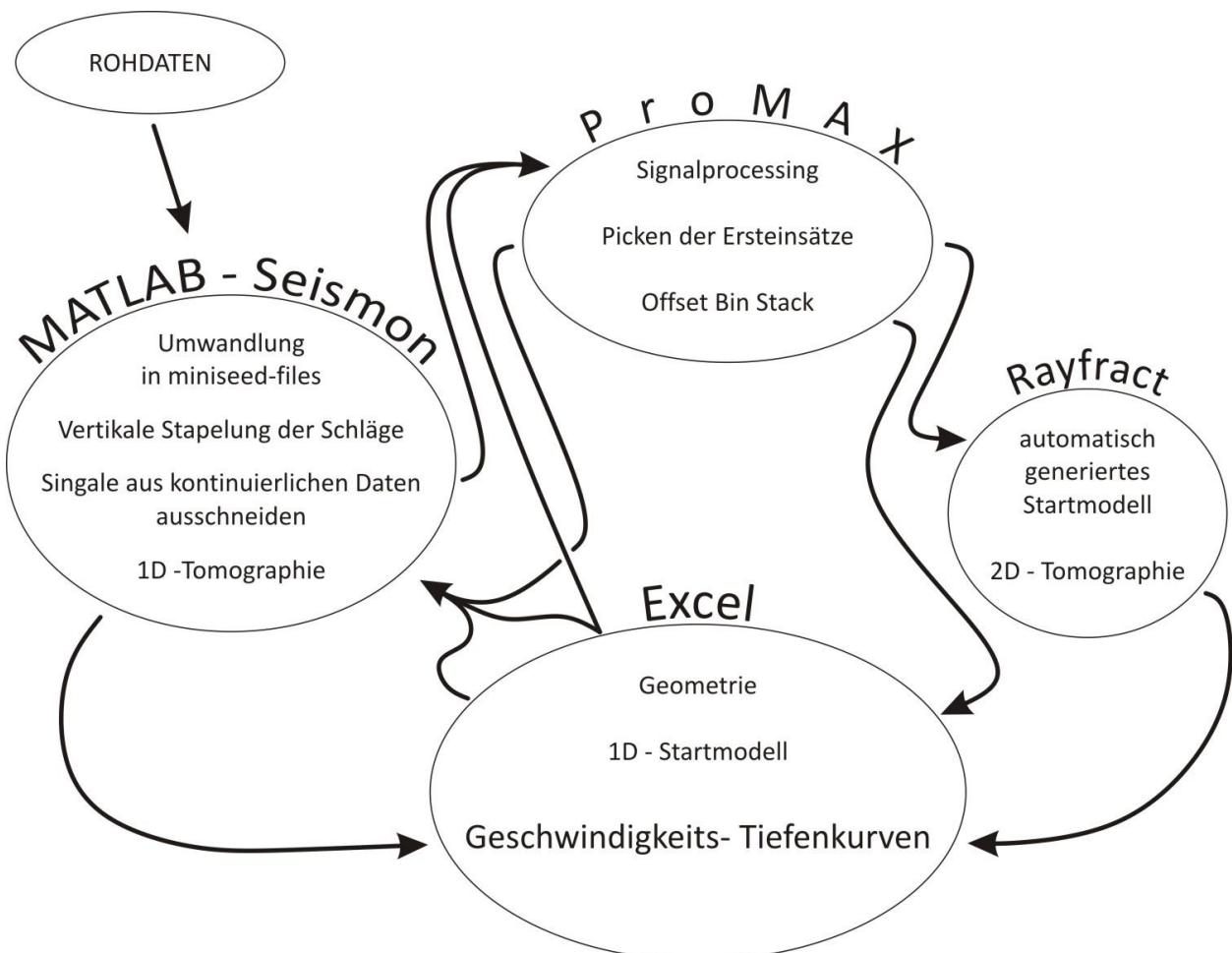


Abbildung 29: Flussdiagramm der Datenverarbeitung mit den Programmen Seismon, ProMAX, Rayfract und Excel

6.1.1 Verarbeitung der Rohdaten

Zunächst wurden die seismischen Rohdaten, mit einer durch Seismon (open source Software) angesteuerten Routine von RefTEK, in miniseed Dateien (eine Datei pro Messtag) umgewandelt und anschließend in eine MySQL Datenbank importiert. Weiters wurden zwei Files, die die Geometrie des Profils festlegen, importiert. Mit dem File „stations“ wurden die Koordinaten der Geophone eingelesen, und mit dem File „sensor“ wurden die Einstellungen und die Zuordnungen zwischen den RefTEKs und den Kanälen zu den einzelnen Geophonen geladen und festgelegt. Abschließend wurde noch ein „shotfile“ im CSV-Format mit den Zeiten der Hammerschläge und den Koordinaten der Schusspunkte, geladen.

Anschließend wurden die Impulssignale der Hammerschläge aus den kontinuierlich aufgezeichneten Rohdaten bearbeitet. Dazu wurden die, am Geophon empfangenen Signale der durchschnittlich 16 einzelnen Hammerschläge pro Messpunkt (siehe Abbildung 30, schwarze Einzelimpulse im oberen Bereich der Abb.) mit dem Triggersignal (Abbildung 30, schwarze kurze Einzelimpulse im unteren Bereich der Abb.) auf die Quellzeitpunkte bezogen. Um ein optimales vertikales Stapeln zu erreichen, wurden die einzelnen Geophonaufzeichnungen, je nach ihrem Signal/Rauschverhältnis gewichtet und zu einem einzelnen Signal pro Geophonkanal zusammengestapelt (Abbildung 30, Mitte, deutlich erkennbares Signal in Blau dargestellt) (Hausmann, et al., 2009).

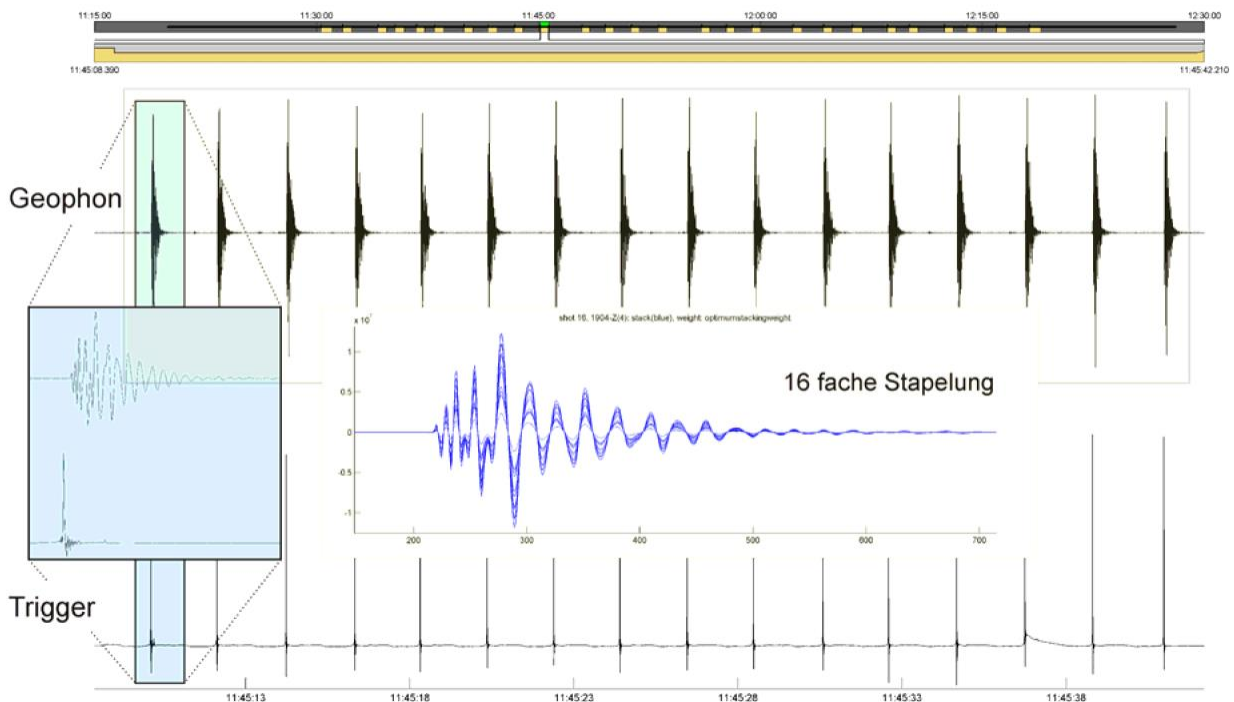


Abbildung 30: Stapelung der Geophonaufnahmen und zeitliche Reduzierung der Aufnahmen auf das Triggersignal: Schwarz – Einzelaufzeichnung der seismischen Wellen an einem Geophon (oben) und der Beschleunigung am Anregungspunkt (unten); Mitte – Verbesserung des Signal/Rauschverhältnis durch 16 fache Stapelung; (Hausmann, et al., 2009)

Anschließend wurden die Daten in einem SEG-Y Format, welches die Geometrie der Datenerfassung im Header gespeichert hat, exportiert.

6.1.2 Signalprozessing

Im Programm ProMAX wurde die Spuren, die zu einem Schuss gehörten, auf den Schusszeitpunkt bezogen, und auch die Zuordnung der Spuren zur Geometrie gesetzt. Zuerst werden die Daten nach den Schrägdistanzen (Schuss-Receiver) sortiert. Mit einem Shift wurden die Spuren anschließend um 10ms nach unten geschoben, also später dargestellt, wodurch man die Ersteinsätze besser erkennen konnte. Um die Daten schneller weiterzubearbeiten, wurde die Länge des Signales auf 500ms reduziert, was für die refraktionsseismische Auswertung keinen Qualitätsverlust darstellte. Damit die direkte Welle besser erkannt werden konnte, wurden die Signale, die sich gleich oder langsamer als der Luftschall ausbreiteten ($\leq 330\text{m/s}$) weggeschnitten. Danach wurden die Amplituden der Signale mittels einer AGC (Automatic Gain Control) mit einer Fensterlänge von 150ms normiert. Da die Signale eine gute Qualität aufwiesen, war eine weitere Filterung mittels Bandpassfilter nicht notwendig. Anschließend wurde ein Satz mit signalprozessierten Daten erstellt.

6.1.3 Picken der Ersteinsätze

In den zuvor erstellten signalprozessierten Daten wurden die Ersteinsätze der Laufzeiten bei jeder Spur händisch gepickt (markiert). Anschließend wurden die gepickten Ersteinsätze, inkl. Source- und Receiverindexnummern und Offsets für die Laufzeit-Tiefeninversion exportiert.

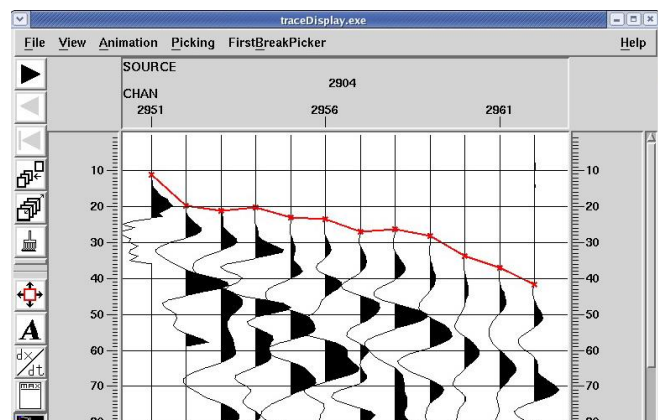


Abbildung 31: Seismische Einzelspuren eines Schusses, die am Blockgletscher S2900 von den 12 Geophonen detektiert wurden. Rote Linie = händisch gepickte Ersteinsätze des seismischen Signales

6.1.4 Startmodell

Für die Berechnung der 1D-Inversion musste vorher ein Startmodell erstellt werden. Dafür wurden die zuvor signalprozessierten Daten, eines ReferenzProfils nach der Schuss-Receiverdistanz geordnet und nach Common-Midpoints sortiert. Danach wurden alle Spuren die im Intervall von 5m Abstand liegen, dem gleichen „naoffset“ zugeordnet, damit sie zu einer einzelnen Spur zusammengestapelt werden können. Die Abbildung der gestapelten Spuren nennt man „Offset Bin Stack“. Im Stack können die Welleneinsätze besser herausgelesen und die für die Erstellung des Startmodelles notwendigen Schichtgeschwindigkeiten abgelesen werden. Zusätzlich kann damit auch die Tiefe zum Fels oder Eis grob abgeschätzt werden. Die genaue Definition der Startmodelle kann Im Kapitel 6.2 nachgelesen werden. Weiters wird dort auch der Einfluss, den die Startmodelle auf die Berechnung der 1D-Tomographien ausüben, genauer untersucht.

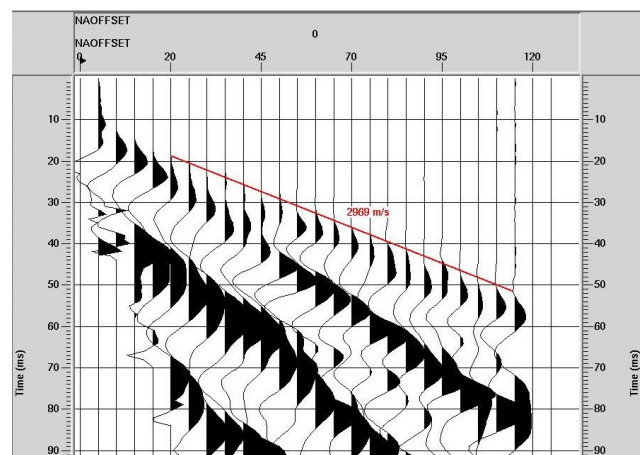


Abbildung 32: Offset Bin Stack eines Blockgletschers (Profil 2900) mit ermittelter Schichtgeschwindigkeit (rot)

6.1.5 1D – Inversion der Laufzeiten

Unter Anwendung eines profilabhängigen Startmodells (3 mögliche Modelle) wird die eindimensionale Tomographie iterativ durch Inversionen gelöst. Durch mehrere Parameter werden die Inversionsbedingungen und Abbruchkriterien der Iteration festgelegt.

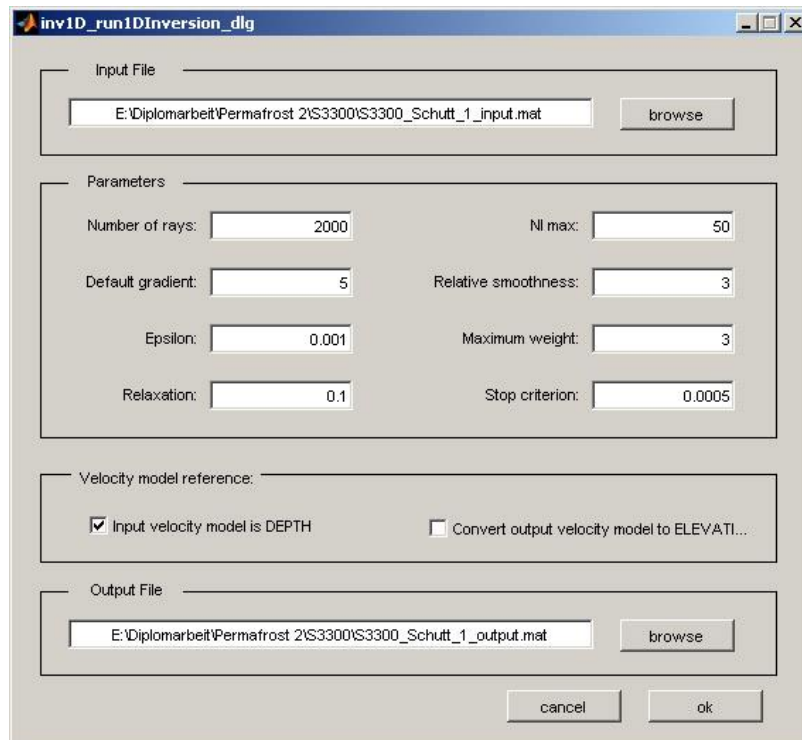


Abbildung 33: Wählbare Einstellungen, die die Inversion der 1D-Tomographie steuern (Seismon/Matlab)

In Abbildung 33 sieht man die Eingabemaske in der man die Parameter, die zur Steuerung der Inversion notwendig sind, definiert. Standardmäßig wurden die „number of rays“ auf 2000 und der Default Gradient auf 5 gesetzt und bei den verschiedenen Inversionen nicht verändert. Einer der wichtigsten Parameter der Inversion ist der Wert „Epsilon“, da hier die beobachteten Laufzeiten in Bezug zum Offset gesetzt und gewichtet werden. Dadurch wird die Inversion stabilisiert und die Effekte, die fehlerhafte Laufzeiten bei kurzen Offsets produzieren, minimiert. Der Standardwert liegt bei 0.001, wurde aber bei unterschiedlich stark streuenden Profilen auf 0.0005 oder 0.0001 herabgesetzt, um den Einfluss der nahen Offsets zu unterdrücken und die Kurve zu glätten. Ein weiterer Glättungsfaktor ist das „maximum weight“, das angibt, wie viele berechnete Einzelwerte die Inversion beim Ergebnis zusammenfasst. Hier wurde meist über 3, bei hochfrequent schwingenden Kurven manchmal über 5 Werte gemittelt.

Ein weiterer Faktor ist der „smoothing factor“, der auf der 2. Ableitung der Geschwindigkeits-Tiefenkurve aufbaut und die Verbesserungen der benachbarten Zellen kleinstmöglich hält, um das Ergebnis bestmöglich zu glätten. Dieser wurde standardmäßig auf 3 gesetzt (3 benachbarte Zellen werden berücksichtigt) und nicht verändert. Weiters skaliert der „relaxation“- Faktor während der Inversion die Verbesserungen der Langsamkeiten im Modell. Damit die Inversion schneller konvergiert, lag der Faktor meist bei 0.1. Um zu einem Ergebnis zu kommen, reichten bei allen Profilen 50 Iterationsschritte aus. Um schlussendlich die Rechenzeit noch im Rahmen zu halten, wurde ein Abbruchkriterium gesetzt, das die Berechnung stoppt, wenn die Differenz zwischen 2 Iterationsschritten kleiner als 0.0005s wird.

6.1.6 2D – Inversion der Laufzeiten

Profile, die aufgrund ihres RMS-Wertes bei der 1D-Tomographie auffielen oder bei denen die Laufzeiten der Ersteinsätze zu stark streuten, wurden zudem einer 2D-Refraktionstomographie unterzogen. Die Berechnungen wurden mit der Software Rayfract 3.24 durchgeführt. Die wichtigsten Schritte werden anhand der Daten des Blockgletschers (Profil S2600) erklärt. Als erstes werden die Ersteinsätze importiert und damit ein automatisches Startmodell mit einem Vertikalen Gradienten erstellt. Dieses Startmodell dient als Grundlage für die iterativen Berechnungsschritte der 2D Refraktionstomographie (WET with 1D-gradient initial Model). In Abbildung 34 kann man erkennen, dass das Startmodell nur einen vertikalen Geschwindigkeitsgradienten besitzt und an die geglättete Topographie gut angepasst ist.

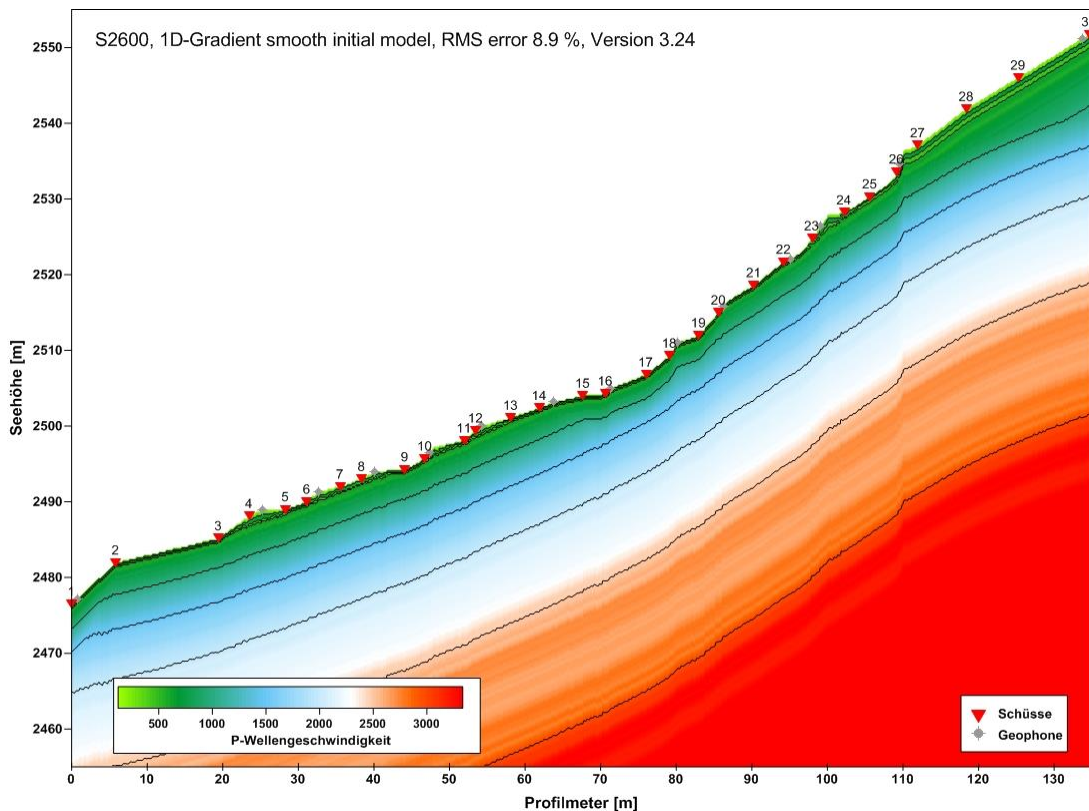
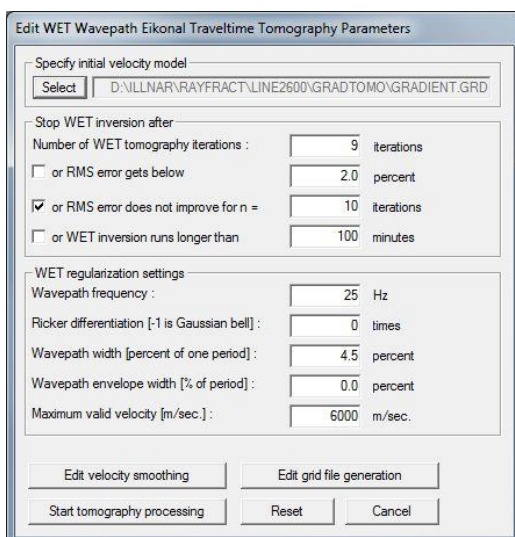


Abbildung 34: Startmodell mit vertikalem Gradienten für die Berechnung einer 2D Refraktionstomographie



Zur Steuerung der WET Tomographie gibt es einige Parameter, die das Ergebnis der Berechnung stark beeinflussen können. Grundvoraussetzung ist, dass die Zellgröße des Grids bekannt ist. Mittels „*wavepath frequency*“ wird die Frequenz, mit der die durchlaufenden Strahlen ihren Weg ändern, eingestellt. Eine hohe Frequenz (100Hz) bedeutet eine geringere Strahlüberdeckung als eine niedrige Frequenz (25Hz), denn je höher die Frequenz desto schmaler ist die Fresnellzone um den Strahl ausgebildet. Dies nimmt einen großen Einfluss auf die

Abbildung 35: Einstellungen zur Steuerung der WET Tomographie (2D) im Programm Rayfract

Glättung des Modells. Ein weiterer Glättungsfaktor ist das „*velocity smoothing*“ das festlegt wie viele benachbarte Gridpunkte zur Glättung verwendet werden. Weiters wurde die maximal erreichbare Untergrundgeschwindigkeit und die Anzahl der Iterationsschritte festgelegt, wobei ca. 10 Iterationen ausreichen, um ein genügend genaues Modell zu erhalten. Andere Parameter wurden nicht verändert.

In Abbildung 36 sieht man die Überdeckung der Strahlen, die die 2D-Refraktionstomographie mit ihrer Berechnung liefert. Mit dieser Grafik kann eine Aussage über die Qualität der Berechnung getroffen werden. Je höher die Strahlüberdeckung in einem Punkt ist, desto besser ist das Geschwindigkeitsmodell bestimmt.

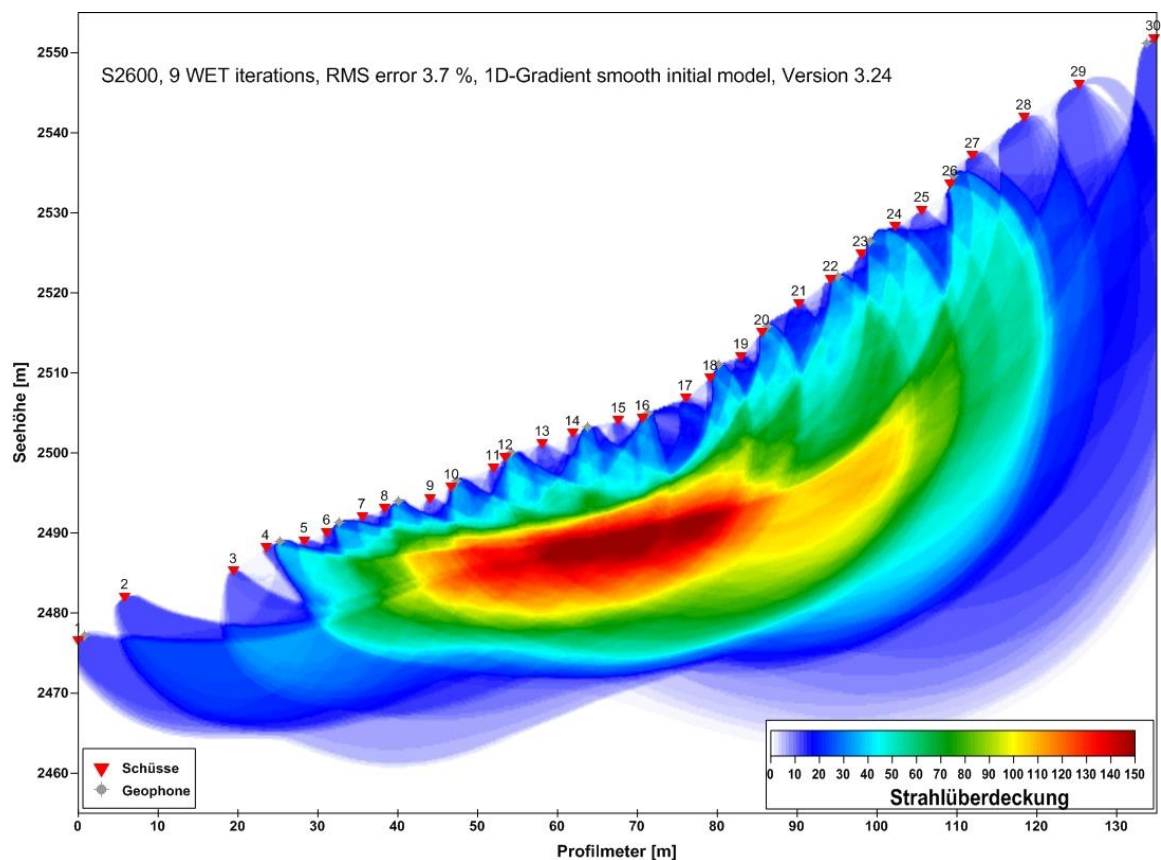


Abbildung 36: Strahlüberdeckung der WET Tomographie (mit 25Hz) eines Blockgletschers (Profil S2600)

6.2 Definition der 1D-Startmodelle

Mittlerweile gibt es schon einige Studien zur Permafrost Detektion an Blockgletschern und Schutthalden ((Haerberli, 1975), (Barsch, 1996), (Hoelzle, et al., 2003), (Hauck, et al., 2004)). Basierend auf den seismischen P-Wellengeschwindigkeiten und den Voruntersuchungen von Helmut Hausmann (Hausmann, et al., 2009) wurden für die 1D-Tomographie drei Startmodelle für die drei Profilklassen „Schutt“, „Permafrost“ und „Fels“ erstellt. Diese Startmodelle sind eine essentielle Voraussetzung für die 1D-Tomographie.

Auf der Basis der geomorphologischen Karte von Krainer (2013) wurden im Gelände drei signifikante Profile ausgewählt und deren Schichtgeschwindigkeiten im Offset Bin Stack (OBS) herausgelesen. Aufgrund dieser Geschwindigkeiten wurden die Startmodelle manuell generiert.

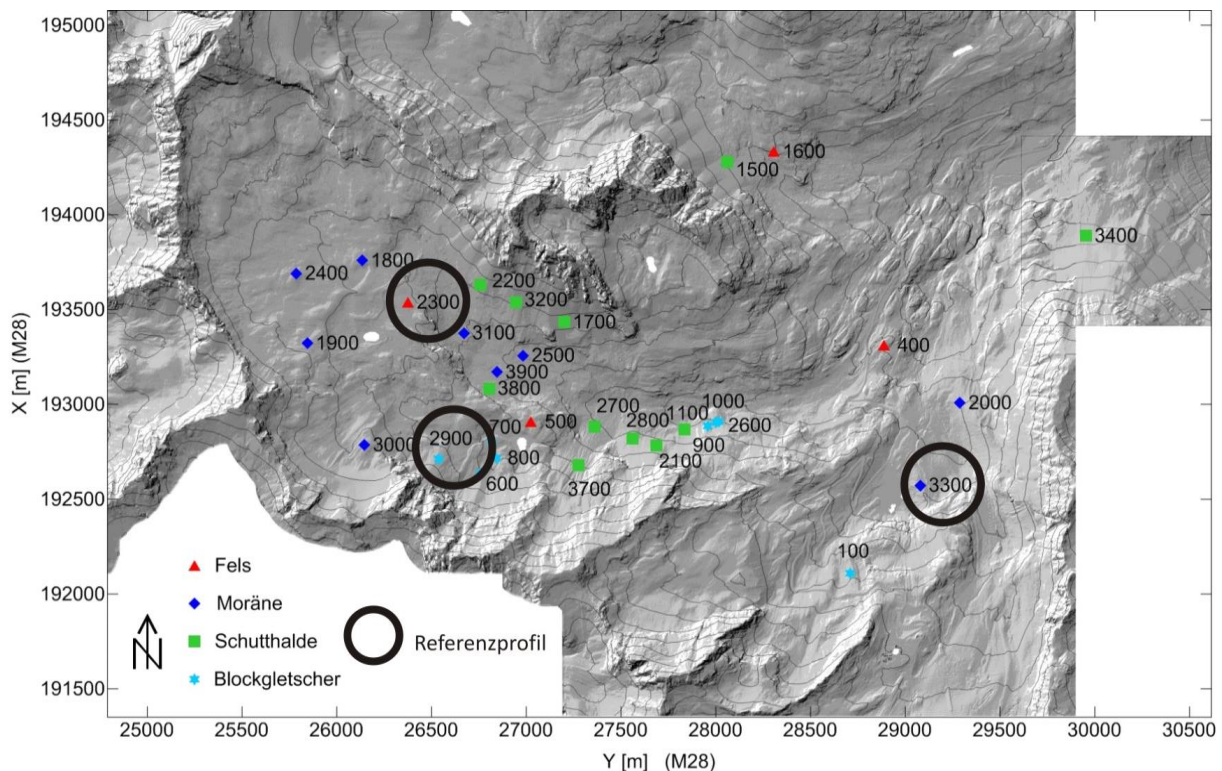


Abbildung 37: Übersicht der Referenzprofile zur Erstellung der Startmodelle für die 1D-Tomographie

Das Profil mit der langsamsten P-Wellengeschwindigkeit (S3300), das als Referenz für „**Schutt**“ hergenommen wurde, liegt auf einer Seitenmoräne aus der LIA und zeigt im OBS (siehe Anhang, 9.8) eine direkte Welle mit 690m/s und danach eine Geschwindigkeitszunahme auf 1023m/s an. Aufgrund dieser langsamen Geschwindigkeiten wurde das Startmodell so gewählt, dass es 10m über Grund mit der Geschwindigkeit des Luftschalles (330m/s) startet, an der Bodenoberfläche 350m/s aufweist und dann kontinuierlich an Geschwindigkeit zunimmt, bis es in 25m Tiefe ca. 1400m/s erreicht. Von 25m bis 35m Tiefe wurde das Startmodell noch mit einem linearen Gradienten von 35m/s pro Meter Tiefe versehen. Darunter wurde der Gradient auf 10m/s pro Meter Tiefe reduziert und bis 90m Tiefe definiert.

Zur Erstellung des Startmodelles für die Klasse „**Frost**“, wurden zwei Referenzprofile verwendet. Zum einen wurde auf die Geschwindigkeiten (2970m/s) des OBS (siehe Anhang, 9.8), eines schuttbedeckten Gletscherrestes (Profil S2900) Rücksicht genommen und zum anderen lehnt sich das Startmodell eng an die Geschwindigkeiten eines mit Schutt überdeckten Todeiskörpers an. Beim zweiten Profil handelt es sich um einen Eiskörper der Pasterze (3500m/s), der mit einer 0,5m dicken Schuttschicht bedeckt war. Das Startmodell wurde wieder mit der Geschwindigkeit

des Luftschalles (330m/s) in 10m Höhe gestartet. An der Bodenoberfläche wurden 400m/s gewählt, wobei die Geschwindigkeiten jetzt mit der Tiefe stark zunehmen bis sie in 10m tiefe 3500m/s erreichen. In 15m Tiefe wurden 3660m/s gewählt und ab dann wurde das Startmodell mit einem linearen Gradienten (10m/s /m) versehen und bis 90m Tiefe definiert.

Das dritte Modell, das Startmodell für die Klasse „Fels“, ist das Startmodell das die höchsten P-Wellengeschwindigkeiten aufweist. Hier wurden die Geschwindigkeiten des OBS des Profils S2300 (siehe Anhang, 9.8) als Referenz für die Definition des Startmodelles herangezogen, da es sich um einen an die Oberfläche ragenden Felsen (Paragneis) handelte. Im OBS zeigte sich eine kurze direkte Welle mit 1390m/s und darunter eine schnellere Schicht mit 4250m/s. Aufgrund dieser Geschwindigkeiten wurden für das Startmodell eine geringe, bis gar keine Schuttüberdeckung, und ein darunter liegender Fels mit bis zu 4800m/s angenommen. So startete das Modell in 10m Höhe wieder mit 330m/s und am Boden wurden 440m/s angenommen. Das Startmodell wird hier jetzt noch etwas schneller definiert als das Modell „Frost“ und hat in 5m Tiefe 3750m/s, in 10m Tiefe 4510m/s und erreicht in 15m Tiefe 4750m/s. In größerer Tiefe wurde es wieder mit einem linearen Gradienten versehen und auch bis 90m Tiefe definiert.

Nach der Erstellung der Startmodelle wurde abgeklärt, ob die gewählten Geschwindigkeiten gute Ausgangsparameter für die Inversion der 1D-Tomographie darstellen. So wurden als erstes die Referenzprofile (weiß) mit ihrem zugehörigem Startmodell invertiert (siehe Abbildung 38).

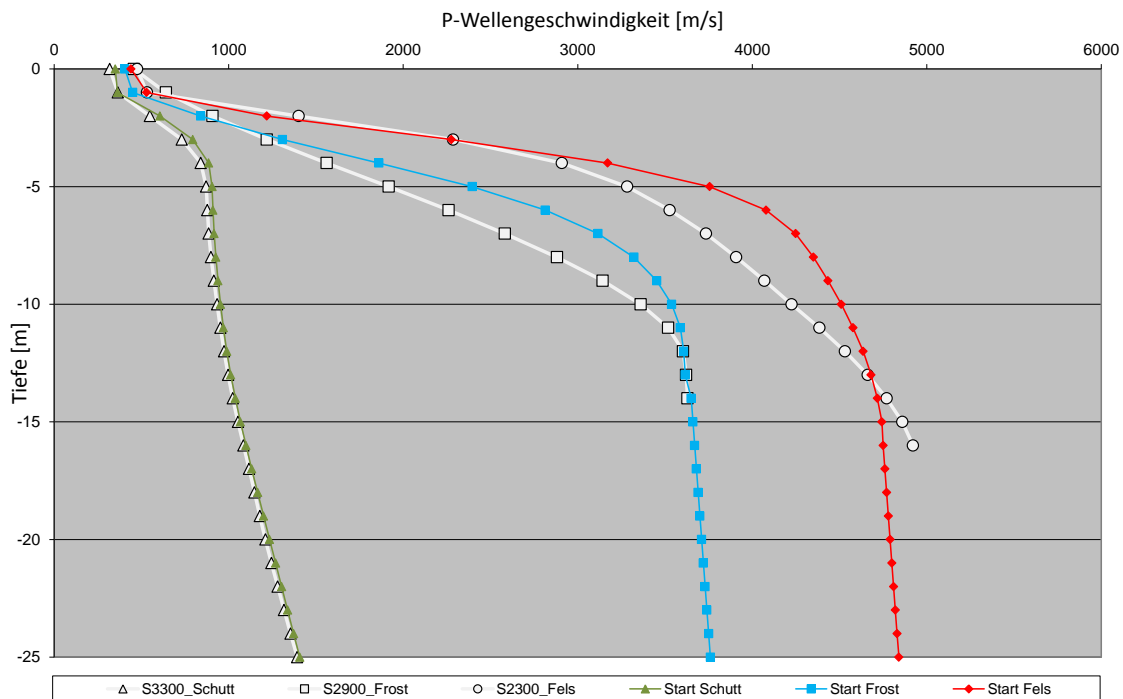


Abbildung 38: Gewählte Startmodelle auf Basis der OBS-Geschwindigkeiten der Referenzprofile und deren Ergebnisse nach den 1D – Inversionen

Das Ergebnis der 1D-Tomographie zeigte, dass das Schuttprofil (S3300), der Seitenmoräne neben dem „Weißsee“, fast mit dem Startmodell **Schutt** (grün) übereinstimmt. Auch das Ergebnis des Profils S2900, das mit dem Startmodell **Frost** (blau) invertiert wurde, nähert sich im unteren Bereich deutlich der Geschwindigkeit des Eises (3500m/s) an. Und zuletzt stellt auch die Inversion mit dem Startprofil für **Fels** (rot) eine recht gute Näherung für den an die Oberfläche ragenden Paragneis dar. Aufgrund der den Erwartungen entsprechenden Ergebnisse der zuvor berechneten 1D-Tomographien, werden diese drei Startmodelle für die weiteren Invertierungen der 1D-Tauchwellentomographien herangezogen.

6.3 Synthetische Profile zur Klassifizierung

Um die Ergebnisse der 1D-Tomographie zu interpretieren und den Einfluss der Startmodelle auf die Inversion abschätzen zu können, wurden Seismogramme mit synthetisch produzierten Ersteinsätzen erstellt. Diese synthetischen Laufzeiten stellen einen ebenen Zweischichtfall dar. Das Modell hat im oberflächennahen Bereich eine Schichtgeschwindigkeit von 500m/s (Verwitterungsschicht, Active-Layer) und darunter 3500m/s (Eis).

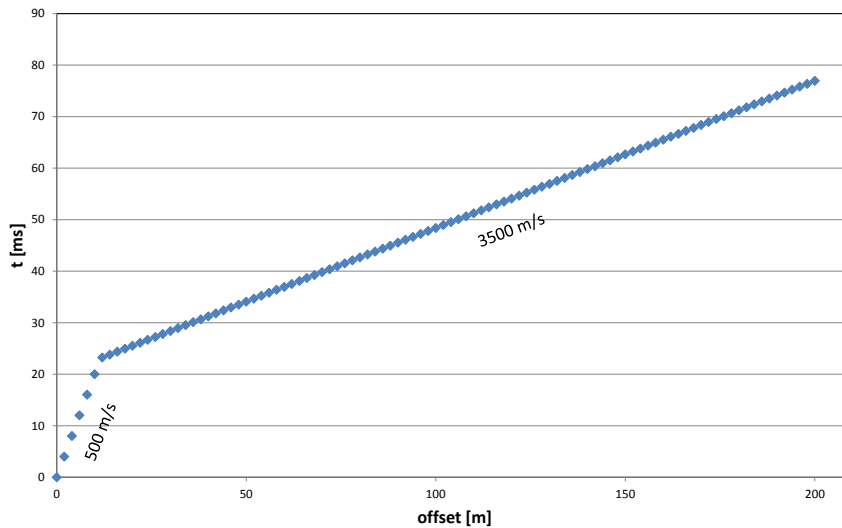


Abbildung 39: Erstellung von synthetischen Ersteinsätzen für einen horizontal geschichteten Zweischichtfall mit einer 5m dicken Auftauschicht (500m/s) und darunter liegendem Eis (3500m/s)

Das verwendete Geschwindigkeitsmodell ist in Abbildung 40 in Rot eingezeichnet und zeigt einen deutlichen Sprung (Geschwindigkeitszunahme von 500 auf 3500m/s) bei 5m Tiefe. Das Ergebnis der Inversion der synthetischen Daten (mit 5m Auftauschicht) zeigt allerdings, dass die 1D-Tomographien annähernd gleiche Ergebnisse liefern, obwohl die Berechnungen mit unterschiedlichen Startmodellen (Schutt/Frost/Fels) gestartet werden (siehe Abbildung 40).

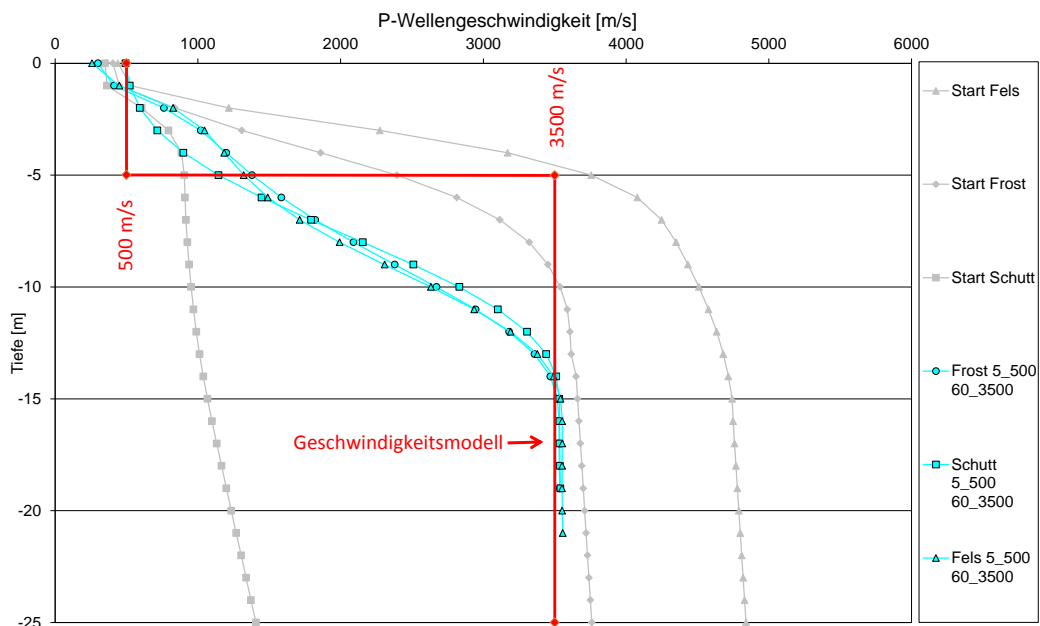


Abbildung 40: Test, wie stark das Ergebnis der 1D-Tomographie vom Startmodell beeinflusst wird

Nach dieser Erkenntnis werden die folgenden 1D-Tomographien der synthetischen Profile nur mehr mit dem Startmodell *FROST* invertiert.

Für die folgenden Berechnungen werden in den synthetischen Modellen die Mächtigkeit der obersten Schicht (Active-Layer - 500m/s) variiert und mit Dicken von 1 / 2.5 / 5 / 7.5 / 10, und 15m berechnet. Hier zeigt sich bei den Inversionen, dass die RMS-Werte der Berechnung bis zu einer Überlagerungsdicke von 10m unterhalb von 2ms bleiben. Die Inversion des Modells mit 15m dicker Auftauschicht zeigt zwar im oberen Bereich einen Schwenk in der Geschwindigkeits-Tiefenkurve, doch nähert sich dieses Modell, trotz eines RMS-Wertes von 27.40ms in größerer Tiefe, auch noch an die 3500m/s an. Aufgrund der hohen Genauigkeit der Inversionen der Modelle bis 10m Überlagerungsdicke kann dieses Verfahren gut für die Interpretation der Endgeschwindigkeit der gefrorenen Schicht verwendet werden.

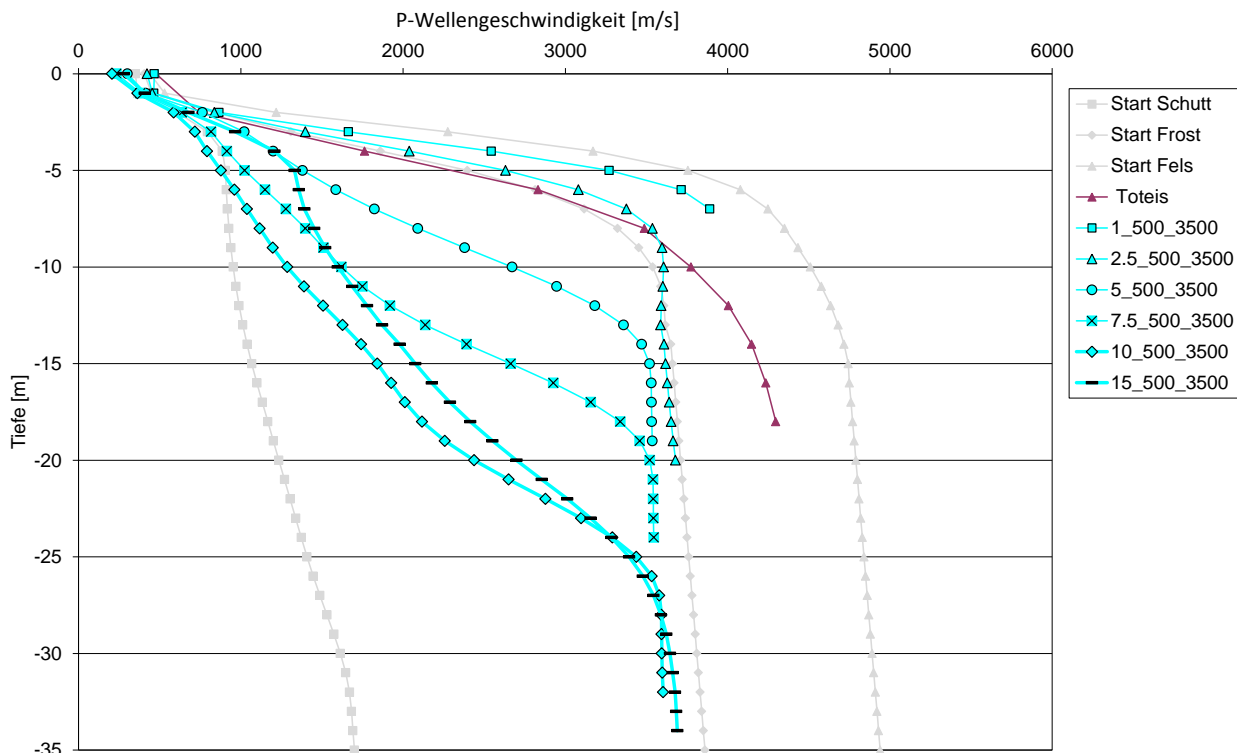


Abbildung 41: Vergleich der berechnete 1D-Tomographien aus synthetischen Daten, mit verschiedenen Dicken der Verwitterungsschicht; 1m, 2.5m, 5m, 7.5m mit Startmodell „Frost“ in Blau; 10m, 15m mit Startmodell „Schutt“ in Grün

In Abbildung 41 zeigt sich deutlich, dass die Kurven der berechneten synthetischen Modelle mit zunehmender Überlagerungs-Schichtdicke zwar in den Anfangsbereichen langsamer werden, sich dann aber bei allen Modellen der Geschwindigkeit der 2. Schicht annähern.

Aufgrund dieser Ergebnisse kann man die Obergrenze des „Permafrost möglichen Bereiches“ ca. bei der minimalen Überlagerungs-Schichtdicke von 1m ziehen, welche knapp unterhalb des Startmodelles für Fels liegt. Die Untergrenze des „Permafrost möglichen Bereiches“ ist aber nicht eindeutig zu erkennen. Da das Modell eine sprunghafte Änderung der P-Wellengeschwindigkeit aufweist (von 500 auf 3500m/s), verschiebt sich der Übergangsbereich des Geschwindigkeitsanstieges, mit zunehmender Dicke der Verwitterungsschicht, in größere Tiefen. Somit wäre eine mögliche Untergrenze des „Permafrost möglichen Bereiches“ knapp oberhalb des Startmodelles für „Schutt“ zu ziehen.

Aufgrund der Übersichtlichkeit und der Aussagekraft werden die berechneten Kurven ab jetzt nur noch bis in eine Tiefe von 25m dargestellt. Der Pfeil rechts oben in der Abbildung 42 weist

auf die variable Dicke der Verwitterungs-, Auftau- oder Lockerschicht (Active-Layer) der einzelnen Profile hin.

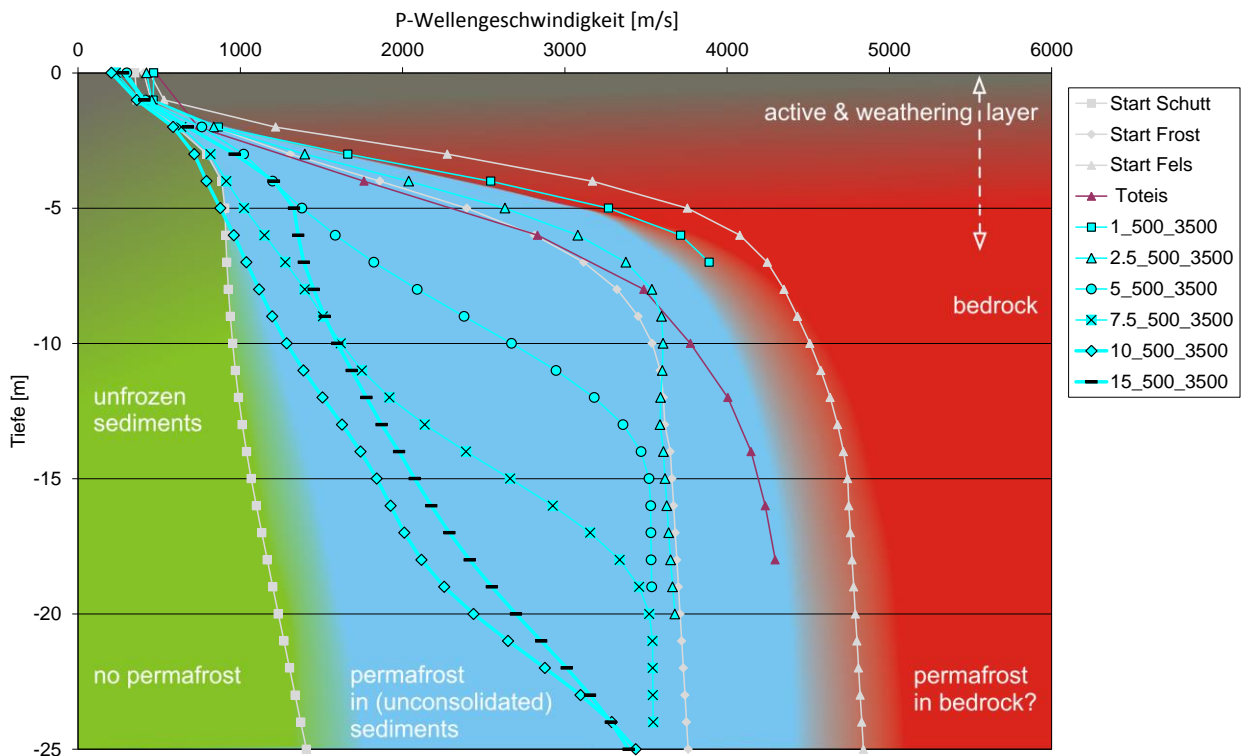


Abbildung 42: Geschwindigkeits- Tiefenplot mit synthetischen Kurven als Referenz zur Klassifizierung der gemessenen seismischen Profile; links Grün=kein Permafrost; Mitte Blau=Permafrost; rechts Rot=Fels oder Permafrost möglich?

Die Abbildung 42 wird in weiterer Folge für die gesamte Auswertung zur Klassifizierung und Interpretation der Ergebnisse der 1D-Tomographie herangezogen. Der linke Bereich, der hier grün dargestellt ist, stellt die langsamen Schichten, wie stark aufgelockerten Schutt oder Verwitterungsschichten, die Permafrost frei sind, dar. In der Mitte ist der zuvor eingegrenzte Bereich des (möglichen) Permafrostes in blau dargestellt. Der rechte Teil des Klassifizierungsdiagrammes ist rot dargestellt, da es sich hier um typische Geschwindigkeiten des Festgesteins handelt. Eine Abgrenzung/Diskriminierung, ob es in den Spalten des reinen Felsen in der Tiefe zu Permafrost oder gefrorenen Regionen kommt, kann mit dieser Einteilung nicht getroffen werden.

7 Ergebnisse und Interpretationen

Bei der Auswertung der Daten wurde für jedes der 32 Profile eine Geschwindigkeits-Tiefenkurve mittels einer 1D-Tomographie mit dem Startmodell für *Schutt*, für *Frost* und für *Fels* erstellt, in die Klassifizierungsgrafik aus Abbildung 42 eingetragen und anschließend interpretiert.

7.1 Qualitätskontrolle – RMS Werte der 1D-Tomographien

Zusammenfassend kann ein RMS Plot der 1D-Tomographien gezeigt werden (Abbildung 43), der die Abweichung zwischen dem berechneten Modell und den händisch gepickten Laufzeiten darstellt:

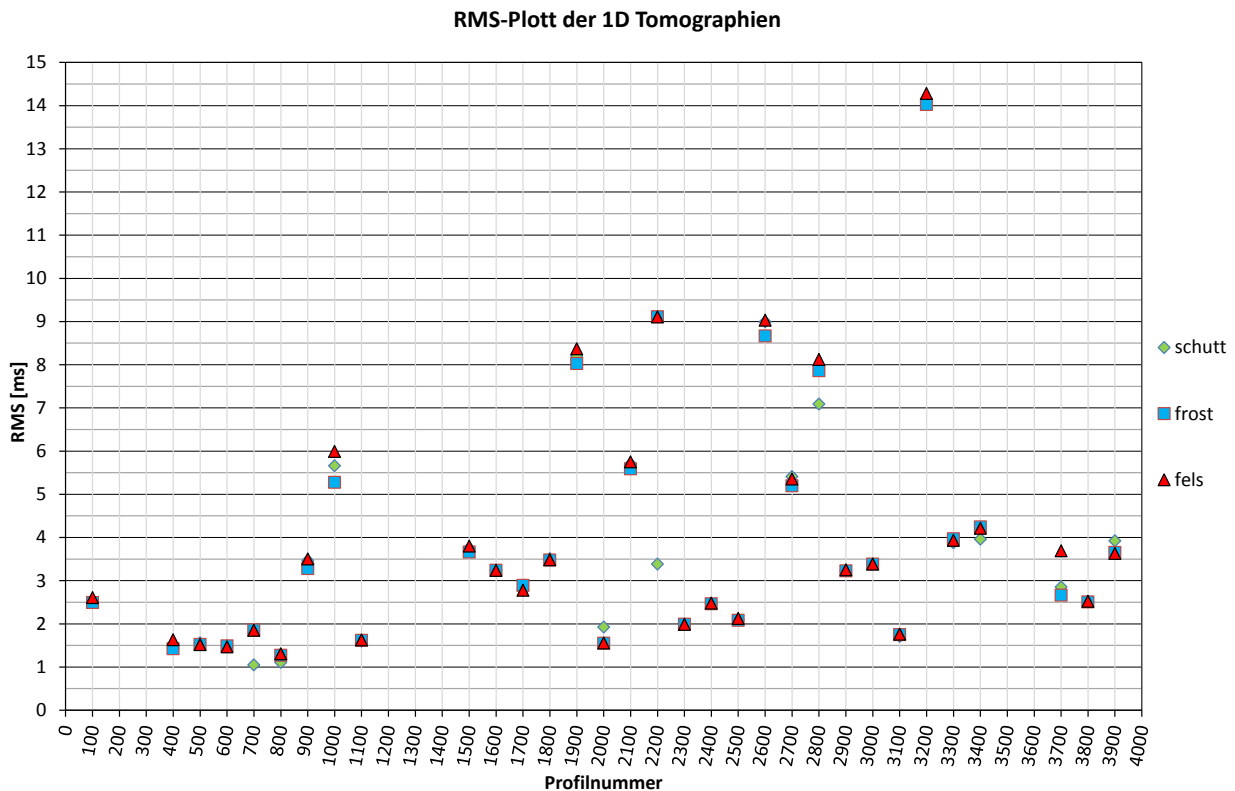


Abbildung 43: Grafische Darstellung der Genauigkeiten der 1D-Tomographien mit den gesammelten RMS-Werten der Inversionen; Grün=Inversion mit dem Startmodell Schutt; Blau=Inversion mit dem Startmodell Frost; Rot=Inversion mit dem Startmodell Fels

In Abbildung 43 sind die RMS-Werte der 1D-Inversionen grafisch dargestellt. Dabei sieht man deutlich, dass die Werte, trotz Starts mit den unterschiedlichen Startmodellen, bei fast allen Profilen eng beieinander liegen. Betrachtet man die Laufzeitplots (siehe Anhang 9.1) der einzelnen Profile, fällt auf, dass die Profile, die mehr oder weniger stark streuende seismische Ersteinsätze zeigten, auch deutlich erhöhte RMS-Werte bei der Berechnung der Tomographie liefern.

Um das weitere Vorgehen der Auswertung zu bestimmen, wurden die gesammelten RMS-Werte in Klassen zu 0.5ms zusammengefasst, die Häufigkeit bestimmt und in Prozent (%) in Abbildung 44 dargestellt. Danach wurden die Klassen aufsummiert und die kumulierten Werte als Kurve im Diagramm eingezeichnet. Hier erkennt man, dass ca. 75% der Ergebnisse unter einem RMS-Wert von 5ms liegen. Aus diesem Grund wurden die Profile, die einen Fehler ≥ 5 Millisekunden aufweisen, noch mit dem Programm *Rayfract* 2D-refraktikonstomographisch ausgewertet. Durch die 2D-Auswertung erhält man deutlich mehr Aufschluss über eventuelle laterale Geschwindigkeitsunterschiede, Anomalien und vorhandene Gradienten in der Tiefe.

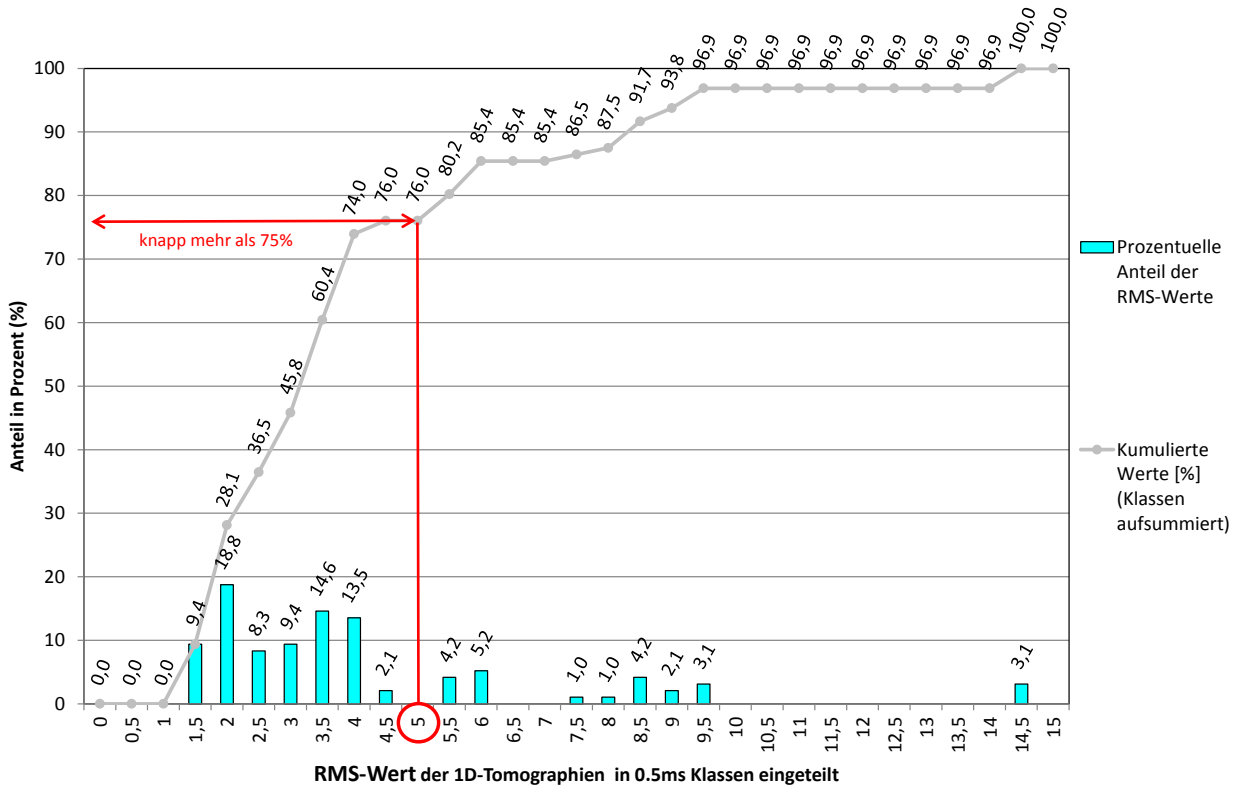


Abbildung 44: Häufigkeitsverteilung der RMS Werte (eingeteilt in 0.5ms Klassen) der 1D-Tomographie, Bei knapp 75% der Daten liegt der RMS Wert der Ergebnisse der 1D-Tomographie <5ms.

Zusätzlich wurden noch weitere Entscheidungen getroffen, welche Profile der 2D-Auswertung zugeführt werden. Zum Beispiel liegt das Profil S1000 auf einem Seitenwall des Blockgletschers, nur wenige Meter neben dem Profil S2600 und wurde nur mit 4 Geophonen gemessen. Aus diesem Grund wird auf diesem Blockgletscher nur das Profil S2600 2D-refraktikonstomographisch ausgewertet.

Weitere Sonderfälle sind das Profil S2200 und S3900. Das Profil S2200, das auf einer Schutthalde liegt, weist zwar nur einen RMS-Wert von 3.38ms auf, zeigt aber bei den seismischen Ersteinsätzen ein unregelmäßiges Streuen. Da in südseitig orientierten Schutthalden, nach derzeitiger Vorstellung, Permafrost freier Untergrund erwartet wird, überraschen die hohen Geschwindigkeiten, die die Berechnung der Inversion ergibt. Somit wird auch das Profil S2200 noch mit der 2D-Refraktikonstomographie ausgewertet. Beim Profil S3900 handelt es sich um einen interessanten Talquerschnitt, der sowohl eine Schutthalde, einen Bach als auch eine pre-LIA Moräne quert. Durch diese Umstände wird dieses Profil trotz niedrigem RMS-Wert von 3.63ms auch noch der 2D-Auswertung zugeführt.

7.2 Qualitätskontrolle - Vergleich der RMS Werte der 1D-Tomographie mit den Werten der 2D-Refraktionstomographie

In Abbildung 45 werden wieder die gesammelten RMS-Werte (Quadratischer Mittelwert der Abweichungen zwischen dem berechneten Modell und den händisch gepickten Laufzeiten) der tomographischen Auswertung dargestellt. In diesem Fall werden die mittleren Fehler der 1D-Inversionen, unabhängig vom Startmodell, in Grau dargestellt, damit man sie besser mit den mittleren Fehlern der 2D-Refraktionstomographie (in Orange dargestellt) vergleichen kann. Dabei fällt auf, dass die 2D-Auswertung eine deutliche Verbesserung der RMS-Werte liefert. Somit fallen alle RMS-Werte unter die 5ms Grenze, welche der Autor zuvor als Qualitätsschranke definiert hatte.

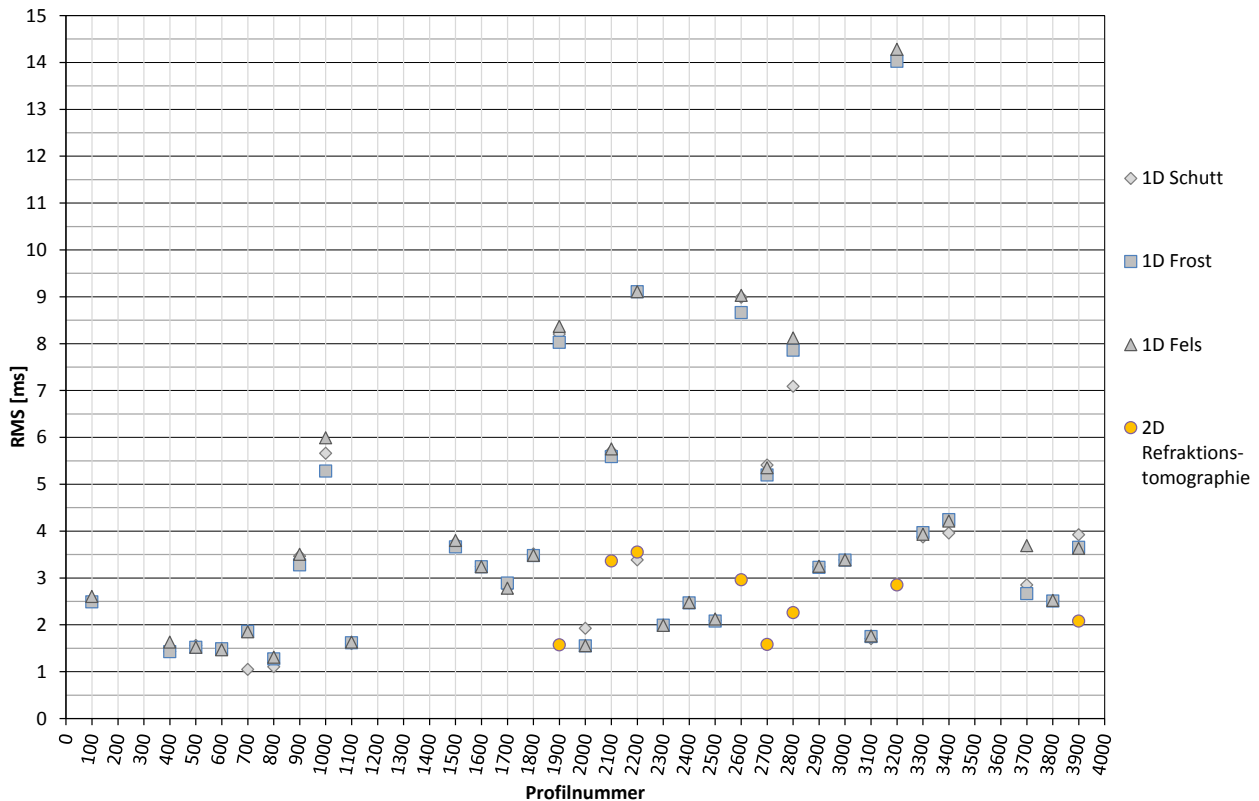


Abbildung 45: Grafische Darstellung der Genauigkeiten mit den gesammelten RMS-Werten der 1D-Tomographien und der 2D Refraktions-tomographien der Inversionen; 1D in Grau; 2D in Orange; dabei sieht man deutlich, dass sich die mittleren Fehler zwischen dem berechneten Modell und den gepickten Laufzeiten durch die 2D-Refraktionstomographie stark verbessern.

7.3 Seismik - Interpretation

In diesem Teil der Arbeit werden die einzelnen Profile, nach den Profilklassen geordnet, genauer beschrieben. *Ausgewertet wurde jedes Profil mit jedem der drei Startmodelle.* Nachdem sich aber die Geschwindigkeits-Tiefenkurven trotz unterschiedlicher Startmodelle kaum unterscheiden, werden aufgrund der Lesbarkeit nur die Plots mit dem geringsten RMS dargestellt. Während der Interpretation der Geschwindigkeits-Tiefenkurven werden, aufgrund der hohen Anzahl an Grafiken, nur ein paar für diese Profilklassen typischen Plots gezeigt. Die restlichen Grafiken können dann im Anhang (Kapitel 9.1 - 9.5) studiert werden.

Dabei wird jedes Profil einzeln beurteilt und die Ergebnisse der 1D-Tomographie anschließend in der Tabelle 6, in der Spalte 1D, mit **kein, möglich, Permafrost** dargestellt. Die Ergebnisse der Profilschnitte der 2D-Refraktionstomographie werden in Tabelle 6, in der Spalte 2D, mit **kein, möglich, Permafrost** dargestellt. Dies stellt eine Klassifizierung der seismischen Berechnungen dar, die zeigt, ob aufgrund der seismischen Schichtgeschwindigkeit im Untergrund Permafrost vorhanden sein kann.

Die folgenden Begriffe und Eigennamen, die zur Beschreibung der Lage der Profile dienen, beziehen sich auf die Beschreibungen, die in der Abbildung 14 dargestellt sind.

7.3.1 Blockgletscher

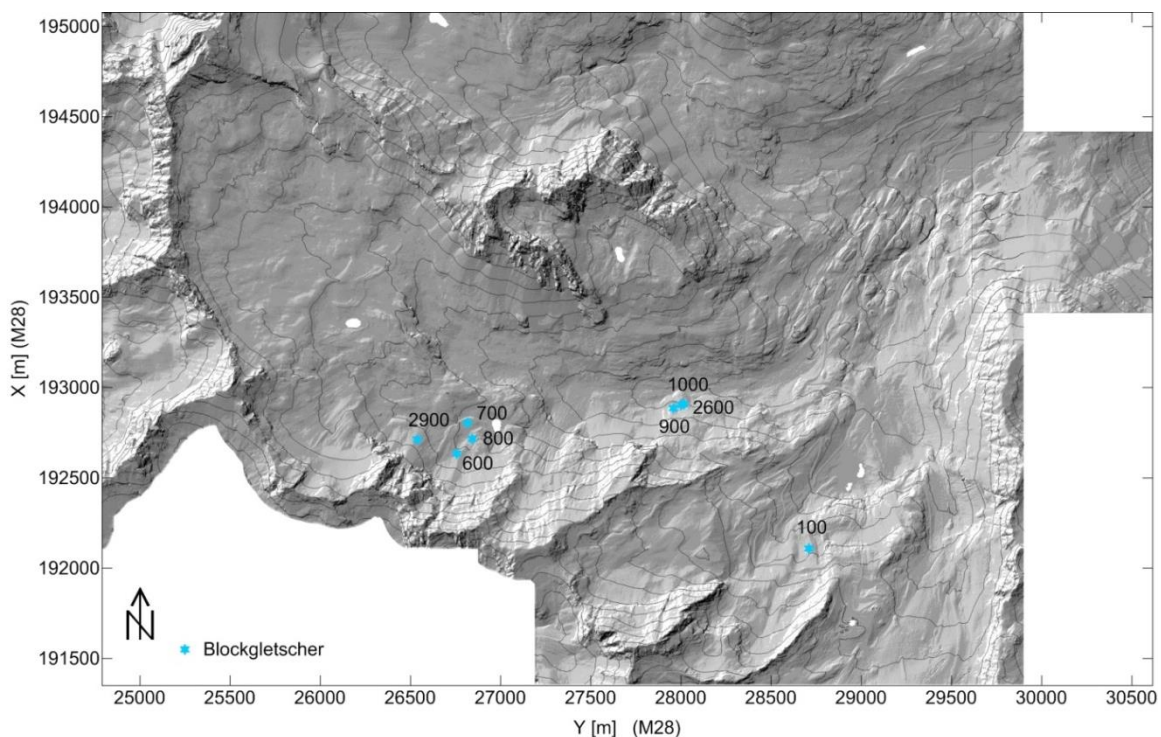


Abbildung 46: Übersicht der gemessenen Blockgletscherprofile

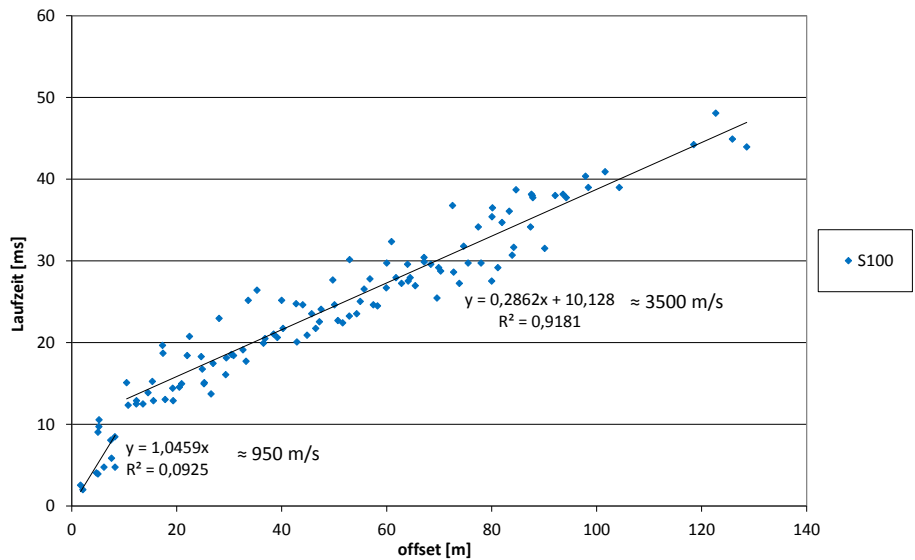
Die ersten Messungen im Untersuchungsgebiet stützten sich auf die geomorphologischen Erkundungen, die Prof. Krainer kartiert hatte (Abbildung 16). So wurden insgesamt 8 Blockgletscherprofile ausgewählt (Abbildung 46), die für die Permafrost Forschung interessant erschienen. Die Messungen der ersten 6 Blockgletscherprofile waren die Profile S100, S600, S700, S800, S900 und S1000 und wurden mit vereinfachter Apparatur gemessen, wobei nur 4 Geophone (4.5 Hz, 3-Komponenten) zum Einsatz gekommen sind. Dadurch sind bei diesen Profilen weniger Ersteinsätze in den Laufzeitpicks vorhanden. Das 7. Profil (S2600) und das 8. Profil (S2900) wurden etwas später mit 12 omni-direktionalen 14Hz Geophonen gemessen, wodurch wesentlich mehr Laufzeiten für die Auswertung zur Verfügung stehen.

S100 – 1D Tomographie



Aktiver Blockgletscher,
 der die Straße zum Skigebiet quert.
 Seehöhe: 2650m ü. A.
 Hangrichtung: Nord

gepickte Laufzeiten
 (Promax)



1D - Inversion RMS: 2.49 ms

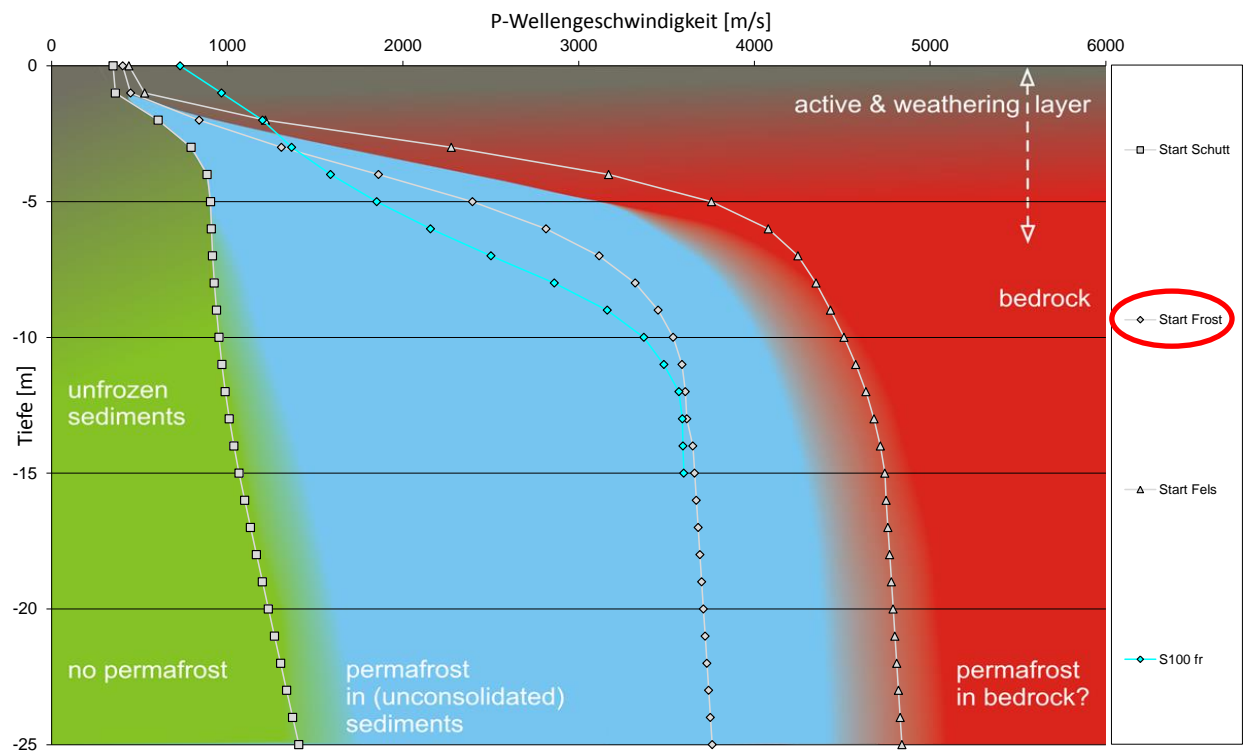


Abbildung 47: S100; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

Das erste Profil, das Profil **S100**, liegt auf einem auffälligen Blockgletscher. Hier führt die Straße zum Skigebiet direkt über den Blockgletscher. Da der Blockgletscher in Bewegung ist, senkt sich die Fahrbahn von Zeit zu Zeit, wodurch eine Unebenheit in der Straße entsteht. Die Ersteinsätze in Abbildung 47 (Mitte) zeigen keine Auffälligkeiten und bei der 1D-Tomographie nähert sich die P-Wellengeschwindigkeit an 3500m/s an (Abbildung 47, unten), was der Geschwindigkeit von reinem Eis recht nahe kommt. Dabei dringt die Berechnung der 1D-Inversion aber nur bis in eine Tiefe von 15m ein. Nachdem dieser aktive Blockgletscher merklich in Bewegung ist, kann man mit Sicherheit davon ausgehen, dass darin eine deutliche Menge Eis enthalten ist, was das Vorhandensein von *Permafrost* bestätigt.

Das Profil **S600**, liegt gleich oberhalb des „Verborgenen Sees“, unterhalb der „Nassen Wand“ und liegt ebenfalls auf einem aktiven Blockgletscher, der ständig mit neuem Schutt und im Winter mit Lawinenkegeln überlagert wird. S600 ist der obere Teil eines größeren Blockgletschers, der auch noch durch die Profile S700 und S800 beschrieben wird, und kann dadurch als Nährgebiet für diese große eisgesättigte Schuttmasse gesehen werden. Hier beim Profil S600 sind die Geschwindigkeiten im Untergrund ähnlich wie beim Blockgletscherprofil S100, nur erreicht die berechnete Geschwindigkeit der 1D-Tomographie mit 4400m/s (Abbildung 66, unten) etwas höhere Geschwindigkeiten, was auf einen größeren Anteil von Gestein in der eisgesättigten grobblockigen Schuttmasse hindeutet. Durch die erhaltene Geschwindigkeits-Tiefenkurve wird auch dieser Blockgletscher der Kategorie *Permafrost* zugeordnet.

Das Profil **S700** liegt am nördlichen Teil des zusammenhängenden Blockgletschers, der bis zum „Verborgenen See“ reicht. In den Laufzeitpicks (Abbildung 67, mitte) kann man deutlich zwischen der Lockerschicht und dem darunter liegenden schnelleren Untergrund unterscheiden, wobei die Lockerschicht (active-layer) eine große Mächtigkeit aufweisen dürfte.

Das Ergebnis der 1D-Inversion (Abbildung 67, unten) liefert P-Wellengeschwindigkeiten die sich in einer Tiefe zwischen 15m und 20m gut an die Geschwindigkeit des reinen Eises ($V_p = 3750\text{m/s}$) annähern. Vergleicht man noch das Ergebnis mit den Geschwindigkeits-Tiefenkurven, die aus den synthetischen Laufzeiten erstellt wurden, kann man eine deutliche Ähnlichkeit mit der Kurve der 7.5m dicken Lockerschicht erkennen (siehe Abbildung 41). Dadurch wird dieses Profil dem *Permafrost* zugeordnet.

Das Profil **S800** liegt auf dem südöstlichen Arm des Blockgletschers, der bis zum „Verborgenen See“ reicht. Bei diesem Profil sieht man in den Laufzeitpicks (Abbildung 68, Mitte) deutlich drei Bereiche mit unterschiedlicher Geschwindigkeit, wobei der dritte Laufzeitast langsamer ist als der zweite. Das könnte z.B. auf eine laterale Änderung im Geschwindigkeitsfeld zurückzuführen sein. Durch diese Umstände dringt die 1D-Tomographie (Abbildung 68, unten) aber nur 9m tief ein, da die Berechnung der Inversion einen negativen Geschwindigkeitsgradienten grundsätzlich nicht auflösen kann. Die Geschwindigkeit der Geschwindigkeits-Tiefenkurve erreicht in dieser Tiefe aber schon 3500m/s, was klar auf Eis, also *Permafrost*, hindeutet.

Der große Blockgletscher, der sich am Eingang zum Krummgampental befindet, wird durch die folgenden Profile S900, S1000 und S2600 beschrieben. Die ersten beiden wurden mittels 4Geophon-Hammerschlagseismik gemessen, was sich in der geringen Anzahl der Ersteinsätze in den beiden Laufzeitdiagrammen widerspiegelt. Beim dritten (S2600) kann man an der Vielzahl der Ersteinsätze im Laufzeitdiagramm deutlich erkennen, dass hier schon die 12-Geophone Apparatur im Einsatz war.

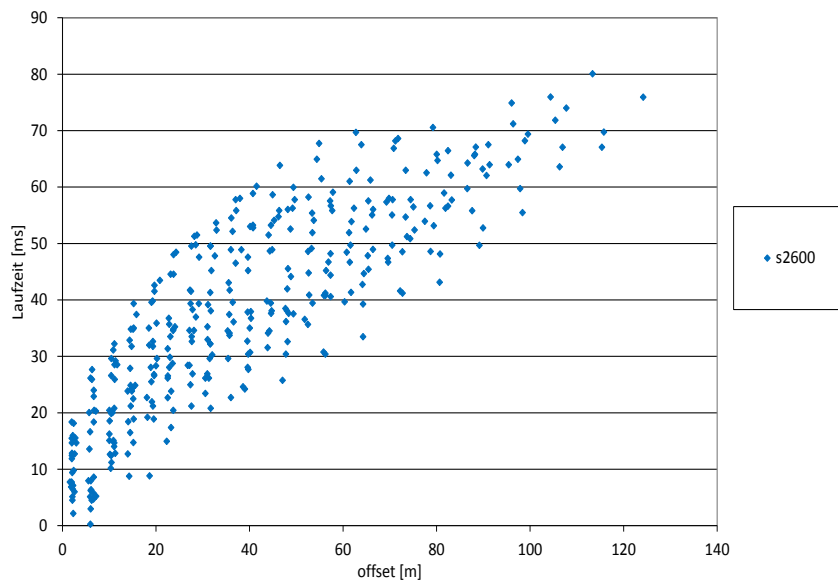
S2600 – 1D Tomographie



Aktiver Blockgletscher
 Am Eingang zum Krummgampental, unterhalb
 (nördl) der alten Zollhütte
 Seehöhe: 2500m ü. A.
 Hangrichtung: Nord

gepickte Laufzeiten (Promax)

streuen stark
 → hoher RMS bei
 1D Inversion



1D - Inversion RMS: 8.66 ms

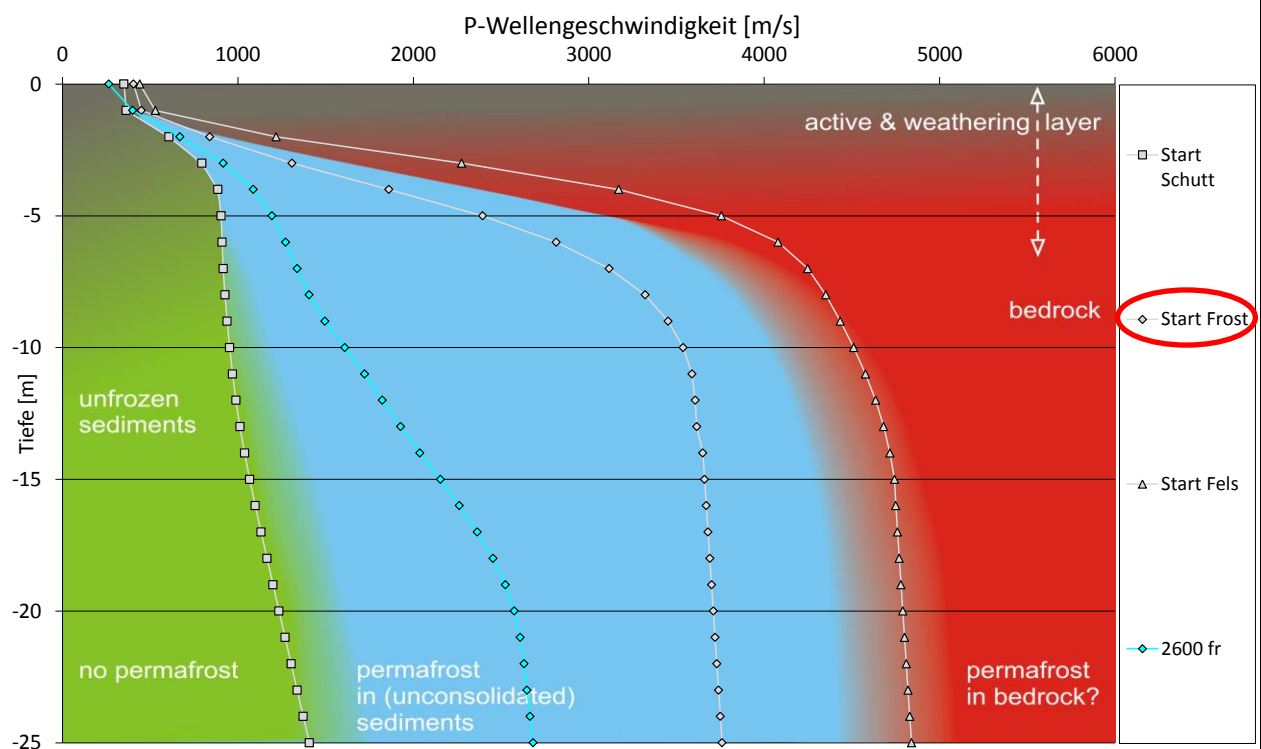


Abbildung 48: S2600; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten);
 Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

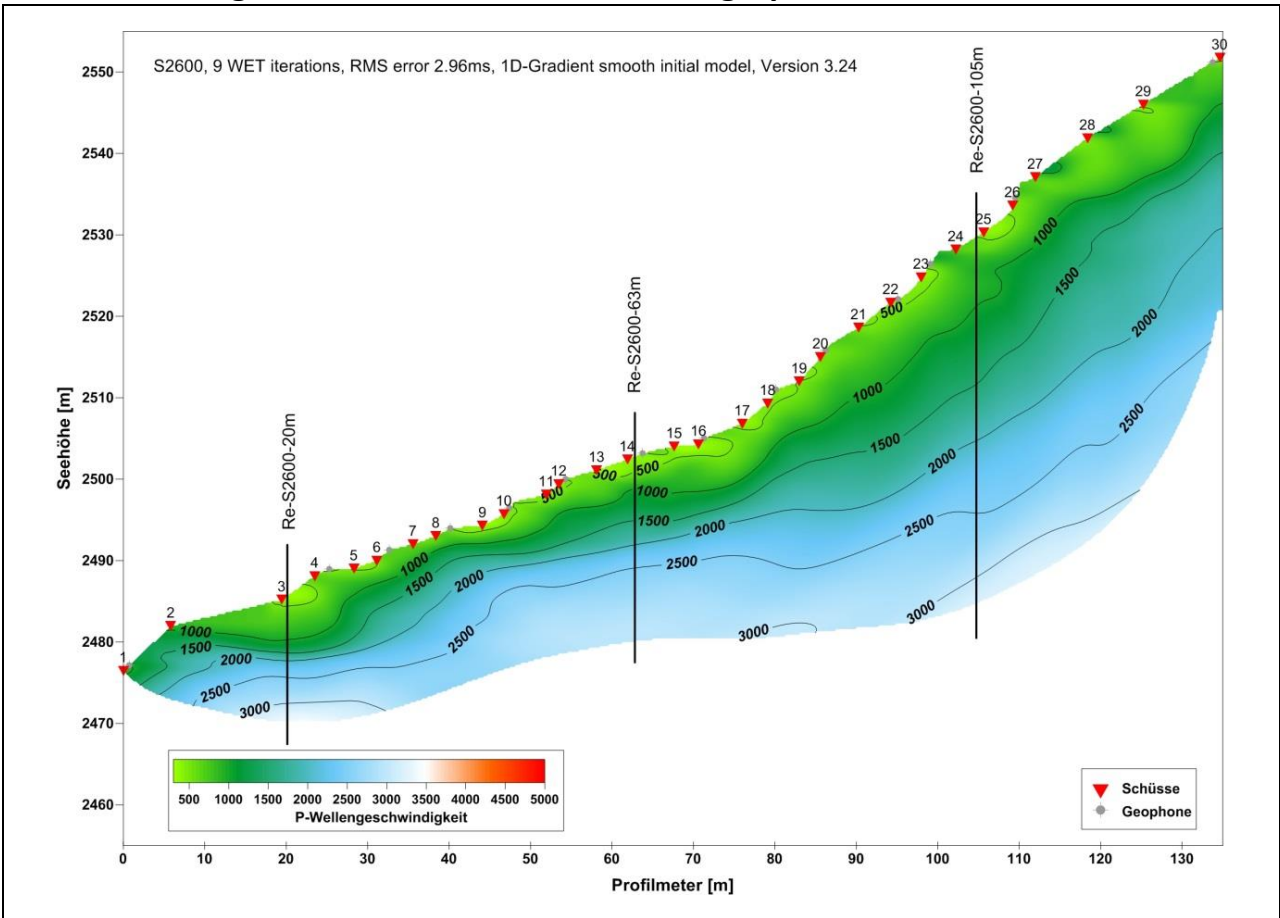
Bei diesem Blockgletscher wird zuerst das Profil **S900** aus Abbildung 69 beschrieben. Hier zeigen die seismischen Ersteinsätze nur wenig von der direkten Welle, danach kommt ein kurzer Bereich ohne Laufzeiten und anschließend Laufzeitpicks, die auf einen eher langsamen Untergrund hindeuten. Die 1D-Tomographie weist bei diesem Profil einen normalen RMS-Wert von 3.28ms auf, und die P-Wellengeschwindigkeit der Laufzeit-Tiefenkurve nähert sich in Abbildung 69 (unten) an 1700m/s an. Die Berechnung dringt dabei aber nur bis in eine Tiefe von 9m ein, obwohl das seismische Profil eine Länge von 90m hat. Diese geringe Eindringtiefe ist zwar nicht sehr aussagekräftig, doch vergleicht man noch das Ergebnis mit den Geschwindigkeits-Tiefenkurven, die aus den synthetischen Laufzeiten erstellt wurden (siehe Abbildung 42), liegt die Kurve durchaus im Permafrost-möglichen Bereich.

Betrachtet man nun beim Profil **S1000** die Laufzeiten der Ersteinsätze in Abbildung 70 (Mitte), kann man wieder deutlich drei Geschwindigkeitsbereiche erkennen, was höchstwahrscheinlich auf laterale Änderungen im Geschwindigkeitsfeld zurückzuführen ist. Zusätzlich wirkt sich das leichte Streuen der Ersteinsätze auch deutlich auf die Berechnung der 1D-Tomographie aus, was sich in einem hohen RMS-Wert von 5.28ms widerspiegelt. Mit diesen Eingangsdaten liefert die Berechnung der 1D-Tomographie (Abbildung 70, unten) eine Geschwindigkeits-Tiefenkurve, die in 7m Tiefe bei 1500m/s abbricht, ohne sich an eine Geschwindigkeit anzunähern. Der Klassifizierungsgrafik (Abbildung 42) zu folge, zeigt der Trend der Kurve aber Richtung Permafrost, wodurch das Profil als *Permafrost möglich* eingestuft wurde.

Nachdem die zuvor beschriebenen Messungen keine zufriedenstellenden Ergebnisse lieferten, wurde auf dem Blockgletscher noch das seismische Profil **S2600** (Abbildung 48) mit 12 omni-direktionalen 14Hz-Geophonen gemessen. Jetzt kann man deutlich mehr Ersteinsätze erkennen, die stark aber gleichmäßig streuen. Die Berechnung der 1D-Tomographie (Abbildung 48, unten) taucht jetzt deutlich tiefer ein und erreicht in 25m Tiefe eine Geschwindigkeit von 2500m/s. Diese Geschwindigkeit liegt an der Obergrenze für glaziales Moränenmaterial. Da der Blockgletscher aktiv und in Bewegung ist, handelt es sich hier wahrscheinlich um ein Eis-Geschiebegemisch. Vergleicht man das Ergebnis der 1D-Inversion mit den synthetisch produzierten Geschwindigkeits-Tiefenkurven aus Abbildung 42, könnte es sich hier um eine aktive Verwitterungsschicht mit einer großen Mächtigkeit handeln, wobei die Eis- ähnlichen Geschwindigkeiten erst in größeren Tiefen auftreten, da die Glättung, die durch die 1D-Tomographie entsteht, den Sprung im Geschwindigkeitsgradienten verschwimmen lässt. Diese Unsicherheiten, die stark streuenden Laufzeiten und der hohe RMS-Wert der 1D-Tomographie von 8.66ms waren der Grund, dieses Profil noch 2D-refraktionstomographisch auszuwerten. Das Ergebnis der 2D-Auswertung ist in Abbildung 49 (oben) dargestellt. Hier sieht man auf den ersten Blick, dass sich die berechneten Werte im Bereich der Permafrost typischen Geschwindigkeiten von 2000-3000m/s befinden, was die Aktivität des Blockgletschers bestätigen würde. Um die 2D-Daten mit der 1D-Tomographie vergleichen zu können, wurden bei diesem Blockgletscher drei, für dieses Profil charakteristische, vertikale Schnitte in den Bereichen von 20m, 63m und 105m erstellt, und in die 1D-Klassifizierungsgrafik (Abbildung 49, unten) eingetragen. Auffällig ist, dass auch die 2D-Refraktionstomographie im unteren Teil des Profils nicht sehr tief eintaucht. Die Lockerschicht weist im 20m- und im 63m-Schnitt eine ähnliche Dicke von 7m auf, wobei aber der 20m-Schnitt in 14m Tiefe schon eine Geschwindigkeit von 3200m/s erreicht, was auf Eis hindeutet. Beim zweiten Schnitt ergab die 2D-Tomographie in 10m Tiefe 2000m/s und erreicht in 21m dann noch 2800m/s, was man als Eis-Schuttgemisch deuten kann. Im dritten Schnitt bei 105m, kann man eine deutlich dickere Auftauschicht mit langsameren P-Wellengeschwindigkeiten erkennen. Ab einer Tiefe von 5m nimmt hier die Geschwindigkeit mit einem gleichmäßigen Gradienten zu, doch die 1D-

Klassifizierungsgrafik in Abbildung 49 (unten) beurteilt diese Berechnungen nur bis zu einer Tiefe von 25m. An dieser Stelle erreicht der 105m-Schnitt schon 2000m/s, und laut 2D-Grafik in Abbildung 49 (oben), werden die Eis ähnlichen Geschwindigkeiten dann erst ab dieser Tiefe erreicht. Dieses Profil wird dadurch dem *Permafrost* zugeordnet.

S2600 – Blockgletscher – 2D Refraktionstomographie



In folgender Grafik werden die Schnitte der 2D-Refraktionstomographie im 1D-Plott der Geschwindigkeits- Tiefenklassifizierung dargestellt.

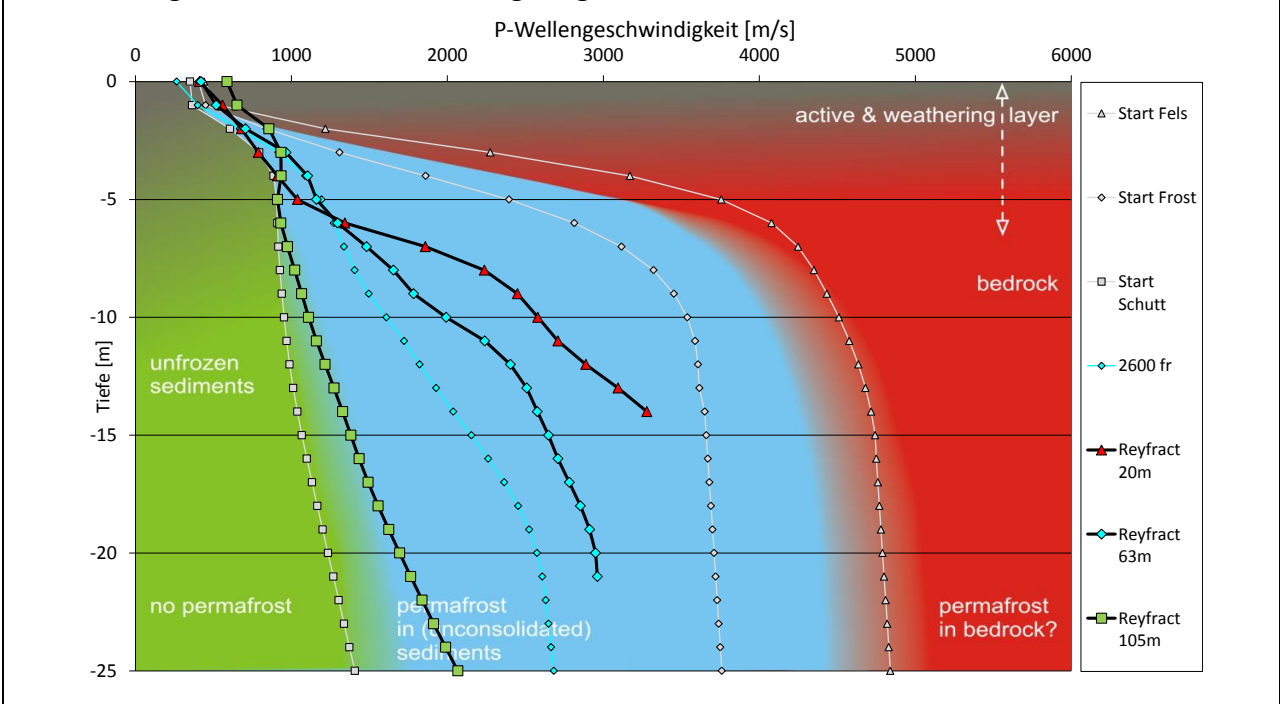


Abbildung 49: S2600, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)

Das letzte Blockgletscherprofil, das in dieser Arbeit beschrieben wird, ist das Profil **S2900**, das schon im Vorfeld als Referenzprofil für „FROST“ ausgewählt worden ist. Hierbei handelt es sich um den Rest eines Gletschers, der von einer mächtigen Lage Hangschutt überdeckt ist (siehe Abbildung 71, oben). Das Profil liegt knapp oberhalb des Blockgletschers beim „Verborgenen See“, auf 2780m Seehöhe und ist Richtung Norden exponiert und fast ganztägig im Schatten gelegen. Bei den Ersteinsätzen in Abbildung 71 (Mitte) ist zwar ein leichtes Streuen zu erkennen, aber man kann deutlich eine langsamere Lockerschicht (Activ-Layer) und darunter das „Schnelle Eis“ erkennen. Das Startmodell *Frost* ist aufgrund dieser Geschwindigkeitsverteilung erstellt worden. Das Ergebnis dieser 1D-Tomographie (Abbildung 71, unten) nähert sich eng an die Geschwindigkeit des reinen Eises von 3750m/s an. Die Berechnung der Geschwindigkeiten dringt, trotz der hohen Anzahl an Laufzeiten, aber nur bis 14m Tiefe ein. Dieses Profil wird aufgrund der Eis-ähnlichen Geschwindigkeit dem *Permafrost* zugeordnet.

7.3.2 Schutthalden

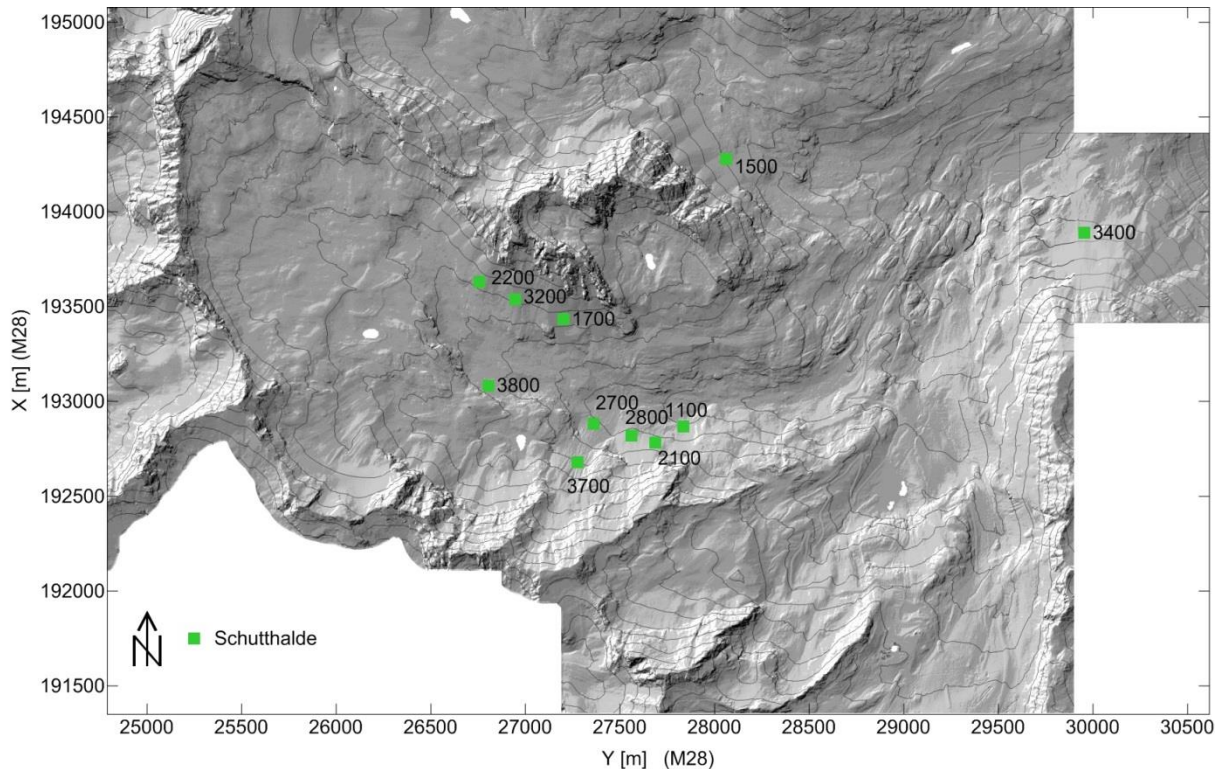


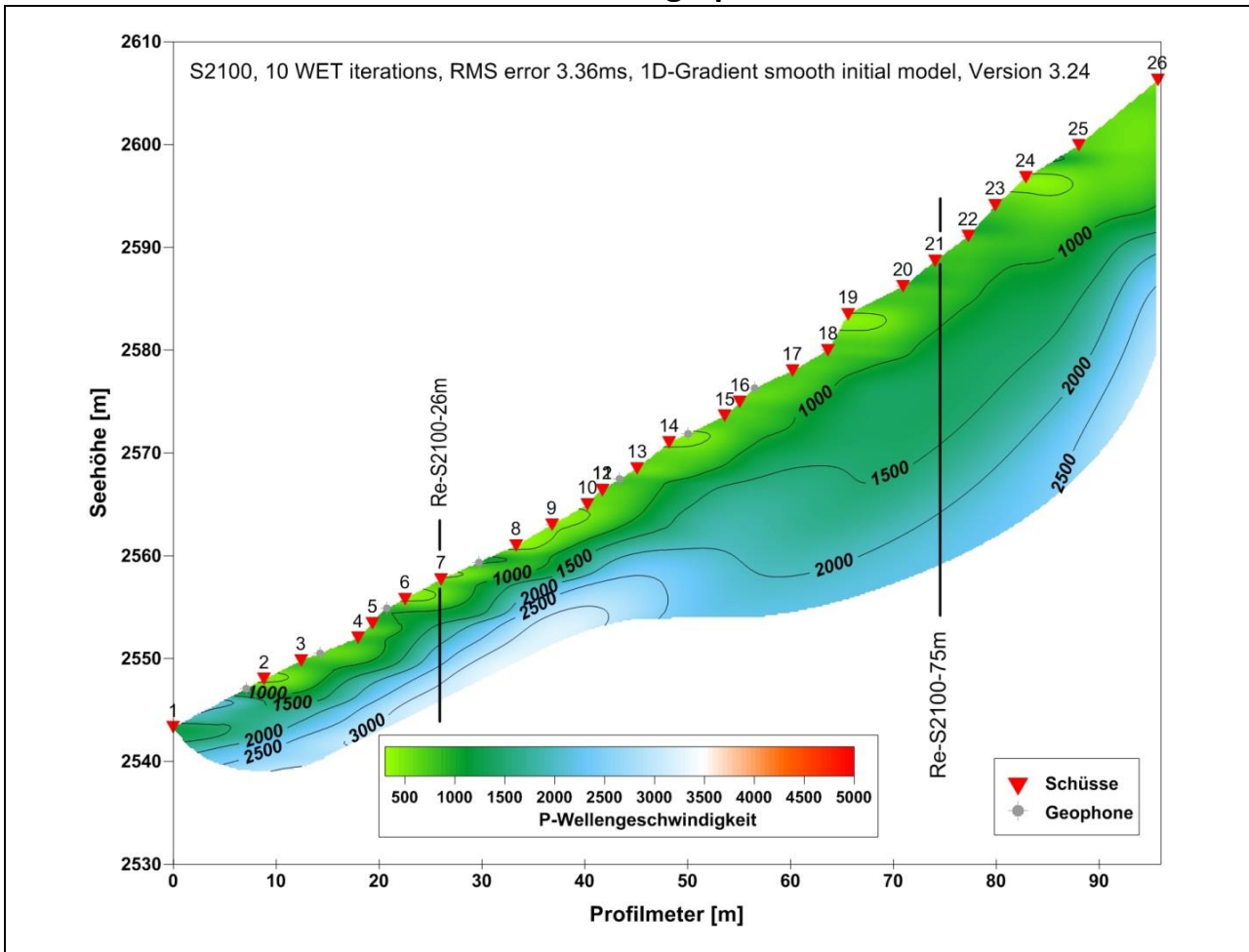
Abbildung 50: Übersicht der gemessenen Schutthaldenprofile

Im Kapitel Schutthalden werden die Ergebnisse der Profile S1100, S1500, S1700, S2100, S2200, S2700, S2800, S3200, S3400, S3700 und S3800 dargestellt.

Schutthalden sind im Krummgampental ein deutliches geomorphologisches Merkmal und überall anzutreffen, da auf einer Seehöhe von 2400-3000m über Adria die Frost-Tauwechsel in den Oberflächen der Felswänden starke Spuren und am Fuße des Berges große Schuttkegel hinterlassen. Im gesamten Messgebiet wurden auf den Schutthalden 11 Profile gemessen (siehe Abbildung 50), wobei das Profil S3400 etwas außerhalb des Krummgampentales liegt. Dieses Profil wurde gewählt, da es auf 2350m Seehöhe liegt und man in unseren Breiten in dieser Höhenlage mit Sicherheit sagen kann, dass es sich um ein Permafrost freies „Schutt“- Profil handelt. Somit ist es ein guter Vergleich zu den nicht eindeutig bestimmbareren Profilen im Messgebiet.

Das erste Schutthaldenprofil, das Profil **S1100**, liegt gleich neben dem Blockgletscherprofil S2600, am Eingang des Krummgampentales. Gemessen wurde diese Halde mit nur 4 Geophonen, was sich auch hier an der geringen Anzahl der Laufzeit-Picks erkennen lässt. Betrachtet man die Ersteinsätze in Abbildung 72 (Mitte), sieht man eine kurze direkte Welle und dann einen Bereich der auf eine Geschwindigkeitszunahme im Untergrund hindeutet. Die Geschwindigkeits-Tiefenkurve, die die Berechnung der 1D-Tomographie liefert, hier P-Wellengeschwindigkeiten, die eindeutig in den Bereich des *Permafrostes* (2500-3500m/s) fallen (Abbildung 72, unten).

S2100 – Schutthalde – 2D Refraktionstomographie



In folgender Grafik werden die Schnitte der 2D-Refraktionstomographie im 1D-Plott der Geschwindigkeits- Tiefenklassifizierung dargestellt.

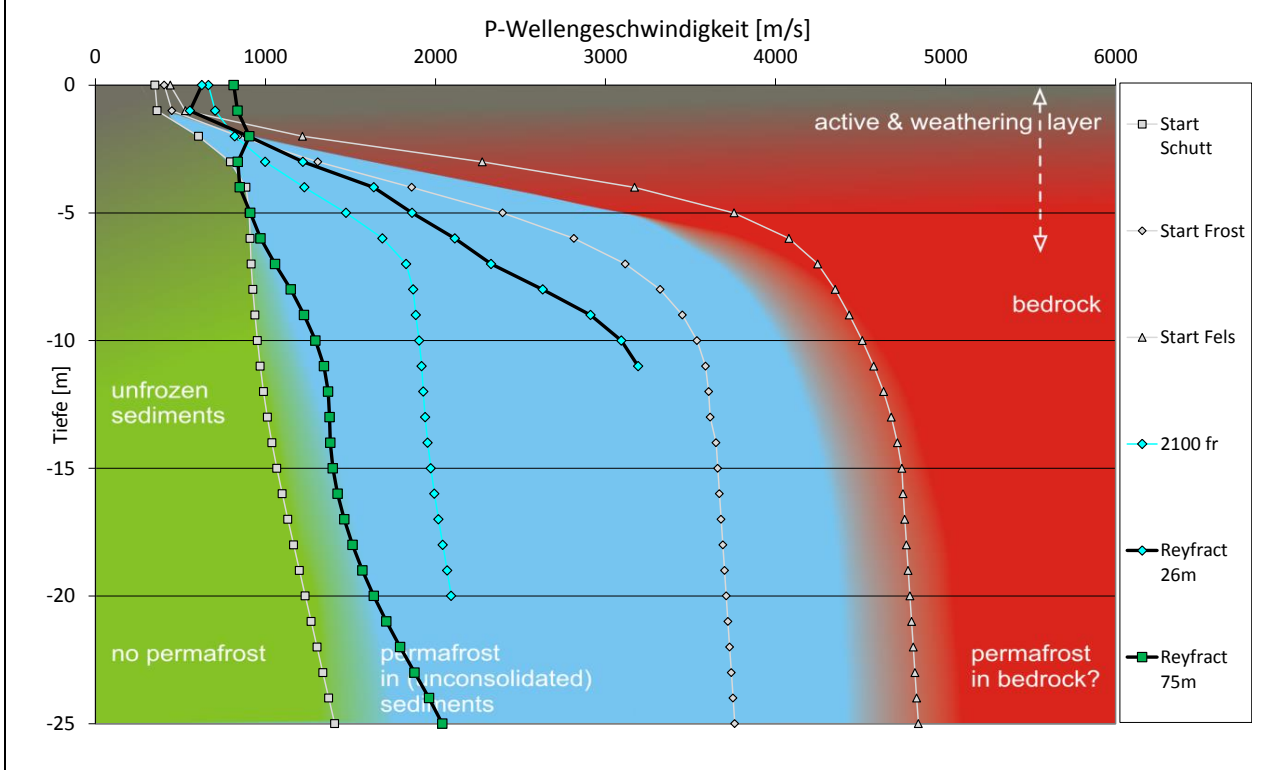


Abbildung 51: S2100, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)

Das nächste Profil, das Profil **S1500**, liegt im Riffeltal, nördlich des Krummgampentales auf 2550m Seehöhe. Bei der 1D-Tomographie macht sich das leichte Streuen der Ersteinsätze (Abbildung 73, Mitte) durch einen leicht erhöhten RMS-Wert von 3.66ms bemerkbar, was aber noch im erwarteten Rahmen liegt. Die Geschwindigkeits-Tiefenkurve der 1D-Inversion (Abbildung 73, unten) zeigt erst ab einer Tiefe von 5m eine merkliche Geschwindigkeitszunahme und verläuft dann mit einem fast linearen Gradienten, bis sie in 21m Tiefe ca. 3400m/s erreicht. Vergleicht man das Ergebnis mit den Geschwindigkeits-Tiefenkurven, die aus synthetischen Laufzeiten erstellt wurden (siehe Abbildung 42), kann man eine deutliche Ähnlichkeit mit der Kurve der 7.5m dicken Verwitterungsschicht erkennen. Aufgrund der nordöstlichen Orientierung und der Höhenlage des Profils, ist das Vorkommen von *Permafrost* auch hier sehr wahrscheinlich.

Anders als das zuvor diskutierte Profil liegt das Profil **S1700** auf einer südexponierten Schutthalde, die im Krummgampental auf ca. 2720m liegt. Im Laufzeitdiagramm (Abbildung 74, Mitte) erkennt man deutlich, dass es sich hier um einen Zweischichtfall, mit einer oberflächlichen Schuttschicht und einem schnelleren Untergrund handelt. Die 1D-Tomographie dringt zwar nur in eine Tiefe von 15m ein, aber man kann gut erkennen, dass sich die berechnete Geschwindigkeit in der maximalen Tiefe an 2800m/s annähert und sich die Geschwindigkeits-Tiefenkurve deutlich im Bereich des Permafrostes befindet.

Das Profil **S2100** liegt auf einer weiteren nordexponierten Schutthalde, die knapp nach dem ersten Blockgletscher auf 2575m liegt. Bei dieser seismischen Messung streuen die Ersteinsätze deutlich, und das äußert sich bei der Berechnung der 1D-Tomographie in einem hohen RMS-Wert von 5.59ms. Das Streuen der Picks (Abbildung 75, Mitte) könnte hier auf einen inhomogenen Untergrund hindeuten. Die 1D-Tomographie in Abbildung 75 (unten) dringt nur 20m tief ein und verläuft ab 7,5m Tiefe mit einem sehr geringen, aber fast linearen Gradienten. In 7,5m Tiefe nähert sich die Kurve an 1900m/s an, was man als *möglichen* Permafrost wie z.B. verfestigten, unterkühlten Schutt deuten kann. Um den Grund für den hohen RMS-Wert herauszufinden, wurde diese Schutthalde noch 2D-refraktionstomographisch ausgewertet. Bei der 2D-WET-Tomographie (Abbildung 51, oben) kann man deutlich erkennen, dass sich der obere und der untere Bereich des Profils unterscheiden, und die Tomographie im unteren Bereich des Profils nicht tief eindringt. Um das Ergebnis richtig interpretieren zu können, wurden hier zwei repräsentative vertikale Schnitte des Profils erstellt und in die Geschwindigkeitsgrafik der 1D-Klassifizierung (Abbildung 51, unten) eingetragen. Der erste Schnitt, bei 26m, liegt ca. in der Mitte des unteren Teiles. Hier handelt es sich eindeutig um *Permafrost*, da die Geschwindigkeits-Tiefenkurve in 11m Tiefe 3200m/s erreicht. Im oberen Teil der Schutthalde sind die Geschwindigkeiten allerdings weit langsamer, wie man in Abbildung 51 (oben) erkennen kann. Im 75m-Schnitt dringt die 2D-Tomographie deutlich tiefer ein, doch die Permafrost ähnlichen Geschwindigkeiten treten erst ab einer Tiefe von 20m auf. Dieser Bereich liegt am unteren Rand der Permafrost Klassifizierung, doch ist hier Permafrost durchaus *möglich*, da es sich bei diesem Profilabschnitt um einen Bereich mit einer sehr mächtigen Permafrost freien Schuttschicht handelt und die berechnete Geschwindigkeit in der Tiefe merklich zunimmt. Der rechte Bereich in Abbildung 51 (oben), der wieder etwas schneller wird, dürfte aber auf die anstehende Felswand zurückzuführen sein.

Ein weiteres interessantes Profil ist das südexponierte Profil **S2200**, das unterhalb der Krummgampenspitzen auf etwa 2770m Seehöhe liegt. In Abbildung 76 (Mitte) zeigt sich wieder eine große Streuung in den Laufzeitpicks, was auf einen schrägen Untergrund oder eine ungleichmäßige Geschwindigkeitsverteilung in der Tiefe hindeuten kann. Bei der 1D-Inversion befindet sich die Geschwindigkeits-Tiefenkurve in Abbildung 76 (unten) deutlich im ungefrorenen Schuttbereich, da die Geschwindigkeiten bis in eine Tiefe von 25m, 1200m/s nicht übersteigen. Aufgrund der speziellen Streuung der Laufzeiten wurde das Profil aber trotz niedrigen RMS-Wertes von 3.38ms (beim Startmodell *Schutt*) noch 2D-Refraktionstomographisch ausgewertet. Ein weiterer Grund für die 2D-Auswertung ist die Tatsache, dass die Inversionen mit den anderen Startmodellen RMS-Werte über 9ms gebracht haben, was auf eine Inhomogenität in der vorhandenen Geschwindigkeitsverteilung im Untergrund hindeutet.

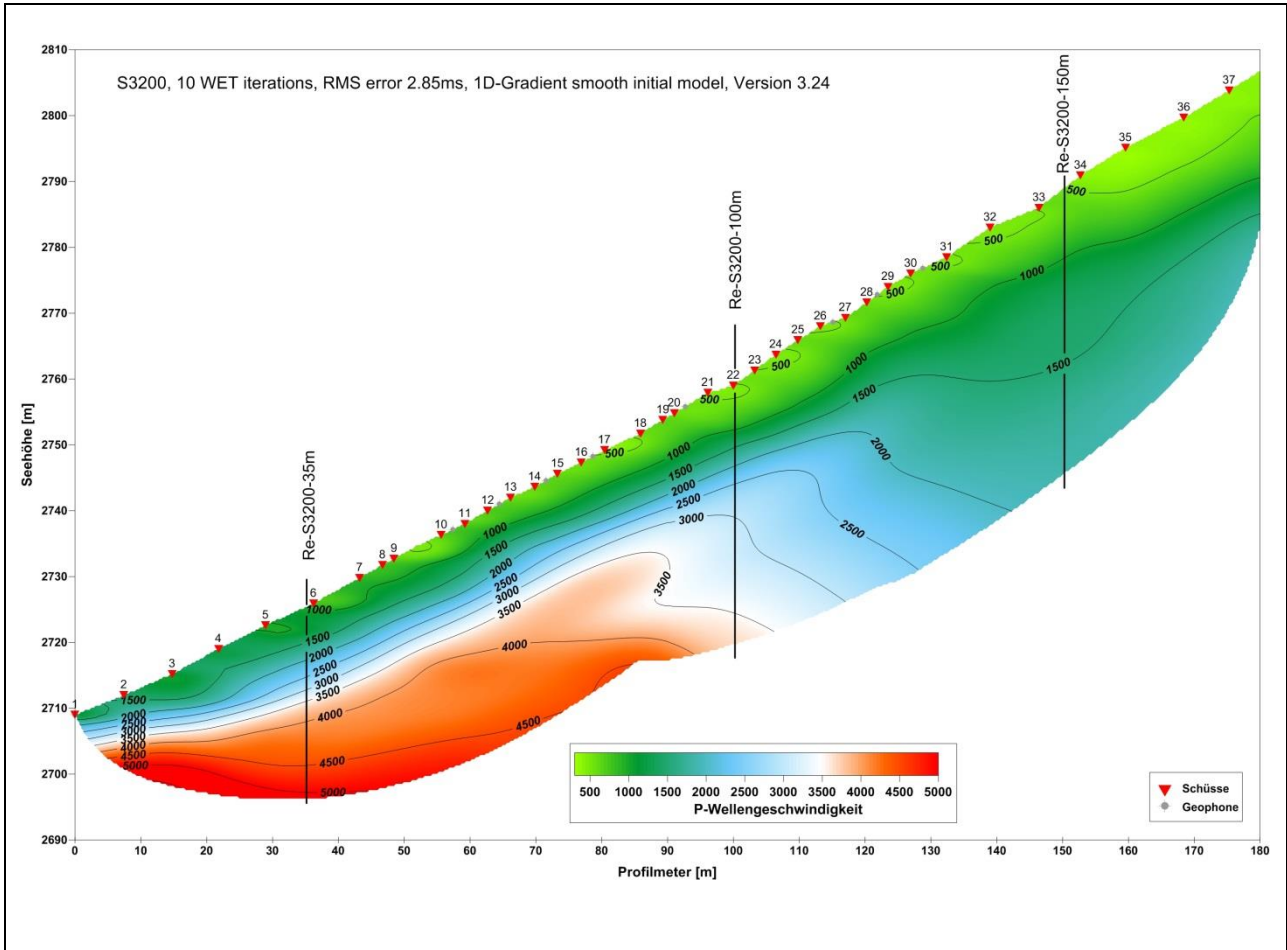
Bei der 2D-Auswertung fällt eine große Ähnlichkeit mit dem nordseitigen Schutthaldenprofil S2100 auf, nur reicht der schnelle Bereich bis weit über die Profilmitte hinaus (siehe Abbildung 93, oben). In diesem Fall wurden zwei repräsentative vertikale Schnitte bei 30m und bei 105m herausgegriffen und wieder in der 1D-Klassifizierung (Abbildung 93, unten) dargestellt. Hier sieht man, dass die P-Wellengeschwindigkeiten des Schnittes bei 30m deutlich im Bereich des *Permafrostes* liegen, was für eine südseitige Halde eigentlich überraschend ist. Die berechneten P-Wellengeschwindigkeiten aus dem zweiten Schnitt (bei 105m) starten zwar etwas schneller aber dann liegen sie, wie das Ergebnis der 1D-Tomographie, im Bereich des ungefrorenen Bodens, da hier maximal 1500m/s erreicht werden.

Das nächste Profil ist das nördlich exponierte Profil **S2700**, das im Mittelteil des Krummgampentales, unterhalb des „Verborgenen Sees“, auf 2550m Seehöhe liegt. Diese Linie ist der untere Teil eines langen Profils, das bis zur Mitte des Talbodens bis zum Krummgampenbach reicht. Der obere Teil wird später noch durch das Profil S3700 beschrieben. Hier, beim Profil S2700, sieht man wieder Unregelmäßigkeiten in den Laufzeiten (Abbildung 77, Mitte), was z.B. den schrägen Talboden des Festgesteines im Untergrund darstellen könnte. Die Geschwindigkeits-Tiefenkurve schneidet in Abbildung 77 (unten) zwar in einer Tiefe von 15-20m den Permafrost Bereich an, aber das deutet eher auf einen plötzlichen Geschwindigkeitssprung in der Tiefe hin, der durch die Inversion geglättet wird. Aufgrund des hohen RMS-Wertes von 5.20ms, wird auch dieses Profil noch 2D-refraktionstomographisch ausgewertet. Das Ergebnis der 2D-Auswertung ist in Abbildung 94 (oben) dargestellt. Hier sieht man deutlich, dass es sich bei diesem Profil um eine Schutthalde handelt, die in der Lockerschicht sehr langsame, also Permafrost freie, Geschwindigkeiten aufweist. Auffällig sind auch die sehr schnellen Bereiche am Anfang und am Ende des Profils, die die 2D-Auswertung an der maximalen Tiefe zum Vorschein bringt. Zur genaueren Beurteilung der Kurven wurden auch hier zwei repräsentative vertikale Schnitte bei 30m und 95m herausgegriffen und in die 1D-Geschwindigkeits-Tiefenklassifizierung in Abbildung 94 (unten) eingefügt. Hier bestätigt sich die Vermutung, dass es sich bei dieser Halde nicht um einen oberflächlich gefrorenen Boden handelt, da die Geschwindigkeits-Tiefenkurven mit einem hohen Geschwindigkeitsgradienten in Richtung schnellem Festgestein zeigen. Der Bereich, der in der Klassifizierungsgrafik durch den Permafrost verläuft, ist höchstwahrscheinlich nur eine Glättungserscheinung der Tomographie, wobei nicht ausgeschlossen werden kann, dass es in größerer Tiefe vielleicht doch gefrorene Schichten gibt. Deswegen wurde dieses Profil trotzdem noch als *Permafrost möglich* eingestuft.

Ein weiteres Profil, das gleich hinter dem ersten Blockgletscher auf einer Schutthalde liegt, ist das Profil **S2800**, das sich unterhalb des Weißseejoches auf 2535m Seehöhe befindet. Bei diesem Profil ist wieder ein starkes Streuen der Laufzeiten zu beobachten (Abbildung 78, Mitte), was sich auch bei der 1D-Tomographie in einem hohen RMS von 7.09ms äußert. Der langsamen P-Wellengeschwindigkeit nach zu schließen, handelt es sich bei diesem Profil um reinen, aufgelockerten Schutt, da die berechnete Geschwindigkeit der 1D-Inversion bis in einer Tiefe von 20m 1200m/s nicht übersteigt (Abbildung 78, unten). Nachdem der RMS-Wert auch hier über 5.00ms lag, wurde dieses Profil noch der 2D-refraktionstomographischen Auswertung zugeführt. In Abbildung 95 (oben) kann man im unteren Bereich des Profils Eis-ähnliche Geschwindigkeiten erkennen, die in der mächtigen Lockerschicht eingelagert sind. Zur näheren Klassifizierung wurden hier zwei signifikante Schnitte bei 36m und bei 120m herausgegriffen und in die 1D-Klassifizierungsgrafik in Abbildung 95 (unten) eingefügt. Die Ergebnisse der Auswertung legen nahe, dass es sich im unteren Bereich wirklich um einen Permafrost *möglichen* Teil mit eingelagerten Eislinsen handeln kann. Im oberen Bereich des Profils handelt es sich allerdings um eine dicke ungefrorene Lockerschicht, mit sehr langsamen Schichtgeschwindigkeiten (1200m/s).

Das Profil **S3200**, ist das Profil im Messgebiet, das den höchsten RMS-Wert (14.02ms) aller Berechnungen aufweist. Hierbei handelt es sich um ein südseitiges Schuttprofil mit 150m Länge, unterhalb der Krungampenspitzen, auf 2750m Seehöhe. Der hohe RMS-Wert ist klar auf das Streuen der seismischen Ersteinsätze (Abbildung 79, Mitte) zurückzuführen. Daraus kann man eventuell einen schrägen Untergrund und/oder große laterale Geschwindigkeitsinhomogenitäten erkennen. Nach ein paar Anpassungsversuchen konvergierte die Inversion, und die 1D-Tomographie brachte eine Geschwindigkeits-Tiefenkurve, die sich in 15m Tiefe 2300m/s annähert (Abbildung 79, unten). Aufgrund der Unsicherheit der Eingangsdaten und der geringen Genauigkeit der Berechnung war dieses Profil der Auslöser, warum manche Profile noch 2D-refraktionstomographisch ausgewertet wurden. Bei der 2D-Auswertung kann man in Abbildung 52 (oben) eine große Ähnlichkeit mit dem knapp daneben liegenden Schutthaldenprofil S2200 erkennen. Auch hier kann man im unteren Bereich des Profils deutlich höhere Geschwindigkeiten als im oberen Bereich feststellen. Um dieses Profil richtig interpretieren zu können, wurden hier drei repräsentative vertikale Schnitte des Profils herausgegriffen und in die 1D-Klassifizierungsgrafik in Abbildung 52 (unten) eingetragen. Wie man beim 35m-Schnitt erkennen kann, weist diese Schutthalde im unteren Bereich etwas höhere Geschwindigkeiten in der Lockerschicht auf als im oberen. Die herausgegriffenen Geschwindigkeiten starten hier an der Oberfläche schon mit 1000m/s und steigen ab einer Tiefe von 3m fast linear mit einem großen Gradienten an, bis sich ab 15m Tiefe der Gradient etwas verringert. In 15m erreicht die Berechnung schon 3600m/s, was auf eisgesättigtes Felsmaterial und Permafrost hindeuten könnte. In 25m Tiefe erreicht V_p dann 4500m/s, was auf den darunter liegenden Paragneis zurückzuführen ist. Der zweite Schnitt wurde bei 100m gesetzt, da man sich hier im Übergang zwischen den zuvor beschriebenen Geschwindigkeitsbereichen befindet. An dieser Stelle zeigen die Geschwindigkeiten des vertikalen Schnittes der 2D-Refraktionstomographie eine deutliche Annäherung an 2500m/s, was nach Ikeda (Ikeda, 2006) auf Permafrost im Schutt hindeutet. Der Schnitt bei 150m zeigt allerdings mit Sicherheit keinen Permafrost, da hier die Geschwindigkeit bis in eine Tiefe von 25m nicht über 1400m/s hinausgeht.

S3200 – Schutthalde – 2D Refraktionstomographie



In folgender Grafik werden die Schnitte der 2D-Refraktionstomographie im 1D-Plott der Geschwindigkeits- Tiefenklassifizierung dargestellt.

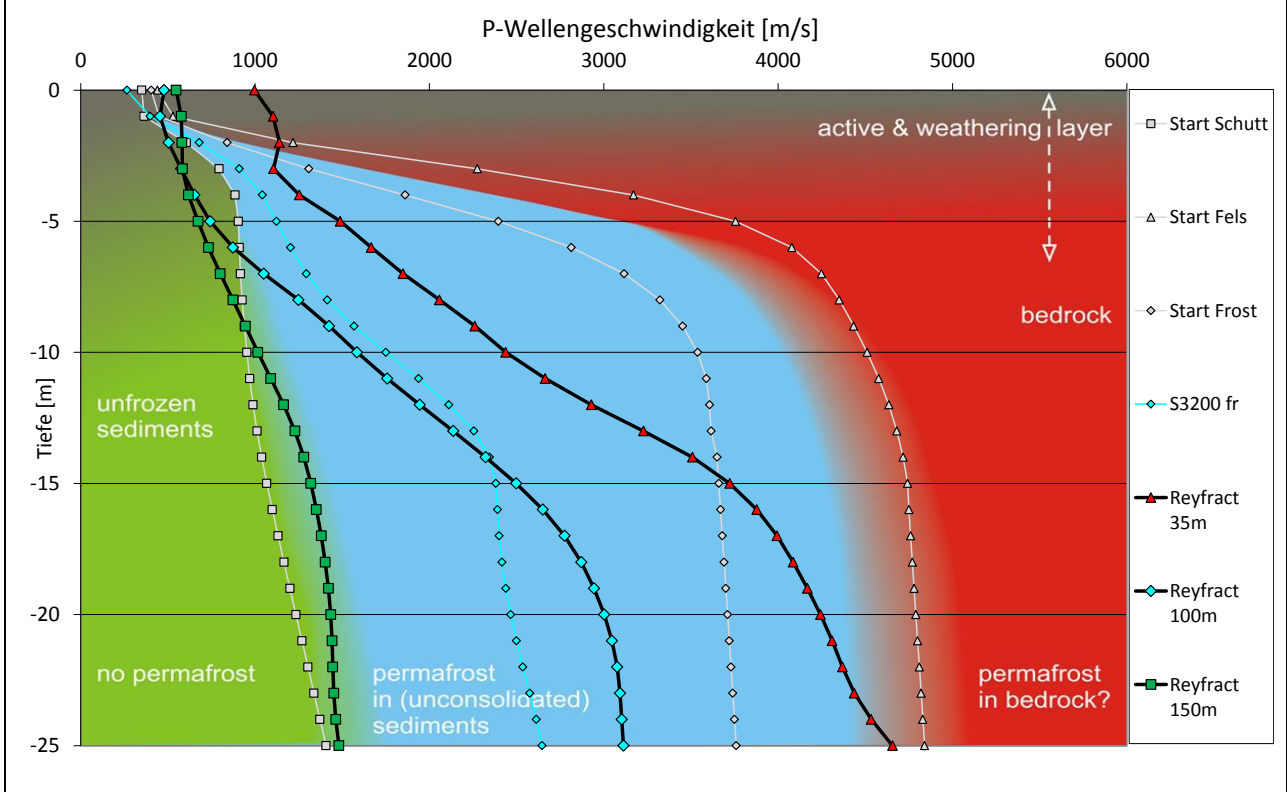


Abbildung 52: S3200, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)

Als Vergleichsprofil für eine reine, ungefrorene Schutthalde wurde das Profil **S3400** gemessen. Es liegt auf 2350m ü.A., in einem Gebiet, das der Literatur nach (Haeberli, 1975) als Permafrost frei gilt. Hierbei handelt es sich zwar um die nordexponierte Schutthalde unterhalb des Nörderberges, doch ist aufgrund der geringen Höhenlage hier nicht mit Permafrost zu rechnen. In den Ersteinsätzen der Laufzeiten in Abbildung 53 (Mitte) ist ein deutlicher Zweischichtfall mit einer mächtigen Lockerschicht über dem Festgestein zu erkennen. Die Vermutung bestätigt sich dann bei der 1D-Tomographie (Abbildung 53, unten), wo man sieht, dass die Geschwindigkeit des Schuttes bis zu einer Tiefe von 18m unterhalb von 1200m/s bleibt und erst darunter ansteigt. Da es sich hier um einen plötzlichen Sprung in der Schichtgeschwindigkeit handelt, beginnen die berechneten Geschwindigkeiten der Geschwindigkeits-Tiefenkurve hier höher zu werden, was man im plötzlich auftretenden hohen Gradienten unterhalb von 20m erkennen kann. Zusammenfassend kann man sagen, dass das Festgestein bei diesem Profil erst unter einer Tiefe von 25m beginnt.

Auch der obere Teil der langen Schutthalde, die durch S2700 und S3700 beschrieben wird, ist ein klassischer seismischer Zweischichtfall. Schon aus den Laufzeitpics des Profils **S3700** kann man in der Abbildung 80 (Mitte) deutlich eine Lockerschicht erkennen, die auf dem Festgestein aufliegt. Das Ergebnis der 1D-Tomographie zeigt in Abbildung 80 (unten), dass es sich um eine langsame, aufgelockerte, Permafrost freie Schutthalde handelt, die bis in eine Tiefe von 25m nicht gefroren ist. Das leichte Anschneiden des „Permafrost“-Bereiches entsteht wahrscheinlich, wie im zuvor beschriebenen Profil, durch den plötzlichen Übergang auf eine höhere Geschwindigkeit und eine Glättung, die durch die Berechnung hervorgerufen wird. Da die Geschwindigkeits-Tiefenkurve in einem großen Bereich unter 1500m/s, ist dieses Profil aufgrund der Seismik *nicht als Permafrost* zu interpretieren

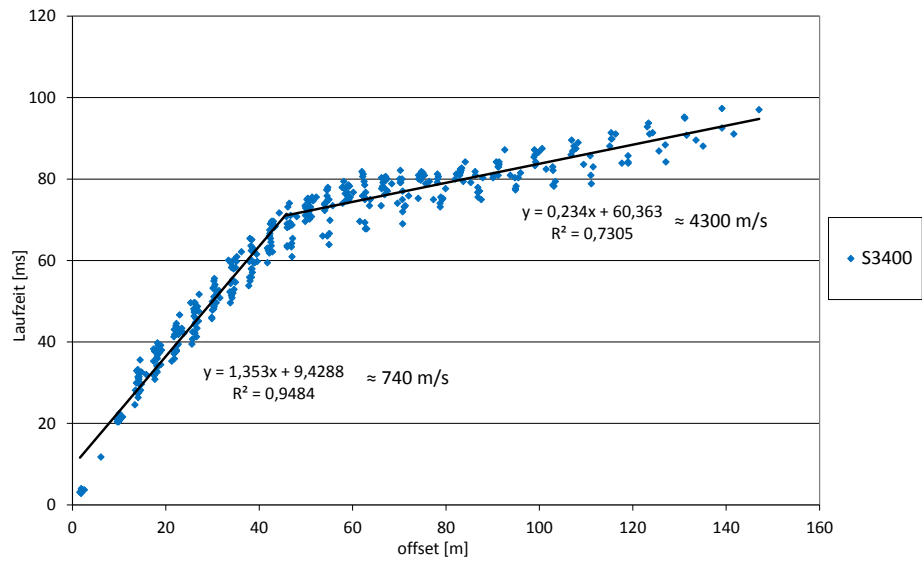
Das letzte Schuttprofil ist das Profil **S3800**, das auf dem nordexponierten Schuttkörper nördlich des Verborgenen Sees auf 2670m liegt. Es stellt die Verlängerung des Profils S3900 (Moränenquerprofil) dar. In Abbildung 81 (Mitte) sieht man bei den Laufzeiten eine dünne Lockerschicht, die über einer schnelleren Schicht liegt. Die Berechnung der 1D-Tomographie liefert mit 2.51ms einen niedrigen RMS-Wert, und die Geschwindigkeits-Tiefenkurve liegt in Abbildung 81 (unten) knapp unterhalb des Startmodelles für „Frost“. Bei diesem Profil erreicht die Geschwindigkeits-Tiefenkurve in 10m Tiefe schon 3300m/s und stoppt in 18m Tiefe bei 3500m/s, was mit großer Sicherheit auf das Vorkommen von *Permafrost* im Inneren der Schutthalde hindeutet.

S3400 – 1D Tomographie



Schutthalde
 Nordflanke des Nörderberges
 Seehöhe: 2350m ü. A.
 Hangrichtung: Nord

gepickte Laufzeiten
 (Promax)



1D - Inversion RMS: 3.96 ms

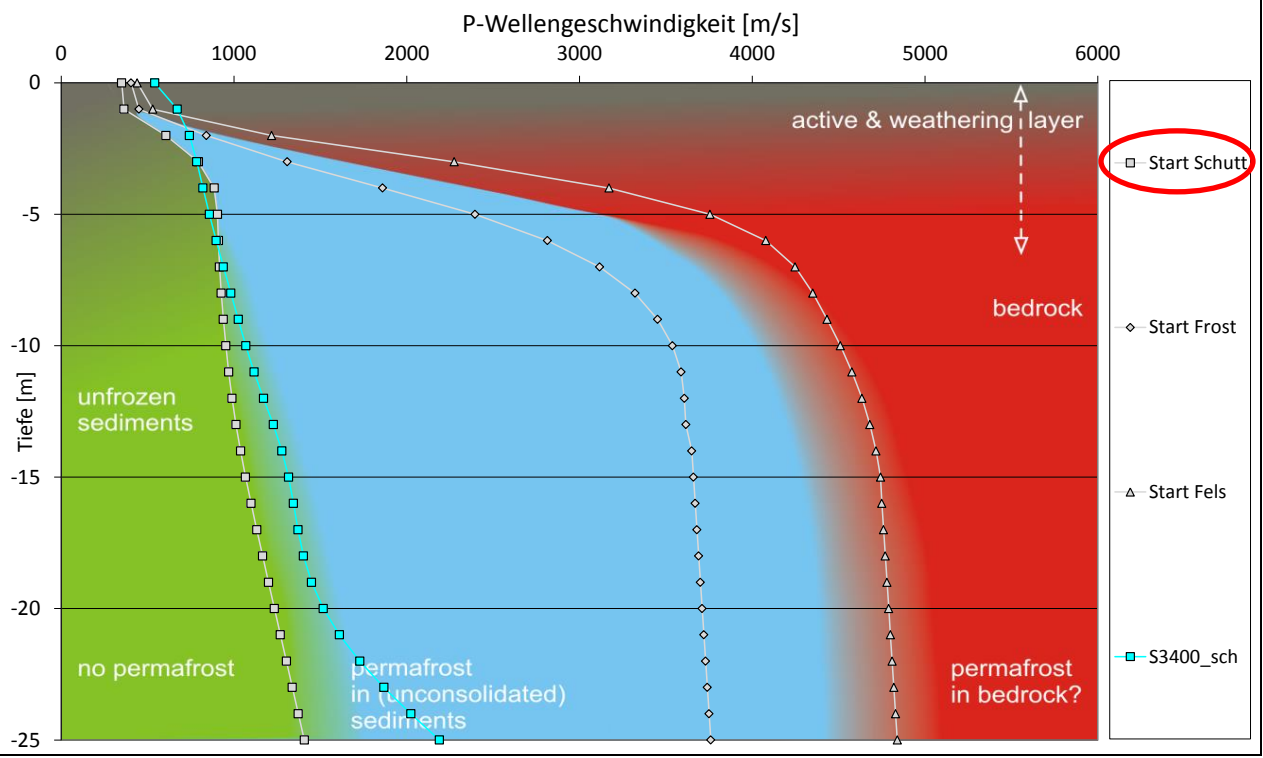


Abbildung 53: S3400; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

7.3.3 Moränen

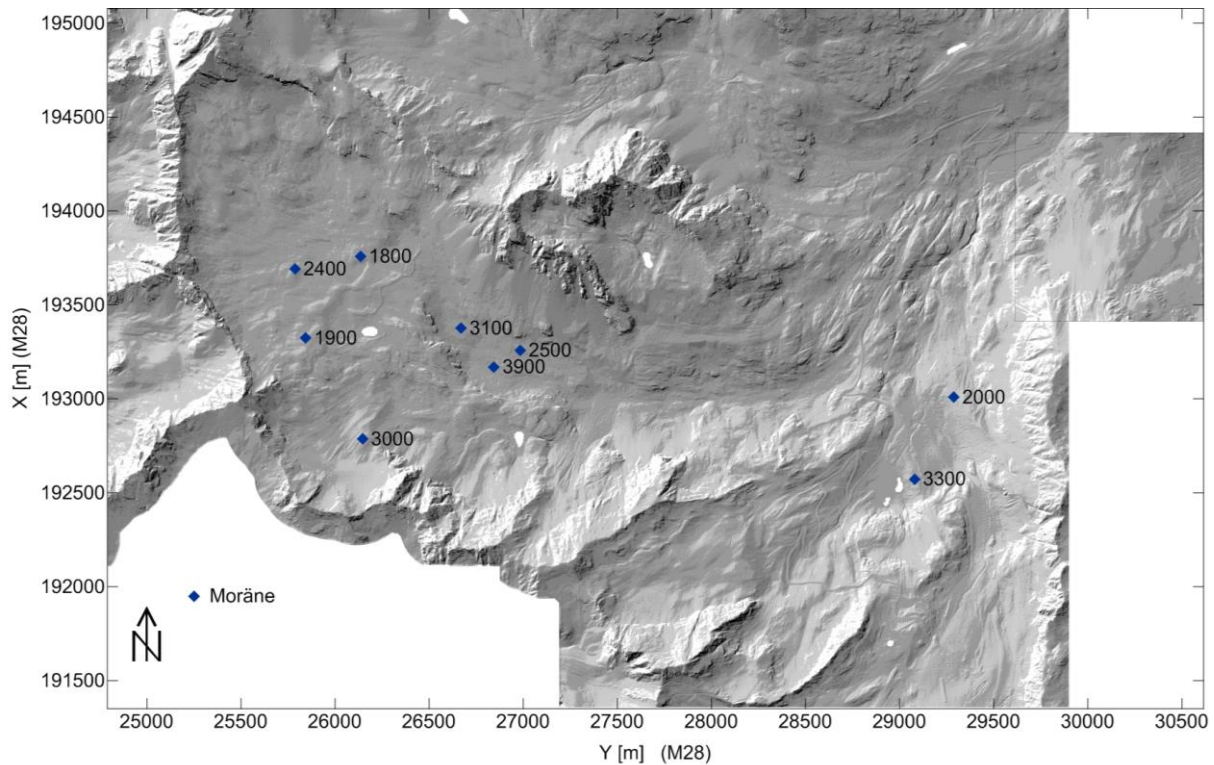


Abbildung 54: Übersicht der gemessenen Moränenprofile

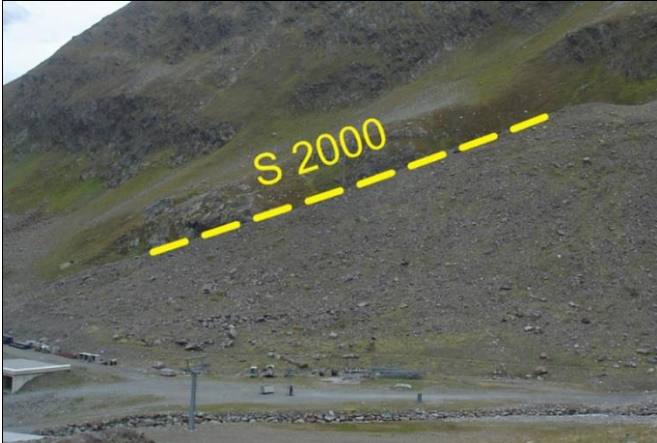
In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Profile S1800, S1900, S2000, S2400, S2500, S3000, S3100, S3300 und S3900 dargestellt.

Moränen sind im Krummgampental eine weit verbreitete, markante geomorphologische Erscheinungsform. Gemessen wurden hier 9 Profile, die sowohl Seitenmoränen aus dem letzten Gletscherhochstand um 1850, als auch alte bewachsene oder zurückgebliebene Moränen der einzelnen Rückzugsstadien seit der letzten Eiszeit darstellen (siehe auch Abbildung 16, Krainer, et al., 2013). Sie werden in der Reihenfolge der Messungen beschrieben.

Das Profil **S1800** liegt auf einer Moräne am oberen Ende des Krummgampentales, am Moränenhochplateau, auf 2840m Seehöhe. Das Profil ist fast eben und Richtung Osten orientiert. Bei den Laufzeiten (siehe Abbildung 82, Mitte) macht sich eine leichte Streuung bemerkbar, was aber bei der 1D-Tomographie nicht ins Gewicht fällt und einen akzeptablen RMS-Wert mit 3.48ms liefert. Die berechnete P-Wellengeschwindigkeit (siehe Abbildung 82, unten) erreicht in der Tiefe 2600m/s, was zwar eine Geschwindigkeitsobergrenze einer glazialen Moräne darstellt aber nach Ikeda (Ikeda, 2006) mitten im Bereich der gemessenen Geschwindigkeiten für Permafrost liegt. Aufgrund der erreichten Geschwindigkeit wird dieses Profil als *Permafrost* klassifiziert.

S1900 ist ein Profil aus dem LIA, das auch auf einer Moräne auf dem Moränenhochplateau liegt. Dieses Profil liegt auf 2885m Seehöhe und weist bei den Ersteinsätzen eine große Streuung der Laufzeiten auf (siehe Abbildung 83, Mitte). Dadurch liegt auch der RMS-Wert der 1D-Tomographie bei 8.03ms. Die Geschwindigkeits-Tiefenkurve zeigt in der 1D-Grafik (Abbildung 83, unten) einen fast linearen Gradienten bis sich die berechneten Geschwindigkeiten der P-Wellen in 20m Tiefe an 3000m/s annähern. Vergleicht man das Ergebnis mit den Geschwindigkeits-Tiefenkurven, die aus den synthetischen Laufzeiten erstellt wurden (siehe

S2000 – 1D Tomographie



Moräne westlich des Nörderberges, neben der Mittelstation des Sesselliftes (Ochsenalmbahn), Nordöstlich des Weißsees
 Seehöhe: 2480m ü. A.
 Hangrichtung: Nord-Nordwest

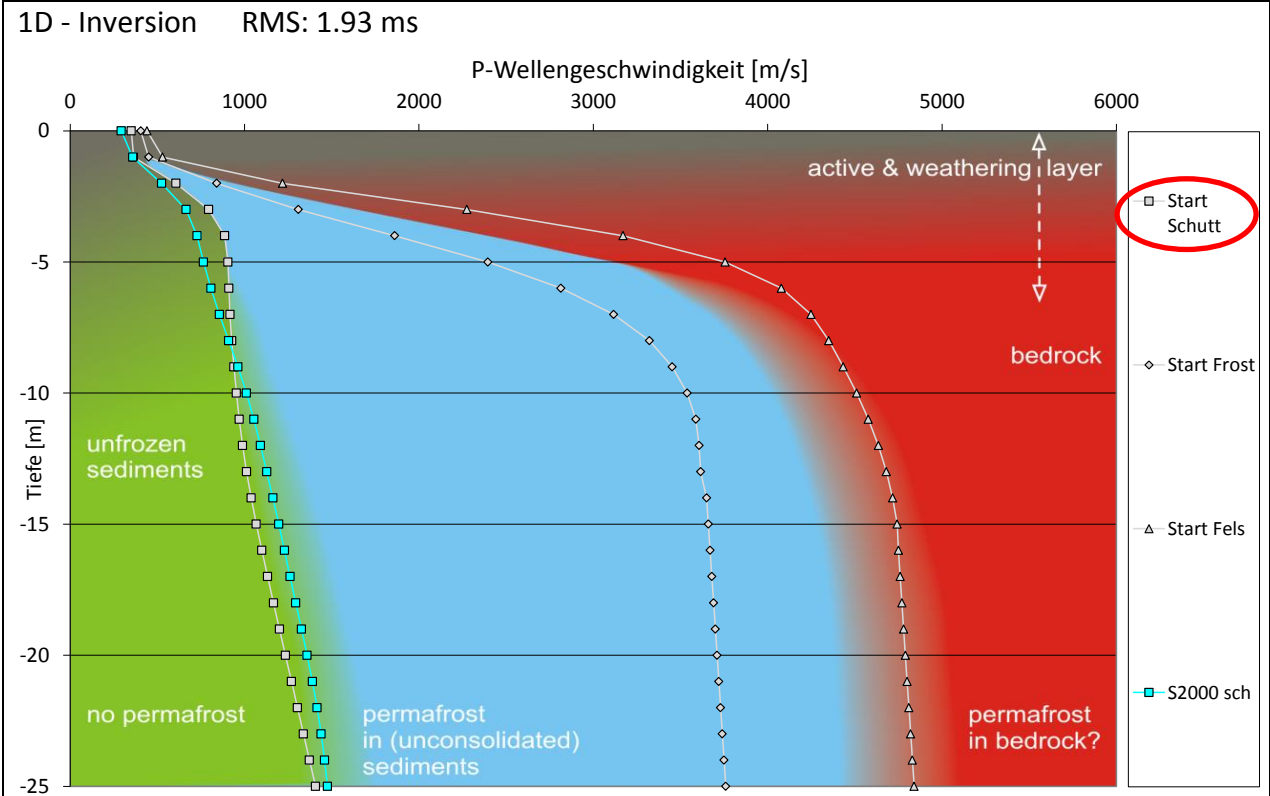
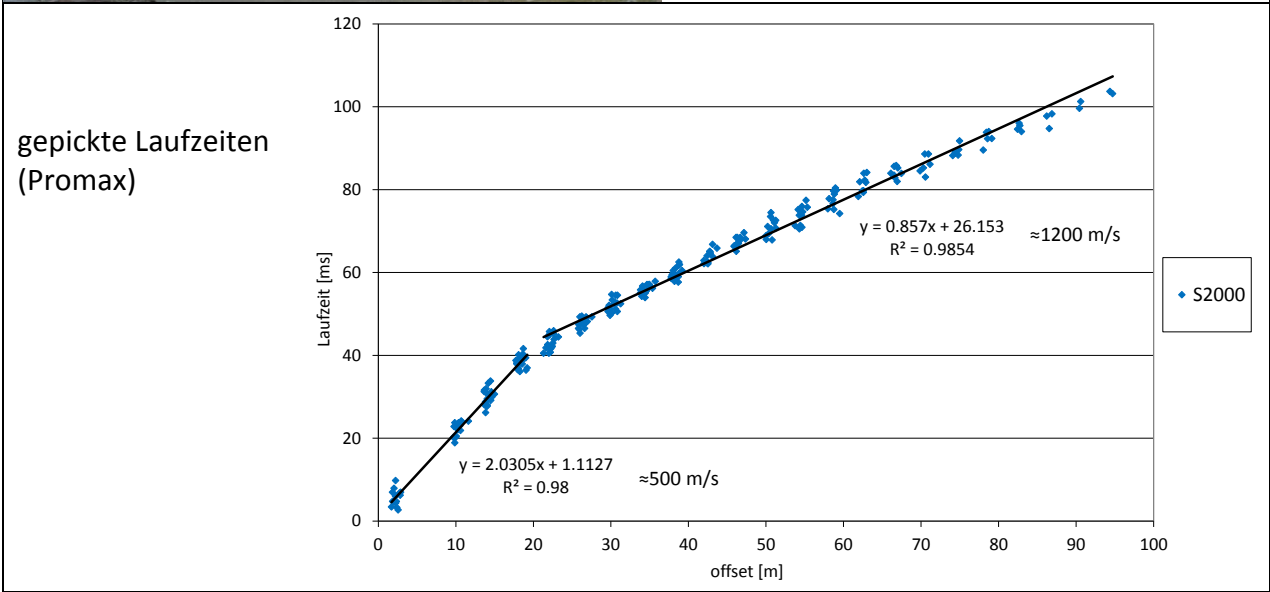


Abbildung 55: S2000; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

Abbildung 42), kann man eine deutliche Ähnlichkeit mit der Kurve der 7.5m dicken Lockerschicht erkennen, was auf *Permafrost* hindeutet. Die schnellere Schicht, die sich im Untergrund zeigt, ist wahrscheinlich auf gefrorenes Moränenmaterial zurückzuführen, da die P-Wellengeschwindigkeit der Gneise der Region doch deutlich über 3000m/s liegen, was man auch gut am nahe liegenden Felsprofil S2300 sehen kann. Aufgrund des hohen RMS-Wertes wurde dieses Profil noch 2D-refraktionstomographisch ausgewertet. In Abbildung 92 (oben) kann man deutliche laterale Geschwindigkeitsunterschiede im Untergrund erkennen. Es scheint so, als würde im Anfangsbereich des Profils der darunterliegende Orthogneis in geringer Tiefe zum Vorschein kommen. Ab einer Stationierung von 35m taucht dann der schnelle Untergrund recht plötzlich ab, und die Moräne (Schuttauflage) wird dadurch dicker. Ab dieser Zone ist auch ein vermehrtes Auftreten von Schichtgeschwindigkeiten zwischen 2000 und 3500m/s bemerkbar, die in dieser Höhenlage auf *Permafrost* hindeuten würden. Deshalb werden 3 repräsentative Schnitte auf den Stationierungen 15m, 40m und 70m herausgegriffen und im 1D-Plot der Tomographie in Abbildung 92 (unten) dargestellt. Der erste Schnitt bei 15m zeigt zwar im oberflächennahen Bereich schon recht hohe Geschwindigkeiten, aber dann im Bereich von 7.5m Tiefe einen leichten Knick in der Geschwindigkeits-Tiefenkurve. Dies könnte auf eine dünne Schicht mit gefrorenem Material hindeuten. Darunter erreicht dann das Festgestein 4900m/s, was für Orthogneis eine gute Näherung ist. Im Bereich um 40m geht die Kurve in der Klassifizierung deutlich durch den Permafrost Bereich. Beim 70m-Schnitt zeigt die Geschwindigkeits-Tiefenkurve bis 10m Tiefe nur P-Wellengeschwindigkeiten unter 1200m/s und nimmt erst darunter zu. In 23m Tiefe erreicht die Berechnung schließlich 2300m/s. Wenn man sich den Bereich zwischen 2. und 3. Schnitt in der 1D-Klassifizierung in Abbildung 92 (unten) ansieht, kann man erkennen, dass die Geschwindigkeits-Tiefenkurve der 1D-Tomographie dazwischen liegt und man sich deutlich im *Permafrost Bereich* befindet.

Ein guter Vergleich zum gefrorenen Profil S1900 ist das ungefrorene Profil **S2000**, das auf einer Moräne, westlich des Nörderberges auf 2480m Seehöhe liegt. Diese klassische Seitenmoräne aus dem letzten LIA liegt gleich neben der Mittelstation der Ochsenalmbahn und ist nördlich orientiert. Sehr einheitlich zeigen sich hier die seismischen Daten, denn man kann bei den Ersteinsätzen in Abbildung 55 (Mitte) fast keine Streuung erkennen. Die Geschwindigkeits-Tiefenkurve der 1D-Tomographie in Abbildung 55 (unten), zeigt hier deutlich, dass diese Seitenmoräne aus ungefrorenem Moränenmaterial besteht, da die berechneten Geschwindigkeiten 1200m/s nicht übersteigen. Dadurch wird dieses Profil als *Permafrost frei* klassifiziert.

Das 3. Profil, das sich auf dem Moränenhochplateau befindet, ist das flache Profil **S2400**, das auf 2890m Seehöhe liegt und nach nordost orientiert ist. Die Laufzeiten der seismischen Ersteinsätze (Abbildung 84, Mitte) sind recht einheitlich und streuen kaum, was sich beim Ergebnis der 1D-Tomographie am geringen RMS-Wert von 2.46ms bemerkbar macht. Betrachtet man allerdings die tomographische Auswertung, fällt auf, dass die Geschwindigkeits-Tiefenkurve den unteren Teil des Permafrost Bereiches, in Abbildung 84 (unten), quert. In 25m Tiefe erreicht dann die berechnete Geschwindigkeits-Tiefenkurve 3900m/s. Dies deutet auf eine oberflächlich langsamere Schuttschicht hin, die mit der Tiefe immer schneller wird und zu den schnellen Geschwindigkeiten der hier vorkommenden Gneise tendiert. Da nicht sicher gesagt werden kann, ob die Geschwindigkeitszunahme von einem starken Sprung im Geschwindigkeitsfeld, oder vom Vorkommen von Permafrost in der Tiefe kommt, wird dieses Profil der Seismik nach als *Permafrost möglich* eingestuft.

S3000 – 1D Tomographie



Moräne
 Am süd-westlichen Ende des
 Kummgampentales, unterhalb des
 Krummgampenferners
 Seehöhe: 2860m ü. A.
 Hangrichtung: Nord-Nordost, flach

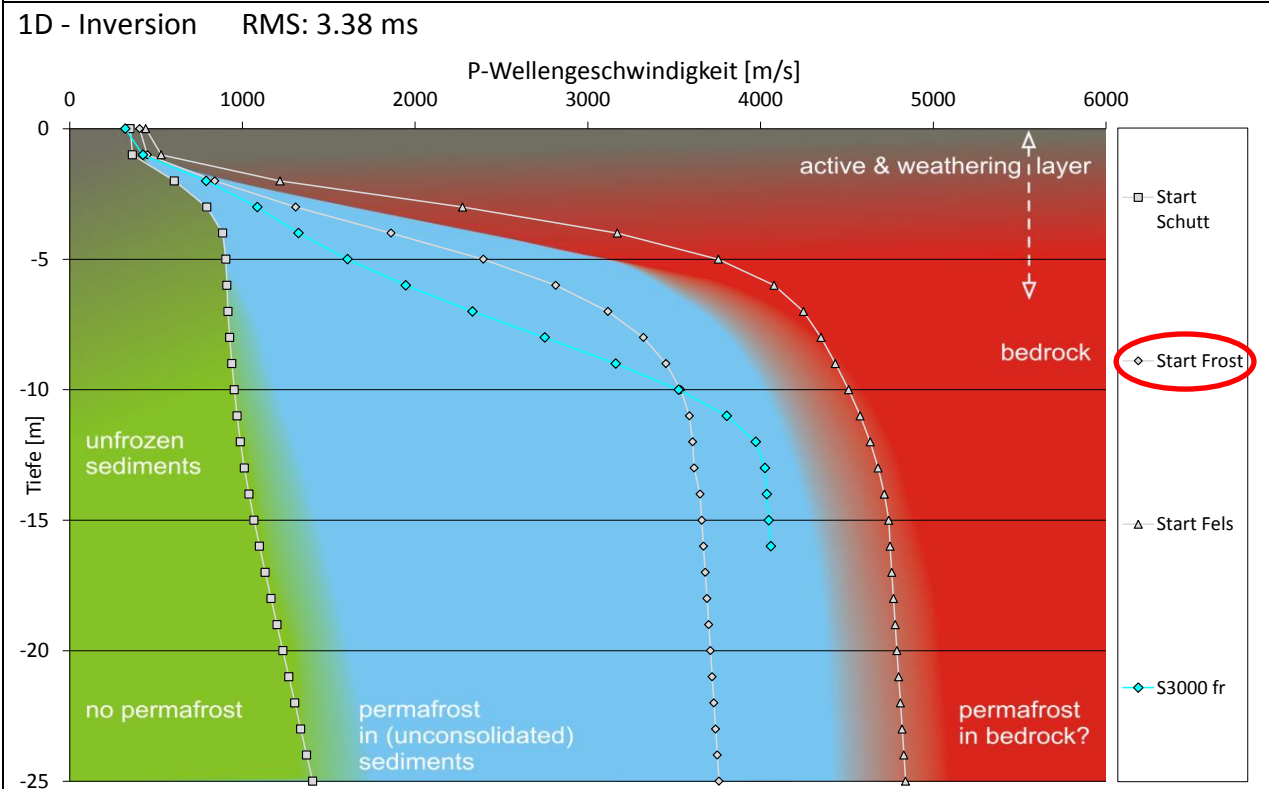
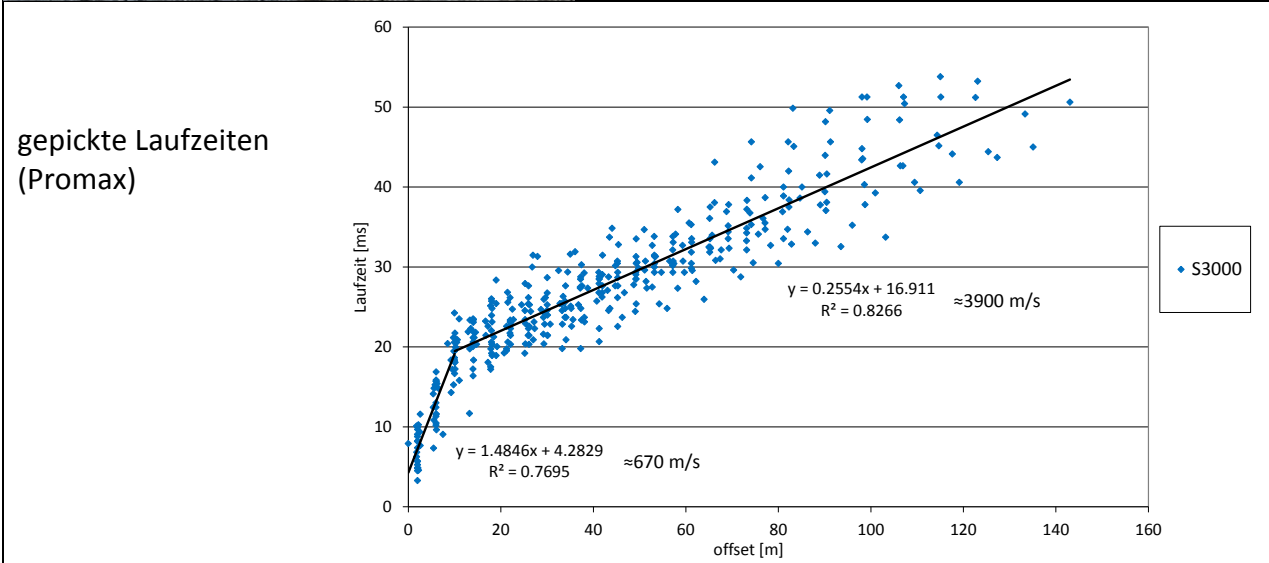


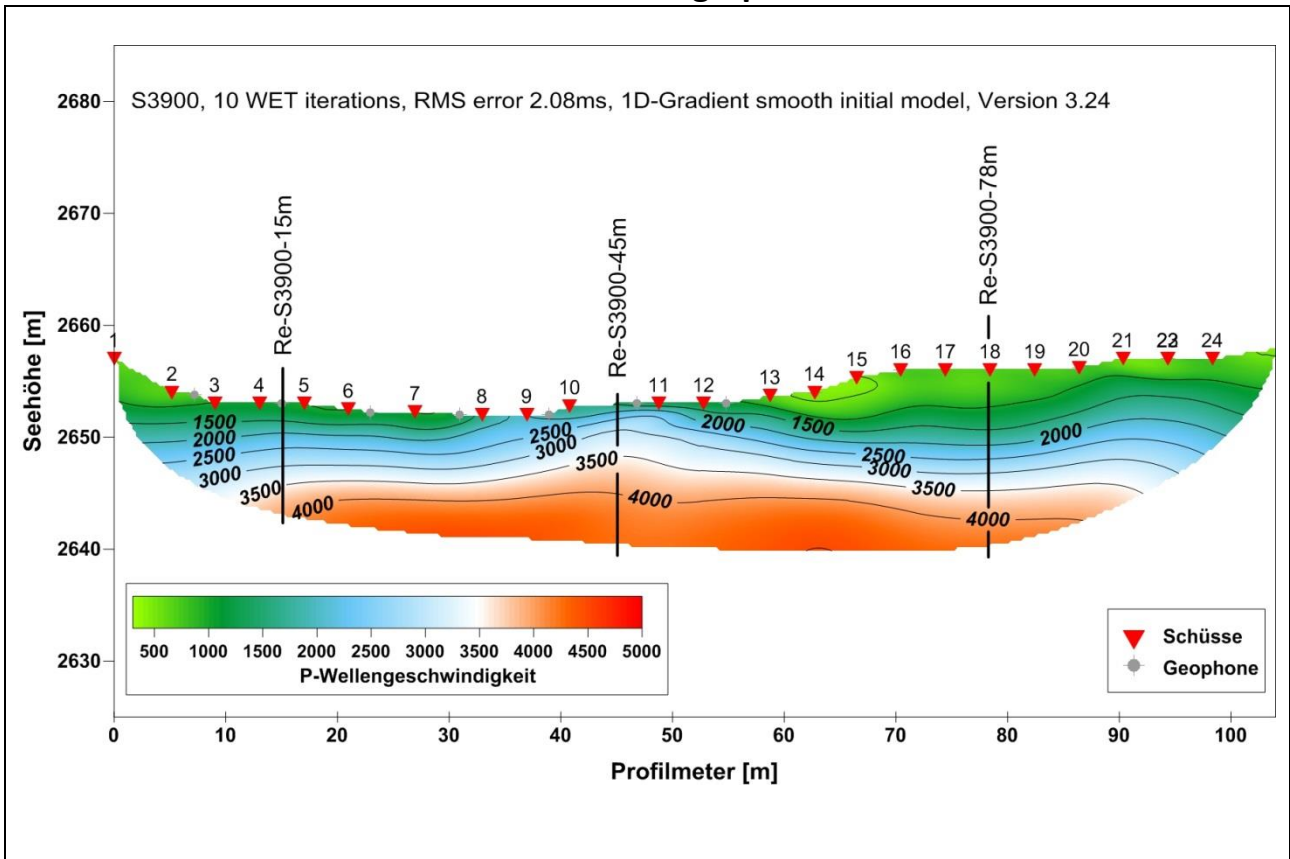
Abbildung 56: S3000; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S2500 ist ein Profil, das auf einer Moräne, etwa in der Mitte des Messgebietes, auf 2635m liegt. Sie stammt aus Zeiten vor dem LIA, ist flach und mit Gras bewachsen. Die Ersteinsätze in Abbildung 85 (Mitte) sind bei diesem Profil relativ gleichmäßig, und man kann eine Tendenz zu einem recht schnellen Untergrund erkennen. Dies bestätigt sich dann auch bei der Berechnung der 1D-Tomographie, die einen geringen RMS von 2.08ms liefert. Die Geschwindigkeits-Tiefenkurve in Abbildung 85 (unten) schneidet hier zwar leicht durch den Permafrost Bereich, aber dieses Phänomen entsteht durch einen hohen Sprung im Geschwindigkeitsgradienten zwischen einer dünnen Verwitterungsschicht und dem darunter liegenden, hoch komprimierten, Moränenmaterial. Doch aufgrund der berechnete Geschwindigkeit von 5500m/s ist anzunehmen, dass man hier auf die darunter liegenden Amphibolite des Grundgesteines trifft, und es sich hier nicht um eine pre-LIA Moräne, sondern um das Festgestein mit einer geringmächtigen Verwitterungsschicht handelt. Durch das Anschneiden des Permafrost Bereiches wird dieses Profil, der Seismik nach, als *Permafrost möglich* eingestuft.

Auf einer etwas jüngeren Moräne, die neben einem Gletscherrest auf 2860m liegt, liegt das Profil **S3000**. Hierbei handelt es sich um eine Moräne aus dem LIA, die wie die zuvor besprochene Moräne ähnliche Anfangsgeschwindigkeiten der Lockerschicht aufweist. Bei der 1D- Tomographie (siehe Abbildung 56, unten) werden die berechneten P-Wellengeschwindigkeiten aber nicht so hoch wie bei der zuletzt beschriebenen Moräne, sondern bleiben im „Permafrost“-Bereich. Das leichte Streuen der Ersteinsätze in Abbildung 56 (Mitte) wirkt sich auf den RMS-Wert der Inversion (3.38ms) nur mäßig aus. Die berechnete Geschwindigkeit nähert sich dabei in 15m Tiefe an 4000m/s an, was eine gute Näherung für eine gefrorene Moräne darstellt, und dadurch dem *Permafrost* zugeordnet wird.

Die Moräne, auf der das Profil **S3100** liegt, liegt auf 2860m etwas oberhalb der Mitte des Messgebietes im Krummgampental, aber noch unterhalb der Felsstufen, welche zum Moränenhochplateau führen. Aufgrund der seismischen Ersteinsätze (siehe Abbildung 86, Mitte) dürfte es sich hier um eine etwas stärker ausgeprägte Lockerschicht handeln. Die tomographische 1D-Inversion weist einen sehr niedrigen RMS-Wert von 1.71ms auf und liefert in Abbildung 86 (unten) eine Geschwindigkeits-Tiefenkurve, die eine Welle durch den Permafrost Bereich enthält. Dieses leichte Ausschlagen könnte daher kommen, dass die Lockerschicht der Moräne gefroren ist und schon in 5m Tiefe Geschwindigkeiten mit knappen 2000m/s liefert. Ab einer Tiefe von 25m kommt dann der anstehende Fels mit 4700m/s zum Vorschein. Durch die Permafrost wahrscheinlichen Geschwindigkeiten in der oberen Schicht wird dieses Profil als *Permafrost möglich* eingestuft.

S3900 – Alte Moräne – 2D Refraktionstomographie



In folgender Grafik werden die Schnitte der 2D-Refraktionstomographie im 1D-Plott der Geschwindigkeits- Tiefenklassifizierung dargestellt.

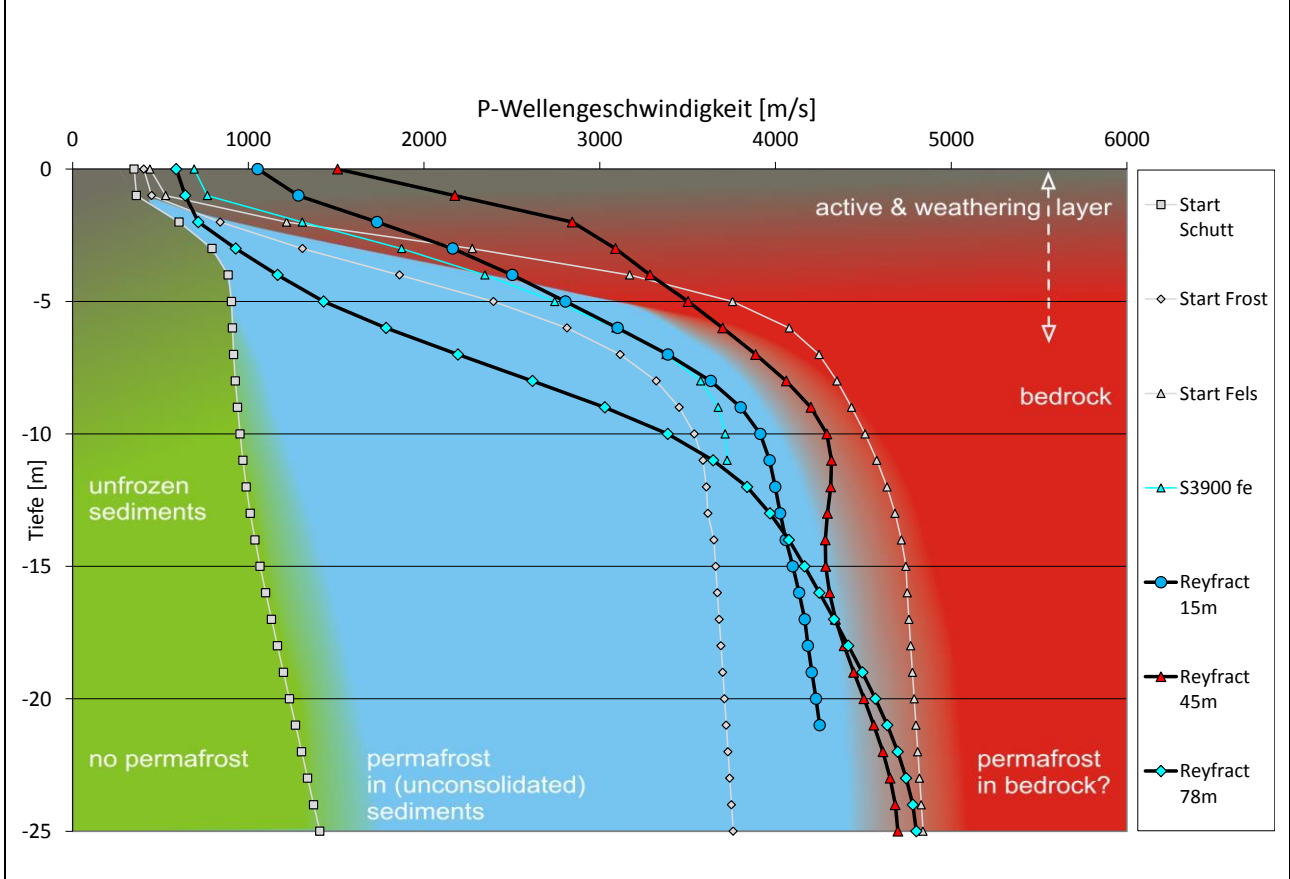


Abbildung 57: S3900, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)

Eine weitere interessante Moräne ist die alte Seitenmoräne aus dem LIA, auf der das Profil **S3300** liegt. Diese Moräne blieb nach dem Rückzug einer Gletscherzunge als Seitenwall zurück und staute dadurch einen Bach auf, der in diesem Bereich heute den „Weißsee“ bildet. Diese nördlich orientierte Moräne liegt auf 2490m Seehöhe und erscheint in den Laufzeiten als gleichmäßiges Profil (siehe Abbildung 87, Mitte). Aufgrund den daraus ermittelten niedrigen P-Wellengeschwindigkeiten wurde dieses Profil als Referenzprofil, für die Inversion der 1D-Tomographie, für „Schutt“ ausgewählt. Betrachtet man die Geschwindigkeits-Tiefenkurve der 1D-Tomographie in Abbildung 87 (unten) sieht man deutlich, dass es sich hier um ungefrorenen Schutt handelt, da die Inversion immer unterhalb des Startmodelles für „Schutt“ liegt, und selbst in 25m Tiefe nur Geschwindigkeiten unter 1200m/s liefert, und somit das Vorkommen von Permafrost ausschließt.

Auf der neunten und letzten Moräne liegt das Profil **S3900**. Hier handelt es sich um ein Querprofil des Talbodens, das in der Verlängerung des SchutthaldenProfils S3800 liegt, und eine pre-LIA Moräne quert. Trotz des großen Streuens der Laufzeiten in Abbildung 88 (Mitte) ist es überraschend, dass der RMS-Wert der 1D-Tomographie nur einen Wert von 3.63ms erreicht. Die berechnete Geschwindigkeits-Tiefenkurve der 1D-Inversion nähert sich in Abbildung 88 (unten) in 10m Tiefe an 3700m/s an, was man als eine gefrorene Moränen mit einem hohen Eisanteil, als auch als beginnendes Festgestein interpretieren kann. Da die Ersteinsätze im offset-Bereich zwischen 5 und 35m merkwürdige Ausschläge zeigen und das Profil quer durch einen Bach verläuft, wurde es noch 2D-refraktionstomographisch ausgewertet. Die Auswertung der WET-Tomographie in Abbildung 57 (oben) erklärt, warum die Laufzeiten diese Ausschläge gezeigt haben. Hier zeigen sich die Locker-/ Verwitterungsschichten nur am Anfang und am Profilende und in der Profilmitte kommt die deutliche erosive Wirkung des Baches zum Tragen, da hier die schnellen Schichten freigelegt wurden und jetzt bis an die Oberfläche ragen. Um das Ergebnis besser interpretieren zu können, wurden 3, für dieses Profil signifikante, vertikale Schnitte aus der 2D-Auswertung herausgegriffen und in die 1D-Geschwindigkeits-Tiefenklassifizierung in Abbildung 57 (unten) eingefügt. Interessant ist der Schnitt bei 45m (Profilmitte), da die Kurve schon mit 1500m/s startet, was der P-Wellengeschwindigkeit von Wasser entspricht. Bei den 15 und 78m Schnitten weisen die berechneten Geschwindigkeits-Tiefenkurven am Anfang etwas niedrigere P-Wellengeschwindigkeiten auf, was auf die vorhandenen Lockerschichten an der Oberfläche zurückzuführen ist

Da im angrenzenden Profil (S3800) von Permafrost ausgegangen wird, kann man die Kurve des 15m-Schnittes mit den berechneten 4000m/s dem Permafrost möglichen Bereich zuordnen, da V_p über der Geschwindigkeit für Eis aber unter der Geschwindigkeit der dortigen Gneise liegt. Beim 78m-Schnitt erreicht die Kurve dann Geschwindigkeiten über 4500m/s, was den vorhandenen Amphiboliten des Festgesteines unter der Moräne entspricht, aber *Permafrost* trotzdem *möglich* macht.

7.3.4 Felsprofile

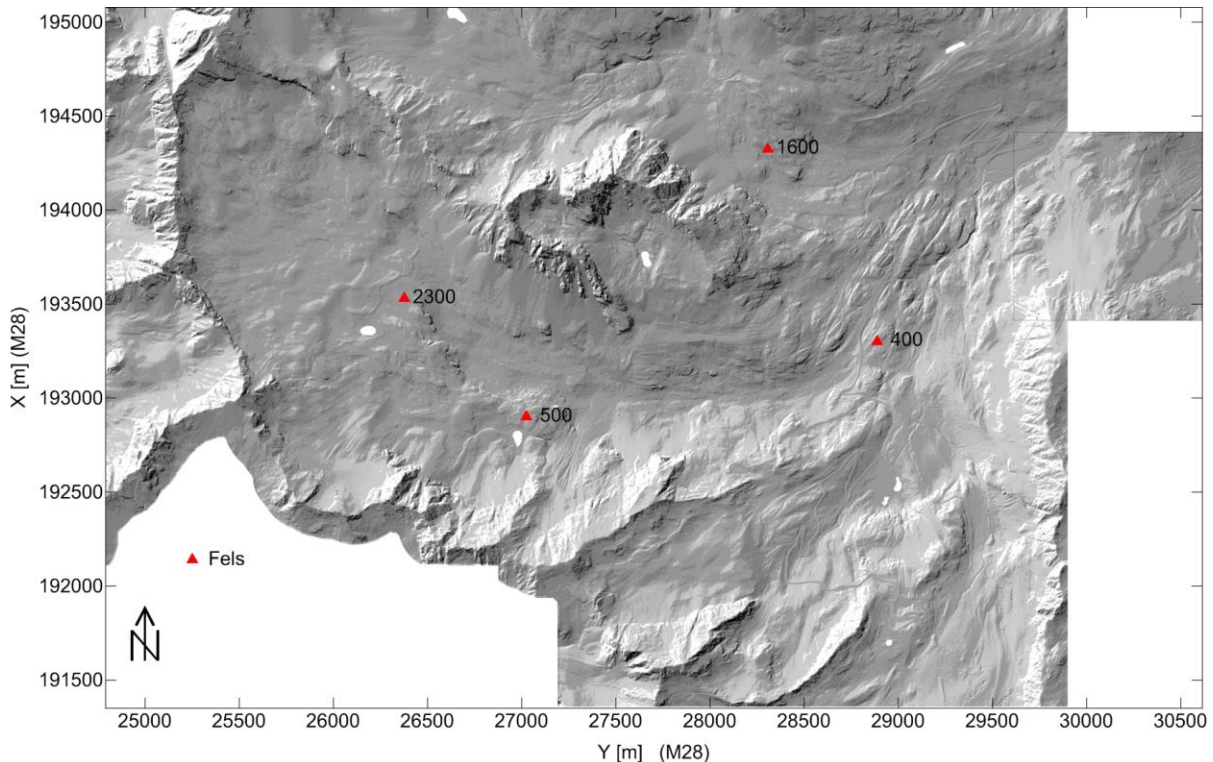


Abbildung 58: Übersicht der gemessenen Felsprofile

Im diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Profile S400, S500, S1600 und S2300 dargestellt. Profil 400 und 500 wurden nur mit 4 Geophonen gemessen, was man auch bei den Laufzeitplots erkennen kann. Die Profile S1600 und S2300 weisen aufgrund der Messungen mit 12 Geophonen wieder deutlich mehr Ersteinsätze als ihre Vorgänger auf. Die Standorte der Felsprofile wurden dort gewählt, wo der anstehende Fels an der Oberfläche auftaucht und man deutliche Abschürfungen der Gletscher der letzten Eiszeit erkennen kann.

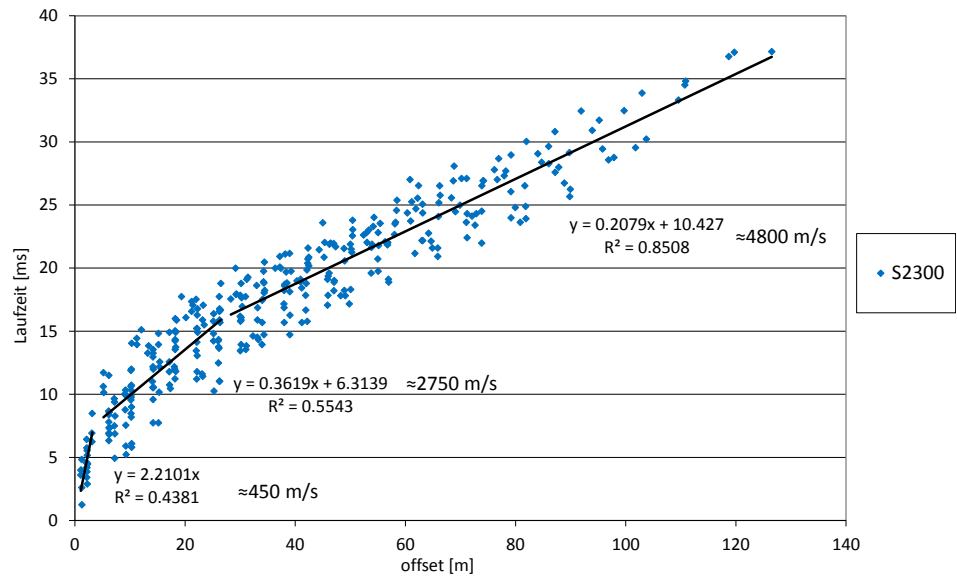
Das erste Profil ist das Profil **S400**, das gleich neben der Straße zum Gletscherskigebiet auf 2400m Seehöhe liegt. Hier handelt es sich um ein nördlich orientiertes Messprofil, bei dem das Festgestein an die Oberfläche ragt und teilweise mit einer dünnen Humusschicht und einer Almweide überdeckt ist. Bei der 1D-Tomographie kann man in Abbildung 89 (unten) erkennen, dass die P-Wellengeschwindigkeit der berechneten Geschwindigkeits-Tiefenkurve schon beim Start recht hoch ist und bereits im Anfangsbereich einen großen Gradienten aufweist. Mit 1.43ms liefert hier die 1D-Inversion auch einen geringen RMS-Wert. Ab 5m Tiefe weist die Kurve eine fast lineare Geschwindigkeitszunahme auf, bis die Berechnung in 23m Tiefe bei 5400m/s abbricht. In einem kleinen Bereich schneidet die Kurve durch den Permafrost Bereich, doch ist dieses Verhalten hier auf den Übergang zur viel höheren Geschwindigkeit in der Tiefe zurückzuführen. Aufgrund der hohen Geschwindigkeiten und der geringen Seehöhe wird dieses Profil *nicht* als *Permafrost* interpretiert.

S2300 – 1D Tomographie



Felsprofil - Referenzprofil für FELS
 An die Oberfläche ragender Fels
 Seehöhe: 2810m ü. A.
 Hangrichtung: Ost-Südosten

gepickte Laufzeiten
 (Promax)



1D - Inversion RMS: 1.99 ms

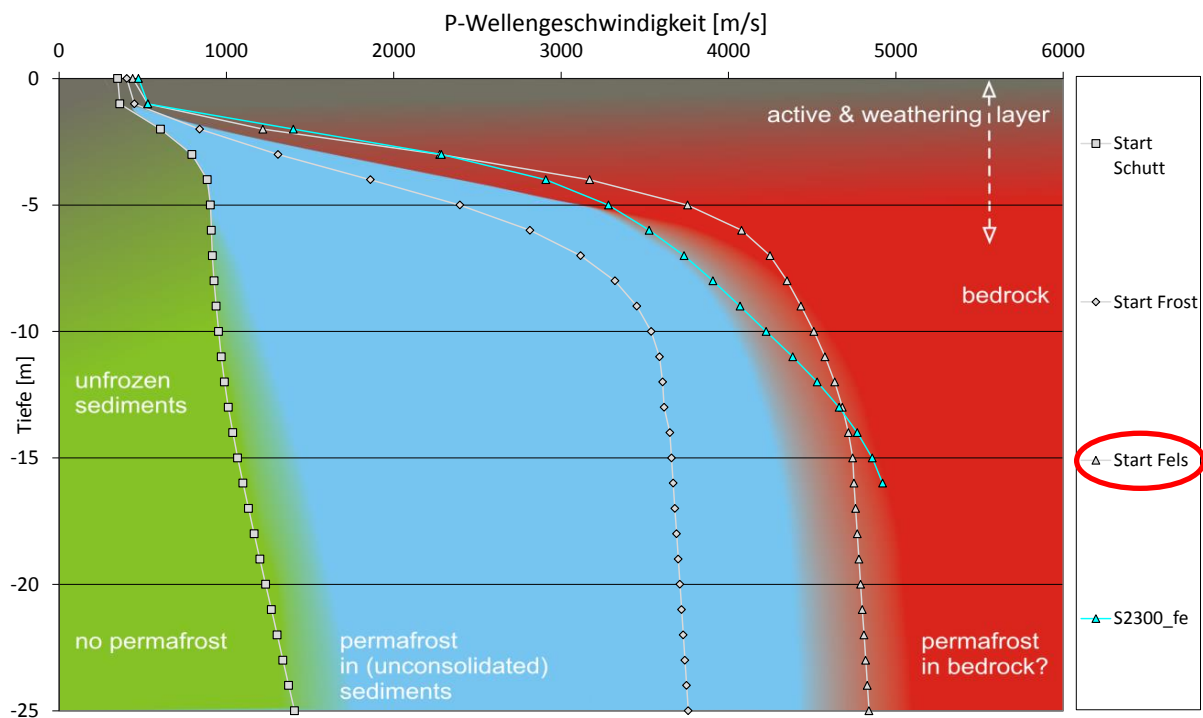


Abbildung 59: S2300; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

Das zweite Felsprofil, das Profil **S500**, liegt knapp nördlich des „Verborgenen Sees“, in der Mitte des Krummgampentales, auf 2680m Seehöhe. Bei den Ersteinsätzen in Abbildung 90 (Mitte) sieht man auf den ersten Blick, dass es sich bei diesem Profil um hohe P-Wellengeschwindigkeiten handelt, welche für reine Amphibolite typisch sind. Da die Laufzeiten kaum streuen, liefert die 1D Tomographie einen sehr niedrigen RMS-Wert von 1.52ms. Permafrost, abgesehen von Spaltenfrost, ist bei diesem Profil nicht zu erwarten, obwohl die Geschwindigkeits-Tiefenkurve im Bereich von 5 bis 15m Tiefe durch den Permafrost Bereich schneidet. Da dieses Profil bis 5m Tiefe Geschwindigkeiten um 2000m/s und in 20m Tiefe ca. 5200m/s aufweist, ist dieser Ausschlag der Geschwindigkeits-Tiefenkurve eher auf die sprunghafte Änderung des Geschwindigkeitsgradienten in der Tiefe zurückzuführen. Doch da Permafrost nicht ausgeschlossen werden kann, wird dieses Profil als *Permafrost möglich* eingestuft.

S1600 ist das dritte Felsprofil, das aber nördlich des Krummgampentales im Riffeltal auf einer kleinen Erhebung liegt, bei der der gewachsene Fels bis an die Oberfläche ragt. Die Felsoberfläche ist hier durch den letzten Gletscher der LIA abgeschürft und zum Großteil mit einer kleinen Humusschicht und Grasnarbe bewachsen. Das Streuen der Ersteinsätze in Abbildung 91 (Mitte) dürfte auf die zuvor erwähnte Oberfläche zurückzuführen sein und wird durch den Maßstab des Plots etwas verzerrt dargestellt. Bei genauerer Betrachtung fällt aber auf, dass es sich aufgrund der Ersteinsätze auch hier um ein Profil mit hohen P-Wellengeschwindigkeiten handelt. Das Ergebnis der 1D-Tomographie (siehe Abbildung 91, unten) liegt mit einem RMS-Wert von 3.24ms noch im Rahmen und zeigt bis 5m Tiefe annähernd die Geschwindigkeits-Tiefenkurve des Startmodells für „Fels“. Darunter wird die berechnete P-Wellengeschwindigkeit der Geschwindigkeits-Tiefenkurve noch höher, bis die Berechnung bei knappen 5000m/s in 12m Tiefe abbricht. Diese hohe P-Wellengeschwindigkeit entspricht gut der mittleren Geschwindigkeit der Gneise, die dort kartiert wurden (Krainer, et al., 2013). Da die berechneten Geschwindigkeiten über dem Startmodell für Fels liegen, kann man davon ausgehen, dass es sich um einen kompakten, nicht zerklüfteten Fels handelt, der ohne Spalten *Permafrost frei* ist.

Das vierte und letzte Felsprofil, das im Zuge dieser Arbeit gemessen wurde, ist das Profil **S2300**. Dieses Profil wurde als Referenzprofil für „Fels“ ausgewählt, da es sich um einen an die Oberfläche ragenden Felsen (Paragneis) handelt, der am Übergang zum Moränenhochplateau auf 2810m Seehöhe, liegt. Die seismischen Ersteinsätze, in Abbildung 59 (Mitte), liegen bei diesem Felsprofil knapp beieinander, und so liefert das Ergebnis der 1D-Tomographie einen niedrigen RMS-Wert von 1.99ms. Die berechnete Geschwindigkeits-Tiefenkurve der 1D-Tomographie zeigt im gesamten Bereich hohe P-Wellengeschwindigkeiten (siehe Abbildung 59, unten), und erreicht in 16m Tiefe 4900m/s, was für den dort vorhandenen Paragneis typisch ist. Im Festgestein ist das Vorkommen von Permafrost mit diesen Methoden nicht eindeutig nachweisbar, doch aufgrund der Höhenlage und den Geschwindigkeiten kann man dieses Profil als *Permafrost möglich* einstufen.

7.3.5 Seismik - Ergebnistabelle

In folgender Tabelle (Tabelle 6) werden die Ergebnisse der tomographischen 1D- und 2D-Auswertungen in **kein Permafrost**, **Permafrost möglich** und **Permafrost** eingeteilt und mit Profilname, geomorphologischer Beschreibung, Seehöhe und Hangexposition tabellarisch dargestellt. Bei der 2D-Auswertung wurde die Klassifizierung anhand der herausgegriffenen Schnitte getroffen und zu jedem Schnitt die zugehörige Stationierung in Meter angegeben.

Profilname	geomorphologische Beschreibung	Seehöhe	Exp.	1D			2D		
				kein	mögl.	Perm	kein	mögl.	Perm
S 100	aktiver Blockgletscher	2650m	N			X			
S 400	Fels	2400m	NNO	X					
S 500	Fels	2680m	O		X				
S 600	aktiver Blockgletscher	2700m	N			X			
S 700	aktiver Blockgletscher	2700m	O			X			
S 800	aktiver Blockgletscher	2700m	O			X			
S 900	aktiver Blockgletscher	2500m			X				
S 1000	aktiver Blockgletscher	2500m			X				
S 1100	Schutthalde	2500m				X			
S 1500	Schutthalde	2550m	NO			X			
S 1600	Fels	2540m	SO	X					
S 1700	Schutthalde	2720m				X			
S 1800	Moräne	2840m	O			X			
S 1900	Moräne	2885m	O			X			
Schnitt	15m	2889m						X	
Schnitt	40m	2887m							X
Schnitt	70m	2884m						X	
S 2000	Seitenmoräne	2480m	NNW	X					
S 2100	Schutthalde	2575m	N		X				
Schnitt	26m	2557m							X
Schnitt	75m	2587m						X	
S 2200	Schutthalde	2770m	S	X					
Schnitt	30m	2755m							X
Schnitt	105m	2797m					X		
S 2300	Fels	2810m	SO		X				
S 2400	Moräne	2890m	NO		X				
S 2500	alte Moräne	2635m	O		X				
S 2600	aktiver Blockgletscher	2500m	N			X			
Schnitt	20m	2485m							X
Schnitt	63m	2500m							X
Schnitt	105m	2527m						X	

Profilname	geomorphologische Beschreibung	Seehöhe	Exp.	1D			2D		
				kein	mögl.	Perm	kein	mögl.	Perm
S 2700	Schutthalde	2550m	NNO		X				
Schnitt	30m	2545m						X	
Schnitt	95m	2565						X	
S 2800	Schutthalde	2535m	N	X					
Schnitt	36m	2547m						X	
Schnitt	120m	2589m					X		
S 2900	Blockgletscher	2780m	N			X			
S 3000	Moräne	2860m	NNO			X			
S 3100	alte Moräne	2860m	O		X				
S 3200	Schutthalde	2750m	S			X			
Schnitt	35m	2726m							X
Schnitt	100m	2760m							X
Schnitt	150m	2788m					X		
S 3300	Seitenmoräne	2485m	NNW	X					
S 3400	Schutthalde	2350m	N	X					
S 3700	Schutthalde	2550m	NNO	X					
S 3800	Schutthalde	2670m	N			X			
S 3900	alte Moräne	2655m	N		X				
Schnitt	15m	2653m						X	
Schnitt	45m	2653m					X		
Schnitt	78m	2657m						X	

Tabelle 6: Ergebnisse der 1D- und 2D- Tomographie und eine Klassifizierung der Ergebnisse in kein Permafrost (kein) , Permafrost möglich (mögl.) und Permafrost (Perm)

7.4 wGST-Temperatur

Die folgenden Interpretationen beurteilen jedes Profil einzeln und berücksichtigen nur die Mittelwerte der gemessenen wGST-Temperaturwerten (weighted ground surface Temperatures) aus den Jahren 2008-2011. Diese Ergebnisse werden anschließend in der Tabelle 7, in der Spalte *Temperatur*, mit **kein**, **möglich** und **Permafrost** dargestellt und geben eine weitere Information, ob Permafrost vorhanden, möglich oder unwahrscheinlich ist.

Die folgenden Begriffe und Eigennamen, die zur Beschreibung der Lage der Profile dienen, beziehen sich auf die Beschreibungen, die in der Abbildung 14 dargestellt sind.

Blockgletscher

Profil **S100**: Der Blockgletscher, ist nordexponiert, liegt auf 2650m Seehöhe und quert die Straße zum Skigebiet. Da dieser Blockgletscher merklich in Bewegung ist, und auch der GST-Temperaturlogger im unteren Bereich einen Wert von $-4,1^{\circ}\text{C}$ gemessen hat, kann man mit Sicherheit davon ausgehen, dass darin eine deutliche Menge Eis enthalten ist. Dadurch wird er der Kategorie *Permafrost* zugeordnet.

Profil **S600**: Dieser Blockgletscher liegt gleich oberhalb des „Verborgenen Sees“, unterhalb der „Nassen Wand“ auf 2700m Seehöhe. Er ist ein aktiver Blockgletscher, der ständig mit neuem Schutt und im Winter mit Lawinenkegeln überlagert wird. Das Profil S600 ist der obere Teil eines größeren Blockgletschers, auf dem zusätzlich noch die Profile S700 und S800 liegen. Die winterliche Durchschnittstemperatur am Boden der Schneedecke wird, nach Haeberli (1975), mit $-1,3^{\circ}\text{C}$ eigentlich noch nicht als Permafrost gewertet. Trotzdem ist die vegetationsfreie Oberfläche und die Bewegung des Blockgletschers ein deutliches Indiz für Permafrost im Inneren des Schuttkörpers, also wird dieses Profil als *möglich* eingestuft.

Profil **S700**: Dieses Blockgletscherprofil liegt auf ca. 2700m Seehöhe, ist fast eben und nach Osten gerichtet. Es liegt am nördlichen Teil des zusammenhängenden Blockgletschers, der bis zum „Verborgenen See“ reicht. Dieses Profil ist ähnlich wie das zuvor besprochene und erreicht trotz der vegetationsfreien Oberfläche und der deutlichen Bewegung des Schuttkörpers nur eine gemessene Temperatur von $-1,3^{\circ}\text{C}$. Infolge der morphologischen Umstände wird es trotzdem als *möglich* klassifiziert.

Profil **S800**: Diese Profil liegt am südöstlichen Arm des großen Blockgletschers, der bis zum „Verborgenen See“ reicht, auf 2700m Seehöhe. Bei diesem nach Osten orientierten Profil wurden zwei GST-Logger ausgelegt. Die stark negativen Temperaturen, die hier gemessen wurden, weisen hier mit $-6,1^{\circ}\text{C}$ (oben) und mit $-2,2^{\circ}\text{C}$ im Mittelteil, deutlich auf *Permafrost* im Untergrund hin.

Der Blockgletscher, der sich am Eingang zum Krummgampental befindet, wird durch die Profile S900, S1000 und S2600 beschrieben. Hier wurden mehrere Logger platziert, wodurch es manchmal auch mehrere Temperaturwerte auf einem Profil gab.

Profil **S900**: Der GST-Logger, der auf dem Profil S900 positioniert wurde, verzeichnet eine winterliche Durchschnittstemperatur von $-2,1^{\circ}\text{C}$, was nach Haeberli (1975) in den *Permafrost möglichen* Bereich fällt.

Profil **S1000**: Bei diesem Profil wurde am Blockgletscher sogar eine wGST-Temperatur von $-3,6^{\circ}\text{C}$ gemessen, was nach Haeberli (1975) ein eindeutiges Indiz für bodennahen *Permafrost* ist.

Profil **S2600**: Beim dritten Profil, auf diesem Blockgletscher, stehen für die Interpretation zwei Temperaturwerte zur Verfügung. Im Mittelteil wurde eine Temperatur von -3.6°C gemessen, was hier auch eindeutig auf *Permafrost* hindeutet. Im oberen Teil des Profils wurden hingegen nur -2.1°C erreicht. Nach Haeberli's Klassifizierung wird diese Temperatur trotzdem noch in den Bereich *Permafrost möglich* eingeordnet. Nachdem der Logger aus dem Mittelteil dem Permafrost zugeordnet wird, wird dieses Profil als Ganzes als *Permafrost* gewertet.

Profil **S2900**: Dieses Profil liegt auf 2780m Seehöhe, ist der Rest eines nordexponierten Gletschers der von einer Lage Hangschutt überdeckt ist und liegt fast gantzätig im Schatten (siehe Abbildung 97). Dadurch ist es für die 1D-Tomographie als Referenzprofil für „FROST“ ausgewählt worden. Der GST-Logger liefert hier einen Wert von -3.3°C , was nach Haeberli (1975) als bodennaher *Permafrost* gedeutet wird.

Schutthalden

Im gesamten Messgebiet wurden zwar auf den Schutthalden 12 seismische Profile gemessen, doch wurden dabei nicht bei jedem Profil GST-Logger ausgelegt. In weiterer Folge werden die 8 Profile beschrieben, bei denen GST-Daten vorhanden sind.

Profil **S1100**: Dieses Profil liegt gleich neben dem Blockgletscherprofil S2600, am Eingang des Krummgampentales. Aufgrund der Höhenlage von 2500m, der Exposition Nord und dem gemessenen wGST-Temperaturwert von -2.8°C ist hier *Permafrost* schon *sehr wahrscheinlich*.

Profil **S1700**: Dieses Profil liegt unterhalb der Krummgampenspitzen auf 2720m Seehöhe. Obwohl der Hang genau nach Süden ausgerichtet ist, wurde hier vom Temperaturlogger eine wGST-Temperatur von -4.1°C gemessen, was nach Haeberli (1975) als oberflächennaher *Permafrost* zu deuten ist.

Profil **S2100**: Ein klassischer Fall für Permafrost ist das Profil auf der nordexponierten Schutthalde, die auf 2575m Seehöhe unterhalb des Weißseejoches liegt. Hier wurden 2 Temperaturlogger ausgelegt. Im unteren Bereich wurde ein wGST-Temperaturwert von -6.1°C gemessen, was *eindeutig als Permafrost* zu werten ist. Im oberen Teil der Schutthalde, wurde zwar ein etwas wärmerer Temperaturwert gemessen, doch liegt er mit -2.8°C noch im *Permafrost möglichen* Bereich. Nachdem der Logger aus dem unteren Teil dem Permafrost zugeordnet wird, wird dieses Profil als Ganzes als *Permafrost* gewertet.

Profil **S2700**: Dieses nördlich exponierte Profil liegt auf einer Schutthalde im Mittelteil des Krummgampentales, unterhalb des „Verborgenen Sees“, auf 2550m Seehöhe. Es ist der untere Teil eines langen Profils, das bis zur Mitte des Talbodens bis zum Krummgampenbach reicht. Der Temperaturlogger, der am oberen Profilende lag, zeigte im Winter eine wGST-Temperatur von -0.4°C an, was laut Haeberli (1975) definitiv *nicht* als *Permafrost* zu werten ist (kein).

Profil **S2800**: Ein weiteres Schutthaldenprofil ist das nordexponierte Profil, das gleich hinter dem ersten Blockgletscher unterhalb des Weißseejoches, auf 2535m Seehöhe liegt. Hier wurden zwei GST-Logger installiert, die ganz unterschiedliche Temperaturen gezeigt haben. Im unteren Bereich des Profils wurde eine wGST-Temperatur von -5.5°C gemessen, was eindeutig als *Permafrost* zu interpretieren ist. Möglicherweise dürfte es sich hier um einen Bereich handeln, in dem Eislinnen eingelagert sind. Ganz anders zeigt sich der Temperaturlogger im oberen Bereich, da er nur eine mittlere Temperatur von -0.5°C anzeigt, was auf einen frostfreien Boden hinweist und nicht als Permafrost zu interpretieren ist. Nachdem der Logger aus dem unteren Teil des Profils dem Permafrost zugeordnet wird, wird dieses Profil als Ganzes als *Permafrost* gewertet.

Profil **S3700**: Dieses Profil liegt am oberen Teil der langen nordexponierten Schutthalde, auf der die Profile S2700 und S3700 gemessen wurden. Hier wurde im unteren Teil des Profils eine wGST-Temperatur von -2.6°C gemessen, die nach Haeblerli (Haeblerli, 1975) auf sporadisch auftretenden Permafrost hinweisen würde. Somit wird das Profil als *Permafrost möglich* eingestuft.

Profil **S3800**: Das letzte Schutthaldenprofil auf dem ein Temperaturlogger ausgelegt wurde liegt auf einer nordexponierten Schutthalde auf 2670m Seehöhe und stellt die Verlängerung des Profils S3900 dar. Hier kann man mit großer Sicherheit von *Permafrost* im Inneren der Schutthalde ausgehen, da die wGST-Messung eine Temperatur von -5.3°C gebracht hat. Somit wird das Profil, der Temperatur nach, als *Permafrost* klassifiziert.

Moränen

Moränen sind im Krummgampental eine markante geomorphologische Form. Gemessen wurden hier 9 seismische Profile, wobei nur bei acht Profilen Temperaturmesswerte zur Interpretation zur Verfügung stehen. Beschrieben werden sie wieder in der Profilvereihenfolge.

Profil **S1800**: Das erste Moränenprofil liegt am oberen Ende des Krummgampentales am Moränenhochplateau auf 2840m Seehöhe, ist flach und nach Osten orientiert. Der GST-Temperaturlogger, der in der Profilmitte lag, brachte trotz der Seehöhe nur eine mittlere Temperatur von -1.1°C , welche nach Haeblerli (1975) *nicht* als *Permafrost* (kein) klassifiziert wird.

Profil **S1900**: Diese Profil ist ein weiteres Profil, das auf dem Moränenhochplateau liegt, ist nach Osten orientiert und liegt auf 2885m Seehöhe. Der GST-Temperaturlogger brachte hier einen Temperaturwert, der nach der Klassifizierung knapp nicht als Permafrost möglich gilt, doch wird die gemessene Temperatur von -1.9°C am westlichen (oberen) Profilende, aufgrund der Höhenlage, vom Autor doch als *Permafrost möglich* eingestuft.

Profil **S2000**: Das nächste Profil liegt auf der Moräne westlich des „Nörderberges“ auf 2480m Seehöhe und stellt eine klassische Seitenmoräne aus dem letzten LIA dar. Aufgrund des Temperaturwertes von -1.2°C wird diese Seitenmoräne *nicht als Permafrost* klassifiziert, da die gemessene Temperatur an der Basis der winterlichen Schneedecke nach Haeblerli (1975) nicht als oberflächennaher Permafrost zu interpretieren ist (kein).

Profil **S2400**: Dieses Profil ist ein weiteres Profil, das auf dem Moränenhochplateau auf 2890m Seehöhe liegt. Hier dürfte es sich *nicht* um *Permafrost* handeln, da in diesem Bereich der GST-Temperaturlogger eine wGST-Temperatur von -1.3°C zeigt, welche für Permafrost zu warm wäre (kein).

Profil **S2500**: Hier handelt es sich um ein Moränenprofil das die etwa in der Mitte des Messgebietes, auf 2635m liegt. Die Moräne stammt aus Zeiten vor dem LIA, ist flach und mit Gras bewachsen. Das Vorkommen von Permafrost wird hier durch den gemessenen wGST-Wert von 0.0°C ausgeschlossen (kein).

Profil **S3000**: Dieses Profil liegt auf einer etwas jüngeren nordexponierten Moräne aus dem LIA, die neben einem Gletscherrest auf 2860m liegt. Aufgrund der Nähe zum Eiskörper ist der Verdacht auf Permafrost naheliegend und wird dann auch durch einen wGST-Temperaturwert von -4.8°C bestätigt. Diese kalte Bodentemperatur am oberen Ende des Profils ist nach Haerberli (1975) ein eindeutiges Indiz auf oberflächennahen *Permafrost*.

Profil **S3300**: Eine weiteres Moränenprofil aus dem LIA liegt auf einer nordexponierten Seitenmoräne, die nach dem Rückzug eines Gletschers zurückblieb und den Weißsee aufgestaut hat. Dieser Wall liegt auf 2490m Seehöhe und wurde für die Inversion der 1D-Tomographie als Referenzprofil für „Schutt“ ausgewählt, da hier der gemessene BTS-Temperaturwert von -0.1°C , das *Vorkommen von Permafrost ausschließt* (kein).

Profil **S3900**: Beim der letzten Moränenprofil handelt es sich um ein Querprofil des Talbodens, das eine pre-LIA Moräne quert und die Verlängerung des Profils S3800 darstellt. Der hier gemessene wGST-Temperaturwert deutet mit -0.2°C nach Haerberli (1975) auf eine *Permafrost freie* Umgebung hin (kein).

Felsprofile

Um Daten für alle geomorphologischen Klassen zu erhalten, wurden im Krummgampental 4 seismische Profile auf, an die Oberfläche ragendem, Festgestein gemessen. Da die ersten Messungen am Anfang der Messkampagnen lagen und zuerst das Hauptaugenmerk auf der Seismik im Lockergestein lag, gab es anfänglich keine Temperaturmesswerte im Felsen. Später wurde noch beim Profil S2300 ein GST-Temperaturlogger deponiert. Obwohl sich die Permafrost Klassifizierung in erster Linie an die Profile des Lockergesteines hält, wird vollständigkeithalber der Temperaturwert des FelsProfils noch erwähnt.

Profil **S2300**: Dieses Profil ist das einzige Felsprofil, bei dem ein Temperaturwert zum Abgleich zur Verfügung steht. Es wurde auch vom Autor für die Seismik als Referenzprofil für die Klasse „Fels“ ausgewählt. Hier handelt es sich um einen ostexponierten, an die Oberfläche ragenden Felsen (Paragneis), der am Übergang zum Moränenhochplateau auf 2810m Seehöhe liegt. Interessant ist, dass der GST-Temperaturlogger, hier mit -4.7°C einen stark negativen wGST-Temperaturwert im Fels zeigte. Diese geringe Temperatur ist nach Haerberli (1975) klar dem *Permafrost* zuzuschreiben.

In Abbildung 60 werden zusammenfassend die Geschwindigkeits-Tiefenkurven aus den 1D-Tomographien, die nach den wGST-Messungen einen deutlich negativen Temperaturwert aufweisen, dargestellt. Deutlich negativ heißt dabei: Temperaturbereich ab „Permafrost möglich“, also unter -2°C . Diese Kurven sind gemeinsam im Diagramm der 1D-Geschwindigkeits-Tiefenklassifizierung blau eingezeichnet. Hier kann man deutlich erkennen, dass die Geschwindigkeiten der kalten Profile den synthetisch produzierten Referenzdaten sehr ähnlich sind, was eine gute Bestätigung für die Berechnung und ein sicheres Zeichen für Permafrost darstellt.

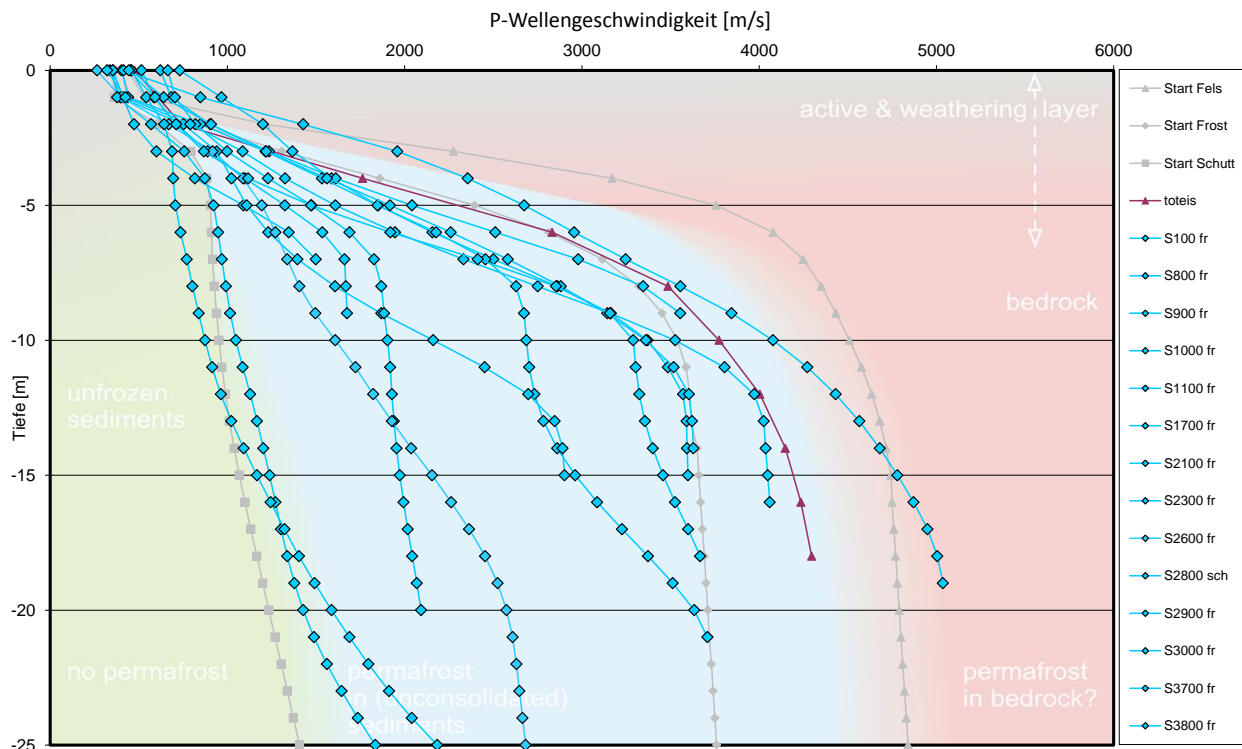


Abbildung 60: gesammelte Darstellung der Geschwindigkeits-Tiefenkurven der 1D Tomographien bei denen stark negative Temperaturen gemessen wurden (wGST-Messungen $< -2^{\circ}\text{C}$)

7.5 Zusammengeführte Ergebnisse aus der Seismik und den GST-Messungen

Um eine Aussage über das Vorhandensein von Permafrost übersichtlich präsentieren zu können, werden in der folgenden Tabelle (Tabelle 7) die gesammelten Erkenntnisse aus der Seismik und den wGST-Messungen zusammengeführt und tabellarisch dargestellt. Zusätzlich spielt auch die Höhenlage bei der Klassifizierung des Endergebnisses eine Rolle. Bei Profilen, bei denen nur seismische Messungen vorliegen, wird die Entscheidung über das Vorhandensein von Permafrost nur aufgrund der berechneten Schichtgeschwindigkeiten getätigt. Ist hingegen ein Temperaturwert vorhanden, nimmt er auch Einfluss auf die Klassifizierung.

Wird z.B. ein Profil in der Seismik als *möglich* eingestuft, aber der Temperaturlogger zeigt einen Wert, der knapp an der 0°C Grenze liegt, wird das Profil *nicht* als *Permafrost* eingestuft. Liegt allerdings ein Profil in einer Permafrost möglichen Höhenlage, und die Seismik meldet Permafrost verdächtige Geschwindigkeiten, doch der GST-Logger bringt nur -1°C (Klassifizierung siehe Tabelle 3, nach (Haeberli, 1975)), wird dieses Profil trotzdem als *möglich* eingestuft.

Weiters wird ein Profil mit Permafrost *möglichen* Geschwindigkeiten mit einem stark negativen Temperaturwert aufgrund der Temperatur dem Permafrost zugeordnet.

Profile, die 2D-refraktionstomographisch ausgewertet wurden, präsentierten oft große laterale Unterschiede im Geschwindigkeitsfeld. Ist aber nur in einem Teilstück auf Grund der seismischen Geschwindigkeiten Permafrost detektiert worden, wird das ganze Profil als *Permafrost* klassifiziert.

Die folgende Klassifizierung wird auch im Orthofoto des Messgebietes in Abbildung 61 auf Seite 89 dargestellt.

Ergebnistabelle:

Profilname	Typ	Seismik			Temperatur			Gesamt		
		kein	mögl.	Perm.	kein	mögl.	Perm.	kein	mögl.	Perm.
S 100	Bg			X			X			X
S 400	Fe	X			/	/	/	X		
S 500	Fe		X		/	/	/		X	
S 600	Bg			X	X				X	
S 700	Bg			X	X				X	
S 800	Bg			X			X			X
S 900	Bg		X			X			X	
S 1000	Bg		X				X			X
S 1100	Sch			X		X				X
S 1500	Sch			X	/	/	/			X
S 1600	Fe	X			/	/	/	X		
S 1700	Sch			X			X			X
S 1800	Mo			X	X				X	
S 1900	Mo			X		X				X
S 2000	Mo	X			X			X		
S 2100	Sch			X			X			X
S 2200	Sch			X	/	/	/			X
S 2300	Fe		X				X			X
S 2400	Mo		X		X				X	
S 2500	Mo		X		X			X		
S 2600	Bg			X			X			X
S 2700	Sch		X		X			X		
S 2800	Sch		X				X			X
S 2900	Bg			X			X			X
S 3000	Mo			X			X			X
S 3100	Mo		X		/	/	/		X	
S 3200	Sch			X	/	/	/			X
S 3300	Mo	X			X			X		
S 3400	Sch	X			/	/	/	X		
S 3700	Sch	X				X			X	
S 3800	Sch			X			X			X
S 3900	Mo		X		X				X	

Tabelle 7: Klassifizierung der Ergebnisse aus seismischen Daten und aus wGST-Messungen; kein...kein Permafrost, mögl...Permafrost möglich, Perm...Permafrost; Bg...Blockgletscher, Mo...Moräne, Sch...Schutthalde, Fe...Felsprofil, /... keine Messdaten vorhanden

In Abbildung 61 sind die Ergebnisse der Klassifizierung aus Tabelle 7 im Orthofoto des Messgebietes farblich und nach **Permafrost**, **Permafrost möglich** und **kein Permafrost** getrennt dargestellt.

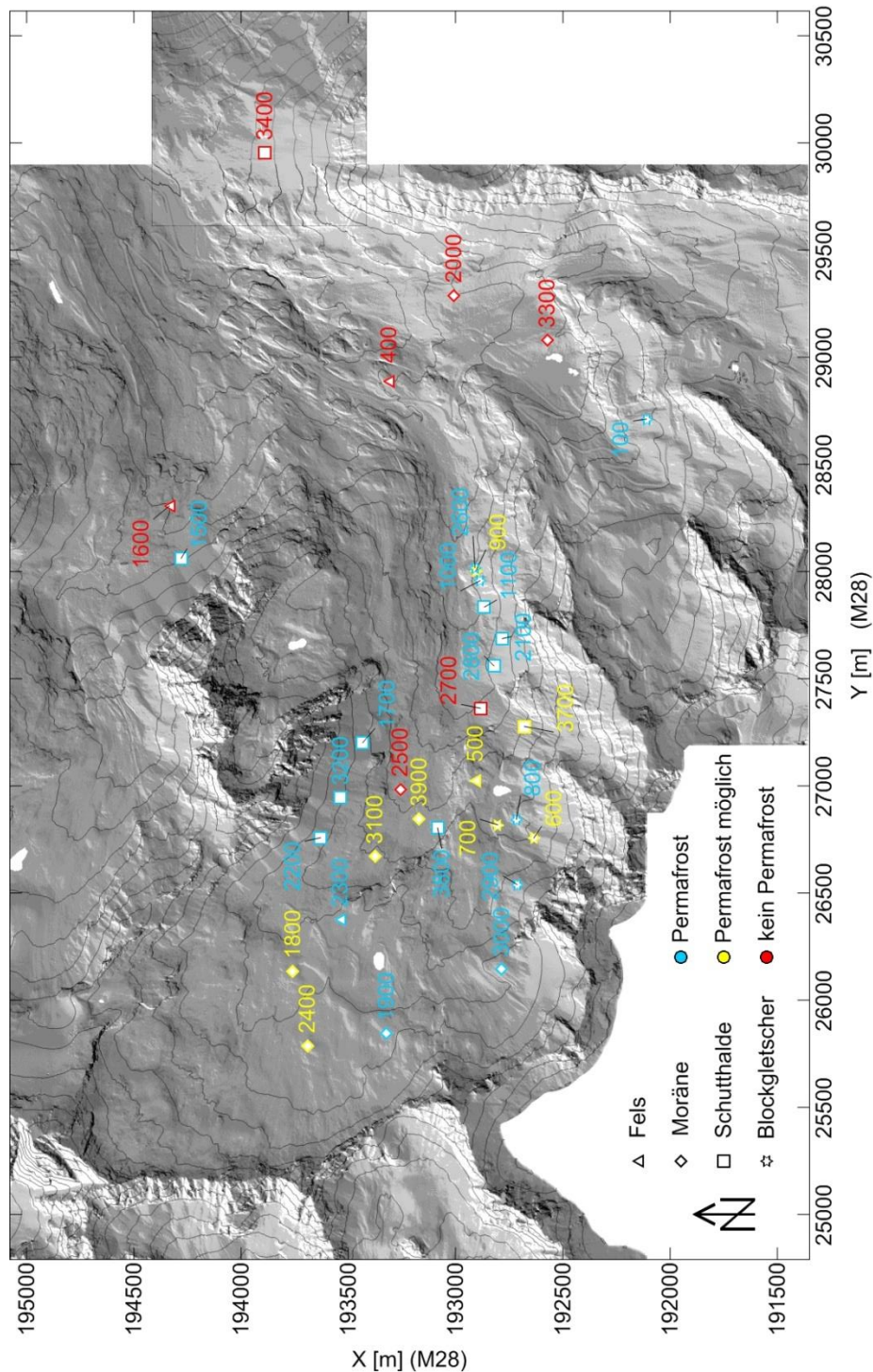


Abbildung 61: Plot mit der Klassifizierung der Ergebnisse im Orthofoto farblich dargestellt; Blau = Permafrost; Gelb = Permafrost möglich; Rot = kein Permafrost

Die hier präsentierte Klassifizierung der Untersuchungsergebnisse gibt nur Informationen zu einzelnen Punkten im Gelände wieder. Aufgrund der Tatsache, dass sich in südseitigen Schutthalden in der Hangfußlage Permafrost detektieren ließ, sich aber im Gegensatz dazu im oberhalb liegenden Profilbereich langsame ungefrorene Schichten zeigten, kann man nicht generell davon ausgehen, dass Permafrost in kontinuierlicher Weise über einer bestimmten Höhengrenze zu finden ist.

Aufgrund der Tatsache, dass die gemessene Bodentemperatur die Interpretation der seismischen Daten erheblich beeinflusst, kann allein mit der seismischen Auswertung oft nur eine ungenaue Aussage über das Vorkommen von Permafrost im Untergrund getroffen werden. Die Grafik in Abbildung 62 zeigt einen Zusammenhang der Ergebnisse aus der Seismik und den gemessenen Bodentemperaturen und stellt die Anzahl der Profile, bei denen seismische Messungen und Bodentemperaturwerte im Lockergestein vorlagen (bei 23 von 32 Profilen), und deren Klassifizierungen in einem Diagramm dar.

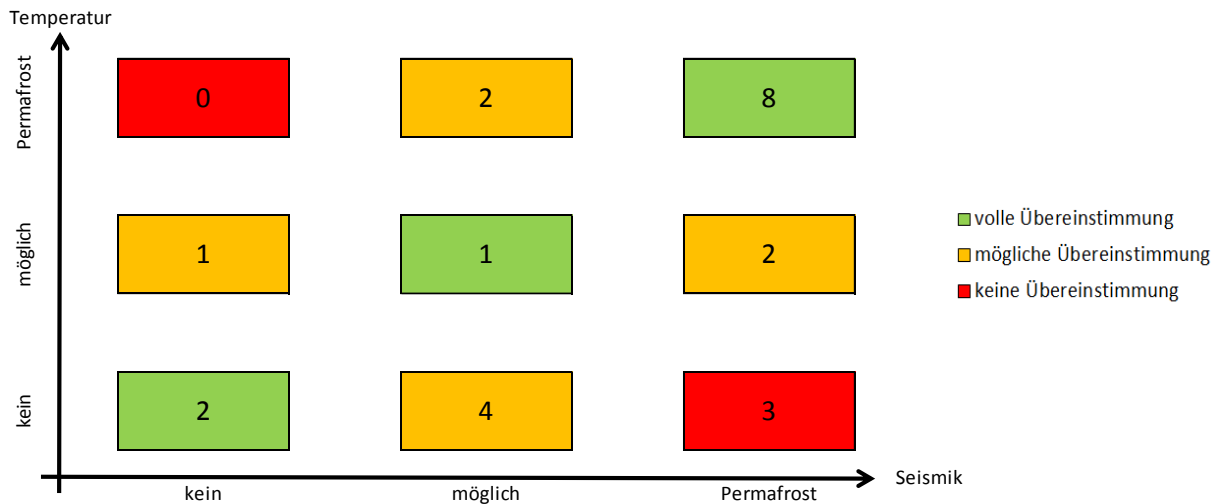


Abbildung 62: Darstellung der Übereinstimmung der Ergebnisse aus der Seismik und den gemessenen mittleren Bodentemperaturen im Lockergestein (Temperaturen wurden bei 23 von 32 seismischen Profilen gemessen), Zahlen stellen die Anzahl der Profile der jeweiligen Klasse dar; Rot... Ergebnisse aus Seismik und der Temperatur liefern keine Übereinstimmung; Gelb... Ergebnisse aus Seismik und der Temperatur stehen im möglichen Zusammenhang; Grün... Ergebnisse aus Seismik und der Temperatur stimmen voll überein

Auf der horizontalen Achse, in Abbildung 62, ist das Ergebnis aus den Klassifizierungen der Seismik dargestellt und in **kein** Permafrost, Permafrost **möglich** und **Permafrost** eingeteilt. Auf der vertikalen Achse ist das Ergebnis der Interpretation der gemessenen Temperatur in den gleichen Klassen dargestellt.

Hier kann man erkennen, dass die Häufigkeiten der Permafrost Detektion gut mit den beiden Verfahren korreliert und sich die Seismik mit den Messungen der mittleren Bodentemperaturen zu 48% vollständig deckt. Diese Übereinstimmung wird in der grün gekennzeichneten Diagonale in Abbildung 62 dargestellt und beinhaltet sowohl den Permafrost-, den Permafrost möglichen und den Bereich wo kein Permafrost, durch beide Verfahren detektiert wurde. Interessant ist, dass sich bei 8 Profilen sowohl die seismischen Geschwindigkeiten als auch die stark negativen Bodentemperaturen decken und eindeutig auf Permafrost hingewiesen wird.

Im Gegensatz dazu trifft die gegensätzliche Klassifizierung nur auf drei Profile (zwei Blockgletscher und eine Moräne) zu, die gerade einmal 13% der Messungen ausmachen. Hier lagen zwar die seismischen Geschwindigkeiten im Bereich des Permafrostes (2500-3500m/s), aber die gemessenen Temperaturen waren definitiv zu warm um als Permafrost interpretiert werden zu können. Profile mit stark negativen Temperaturen und Geschwindigkeiten, die für Permafrost zu langsam sind, wurden in dieser Arbeit keine (0%) gefunden. Dadurch scheint es unmöglich zu sein, dass bei Profilen mit sehr langsamen Geschwindigkeiten Permafrost existiert. Das zeigt aber, dass stark gefestigter Schutt oder Moränenmaterial durchwegs Permafrost verdächtige Geschwindigkeiten aufweisen kann, aber eine Klassifizierung durch ein einzelnes Verfahren alleine nicht ausreicht, um eine sichere Aussage treffen zu können.

Profile, die als möglich Klassifiziert wurden, stellen in dieser Arbeit 39% der Messprofile dar, bei denen Daten von beiden Messverfahren vorliegen.

Das heißt, dass eine Klassifizierung mit der vollen und der möglichen Übereinstimmung beider Verfahren 87% der Ergebnisse beinhaltet, was ein weiteres Indiz für ein gutes Zusammenspiel der beiden Verfahren darstellt.

Eine genaue Verteilung, aus welchen Profilklassen eine **volle**, eine **mögliche**, oder **keine Übereinstimmung** der beiden Messverfahren detektiert wurde, ist in Abbildung 63 dargestellt. Die Prozentanzahlen beziehen sich auf die Gesamtmasse.

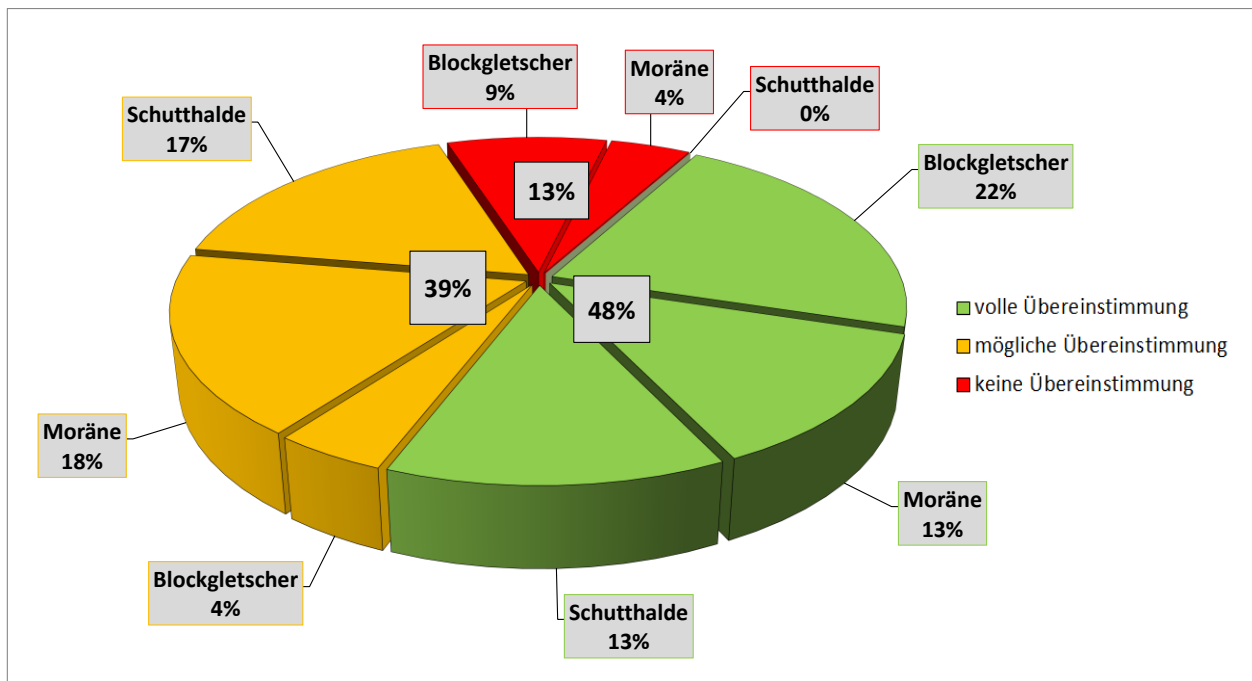


Abbildung 63: genauere Darstellung der Übereinstimmung der Ergebnisse aus der Seismik und den gemessenen mittleren Bodentemperaturen im Lockergestein, nach den Profilklassen aufgeteilt

Hier fällt auf, dass zwar die Blockgletscher den größten Anteil der Profile darstellen, bei denen sich die beiden Messergebnisse decken, doch bilden sie auch einen nicht unerheblichen Anteil an den Profilen mit keiner Übereinstimmung. Dies ist auf die zu warmen Temperaturen, die die Bodentemperaturlogger gemessen hatten, zurückzuführen. Dabei taucht die Frage auf, ob eine zu mächtige Auftauschicht (active-Layer) die Bodentemperaturen stark beeinflussen könnte.

Moränen sind allerdings in allen drei Übereinstimmungsklassen vertreten und zeigen, dass die detektierten seismischen Geschwindigkeiten, ohne der gemessenen Bodentemperatur, zu keiner genauen Aussage über das Vorkommen von Permafrost führt.

Schutthalden hingegen sind die am genauesten zu bestimmenden Erscheinungsformen im Messgebiet, da sie in der Klasse, in der sich die Temperatur und die Seismik widersprüchliche Ergebnisse liefern, nicht vorhanden sind. Das heißt, dass Schutthalden mit sehr niedriger P-Wellengeschwindigkeit auch keine Permafrost verdächtigen mittleren Bodentemperaturen liefern. Im Gegenzug dazu sinkt die Temperatur in Permafrost verdächtige Bereiche, wenn sich die seismische Geschwindigkeit an die Geschwindigkeit des Permafrostes annähert.

Um die Klassifizierung der Permafrost möglichen Profile noch genauer unter die Lupe zu nehmen, wurden die Profile noch nach der Höhenlage und der Hangrichtung dargestellt (siehe Abbildung 64). Da viele Profile in entsprechender Höhenlage als „möglich“ zu klassifizieren sind, kann aber keine eindeutige Grenze zwischen *möglich* und *sehr wahrscheinlich* gezogen werden. Dennoch wird hier der Versuch unternommen, mit einer kleinen Stichprobe eine Grenze zu präsentieren, ab der Permafrost „möglich“ wäre.

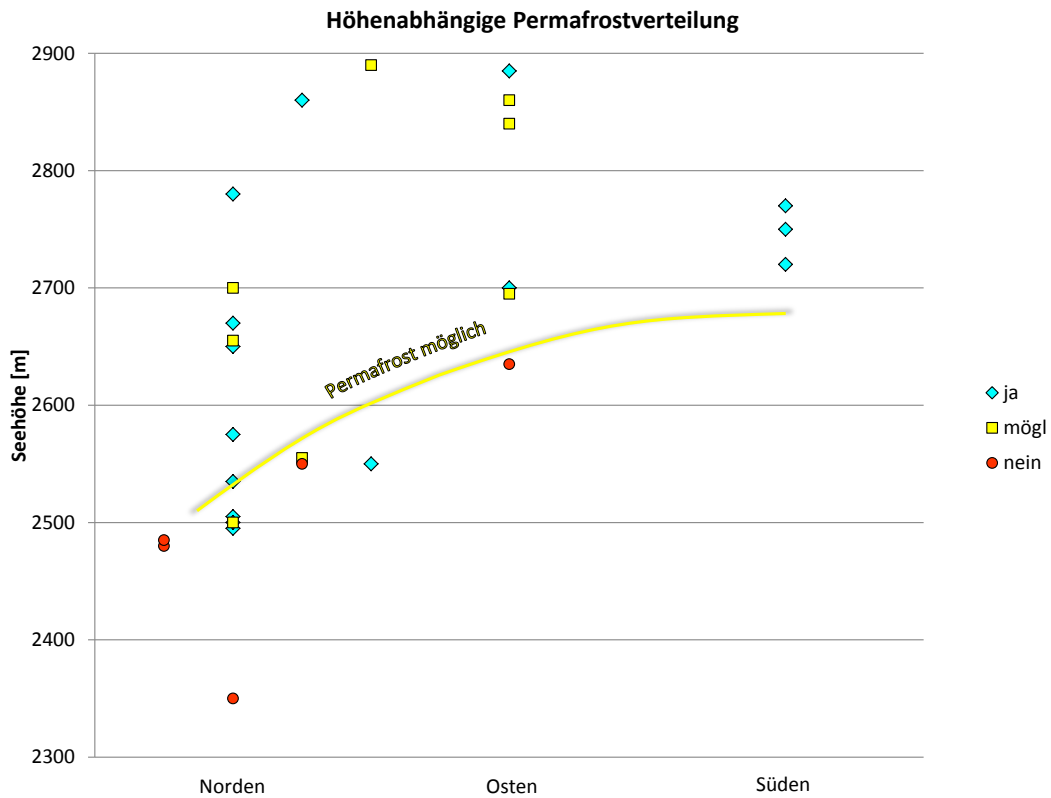


Abbildung 64: Höhenabhängige Permafrost Verteilung

Wenn man die Ergebnisse in Abbildung 64 näher betrachtet, ist in diesem Gebiet ein Vorkommen von Permafrost unterhalb von 2500m Seehöhe sehr unwahrscheinlich und kann unter normalen Umständen ausgeschlossen werden. Dabei zeigt sich aber, dass aufgrund der Hangexposition und der damit verbundenen Sonneneinstrahlung die Grenze (gelbe Linie in Abbildung 64) gegen Süden um knappe 200 Meter ansteigt, was ein Vorkommen von Permafrost hier erst ab 2700m Seehöhe möglich macht.

8 Diskussion, Schlussfolgerung und Ausblick

In dieser Arbeit wurde gezeigt, dass es mit vertretbarem seismischen Messaufwand und anschließender tomographischer Auswertung möglich ist, Permafrost zu detektieren. Die 1D-Geschwindigkeits-Tiefentomographie zeigt hier bei einem ebenen Mehrschichtfall und einheitlichen Ersteinsätzen doch recht gute Klassifizierungsmöglichkeiten, wenn die Schichtgeschwindigkeit mit der Tiefe zunimmt. Ist dies nicht der Fall, bricht die Tomographie die Berechnung der Inversion ab. Problematisch wird es, wenn die Strukturen im Untergrund recht inhomogen sind und sich dadurch positive und negative Geschwindigkeitsgradienten bilden. Handelt es sich um einen negativen Gradienten, bilden sich Schattenbereiche in den Daten, die überschossen werden und in seismischen Ersteinsätzen nicht erkennbar sind. In einem solchen Fall bildet die 2D-Refraktionstomographie, mit dem Programm Rayfrac 3.24 und der WET-Tomographie, eine gute Alternative, die nur mit Ersteinsätzen auch laterale Geschwindigkeitsanomalien noch recht gut auflösen kann. Damit konnte bei einigen Profilen eine wesentliche Reduktion der Residuen erzielt werden.

Der zusätzliche Vergleich mit den wGST-Messdaten lässt zwar schon recht gute Interpretationen zu, doch wäre es noch interessant, bei diversen Profilen gezielte Probebohrungen zu setzen, um abzuklären, ob die schnelleren Strukturen wirklich frostbedingt entstanden sind oder ob es sich um andere geologische Erscheinungen handelt. Dabei muss aber berücksichtigt werden, dass Permafrost in seinen unterschiedlichen Erscheinungsarten auch eine lokal eng begrenzte Erscheinung sein kann und möglicherweise aber auch unter besonderen Verhältnissen fähig ist, große Räume, ohne die Existenz von oberflächlich sichtbaren Anzeichen, bilden kann.

Im Festgestein ist die Detektion von Permafrost allerdings nicht so einfach, da z.B. beim Profil S2300 hohe seismische Geschwindigkeiten auftraten und der GST-Temperaturlogger, mit -4.7°C , einen stark negativen Wert zeigte. Diese geringe Temperatur wäre nach Haeberli (1975) eindeutig dem ständigen Permafrost zuzuschreiben. Allerdings ist zu beachten, dass die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke (BTS), nach Haeberli (1975), in erster Linie vom Wärmefluss aus dem Untergrund abhängig ist, und kann daher nur als grober Indikator für das Vorkommen oder Fehlen von Permafrost eingesetzt werden. Grundsätzlich hängt der Wärmefluss ja von vielen Faktoren wie Porenraum, Leitfähigkeit des Gesteines, von der Mächtigkeit der Auftauschicht und vor allem von den frühwinterlichen Temperaturen, wo noch keine oder eine sehr geringe Schneedecke vorhanden ist, stark ab. Aus diesem Grund sind die in den 70er Jahren gesetzten Schranken der Temperaturklassifizierung zur Erkundung von Permafrost mit Vorsicht zu genießen. Schon 1975 wies Haeberli auf die Unsicherheit der Messwerte in seiner Arbeit hin und beschrieb diese Schranken nur als ein Indiz für *oberflächennahen* Permafrost. Dies bestätigt sich in dieser Arbeit, da bei aktiven Blockgletschern aufgrund der mächtigen Auftauschicht der Wärmefluss anscheinend gestört wird, und manchmal Temperaturen gemessen wurden, die wärmer als die beschriebenen -2°C waren, obwohl durch die aktive Bewegung der Blockgletscher mit einem nicht unerheblichen Eisvorkommen im Inneren gerechnet werden müsste.

Eine weitere Frage ist, ob die winterliche Schneedecke auch an allen Punkten, an denen GST-Logger ausgelegt wurden, die Mächtigkeit von 80cm erreicht hat. Die Daten wurden zwar mit den Daten der nahegelegenen Schneemessstelle Weissee korreliert, doch ist Schnee ein sehr komplexes Medium, das durch Windverfrachtung sehr große Unterschiede der Mächtigkeit auf kleinem Raum aufweisen kann.

Ausblick:

Da in dieser Arbeit das Hauptaugenmerk auf der Seismik lag, dabei ihr Potential getestet, und zusätzlich durch Bodentemperaturen ergänzt wurde, stellt sich jetzt die Frage nach dem tatsächlichen Vorkommen von Permafrost im Inneren der untersuchten Strukturen.

Hier könnte z.B. eine Untersuchung der elektrischen Eigenschaften des Untergrundes helfen, die Charakterisierung von Permafrost zu verbessern.

Elektrische und elektromagnetische Methoden könnten dabei helfen, dass man mehr Informationen über die elektrischen Eigenschaften, der als Permafrost klassifizierten Bereiche, gewinnen kann. Aufgrund der elektrischen Eigenschaften können Rückschlüsse auf den thermalen Zustand gezogen (Krautblatter, et al. 2010), und so könnte eine Aussage getroffen werden, ob ein Material mit hoher P-Wellengeschwindigkeit zum Permafrost gehört oder nicht. Dadurch wäre auch eine genauere Abgrenzung zum anstehenden Felsen erreichbar.

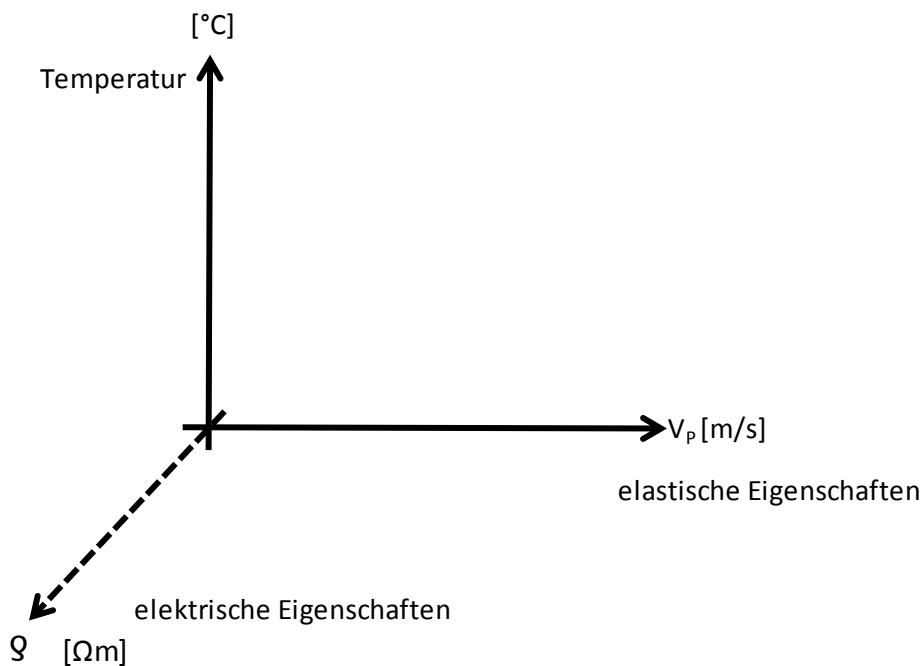


Abbildung 65: Ausblick: Man könnte die Komponente der Elektrik als weiteren Faktor zur Permafrostinterpretation hinzufügen.

Um die weitere Komponente der elektrischen Eigenschaften zur Permafrostinterpretation hinzuzufügen, wird in Abbildung 65 eine schematische Grafik präsentiert, wie der Zusammenhang der drei Komponenten gezeigt werden könnte.

Nachdem z.B. die elektrische Leitfähigkeit eine Funktion der Temperatur ist, wird der gemessene Widerstand durch den Eisgehalt im Untergrund direkt beeinflusst. Denn je mehr Eis vorhanden ist, desto stärker nimmt der spezifische Widerstand zu. So kann aufgrund der elektrischen Leitfähigkeit sofort abgeklärt werden ob z.B. die 4000m/s, die die Seismik detektiert und dem Permafrost zugeordnet hatte, auch durch Frosterscheinungen produziert wurden. Wenn der spezifische Widerstand bei $V_p=4000\text{m/s}$ allerdings sehr klein ausfallen würde, könnte es sich um einen geklüfteten Felsen handeln, der ohne Permafrost diese hohen Geschwindigkeiten verursacht. So könnte durch Kombination der drei Verfahren eine weit genauere Aussage über das Vorhandensein von Permafrost getätigt werden, da sich die unterschiedlichen Methoden bestens ergänzen.

9 Anhang

In diesem Teil der Arbeit werden die einzelnen Profile, die in der Interpretation noch nicht gezeigt wurden, nach den Klassen geordnet dargestellt. 1D-Auswertungen werden mit Profilbeschreibung, Laufzeitdiagramm und Tomographischer 1D-Auswertung dargestellt. 2D-Refraktionstomographien werden mit den zugehörigen 1D-Plots dargestellt, in denen die repräsentativen Schnitte der 2D-Auswertung eingezeichnet wurden.

9.1 Anhang: 1D Tomographien - Blockgletscher

S600 – 1D Tomographie

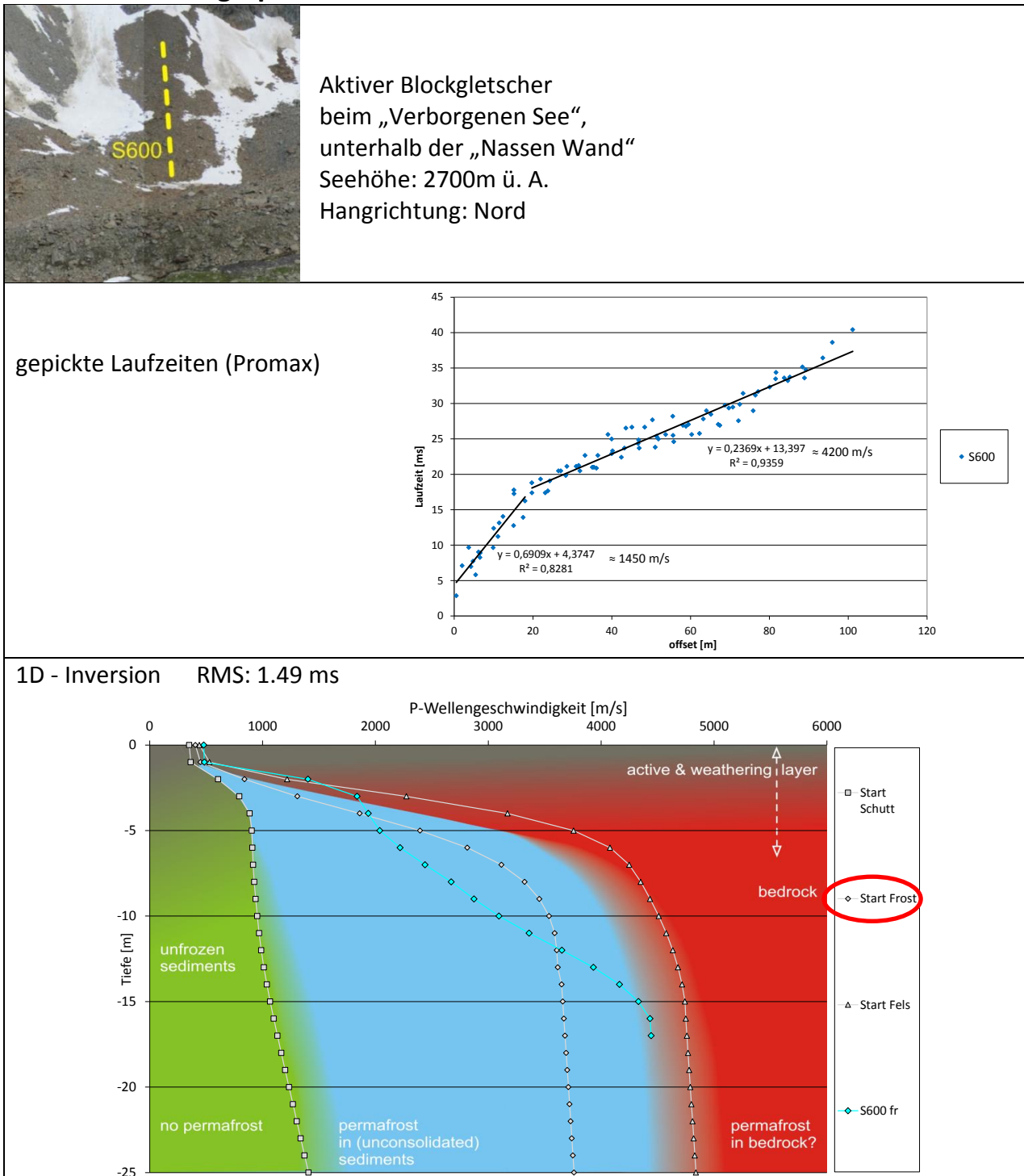


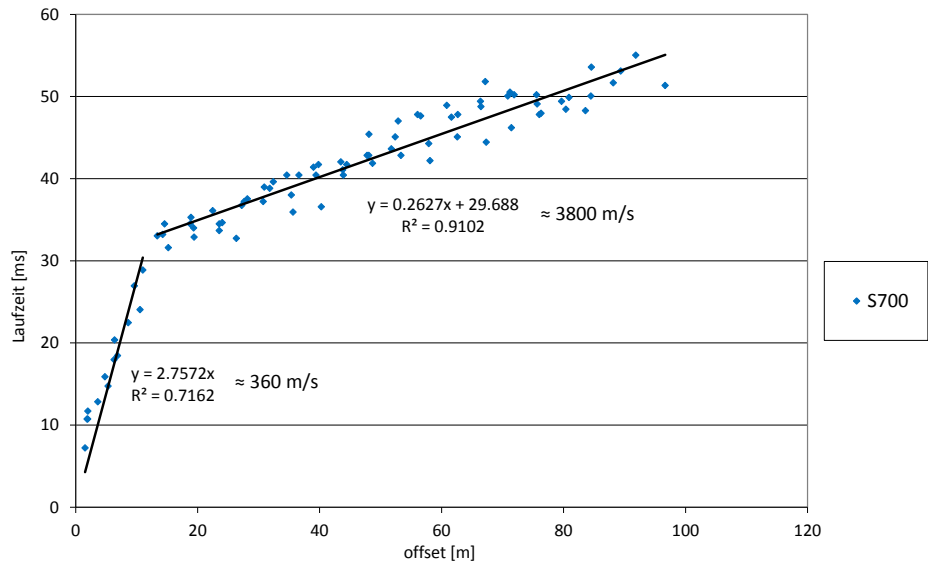
Abbildung 66: S600; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S700 – 1D Tomographie



Aktiver Blockgletscher
 beim „Verborgenen See“, unterhalb
 der „Nassen Wand“
 Seehöhe: 2700m ü. A.
 Hangrichtung: eben, Ost-West

gepickte Laufzeiten
 (Promax)



1D - Inversion RMS: 1.04 ms

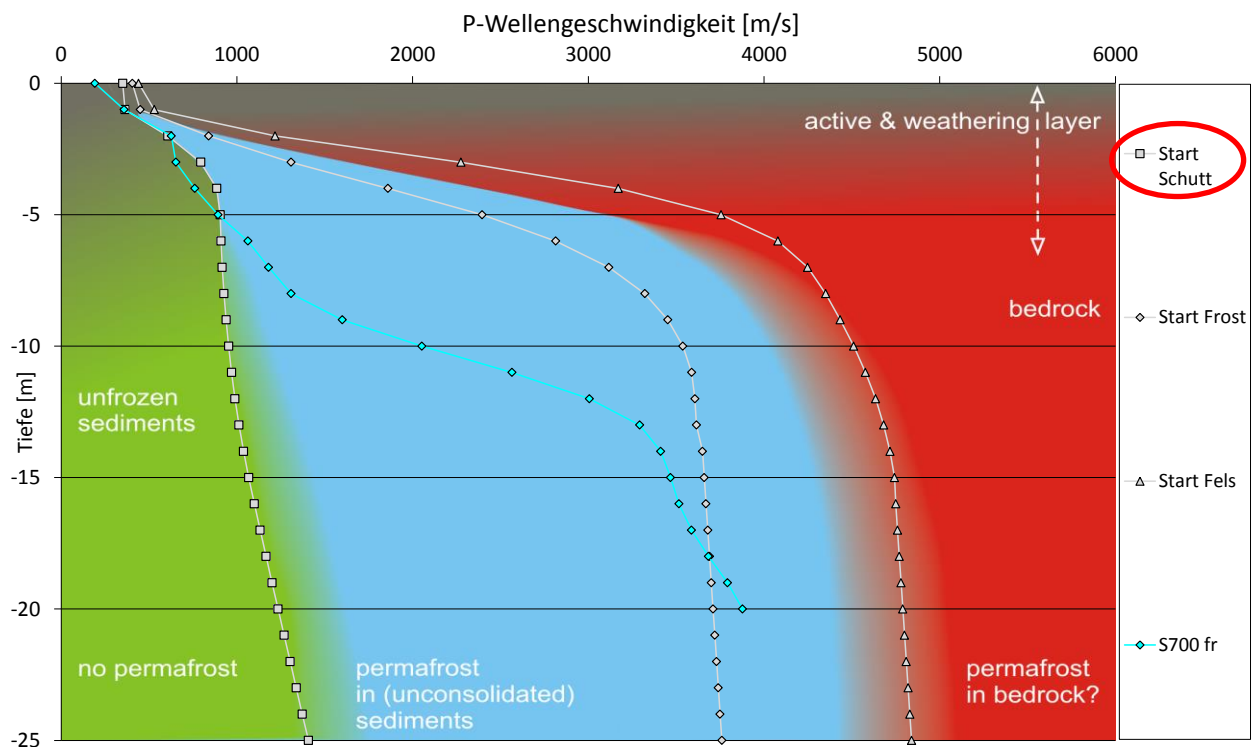


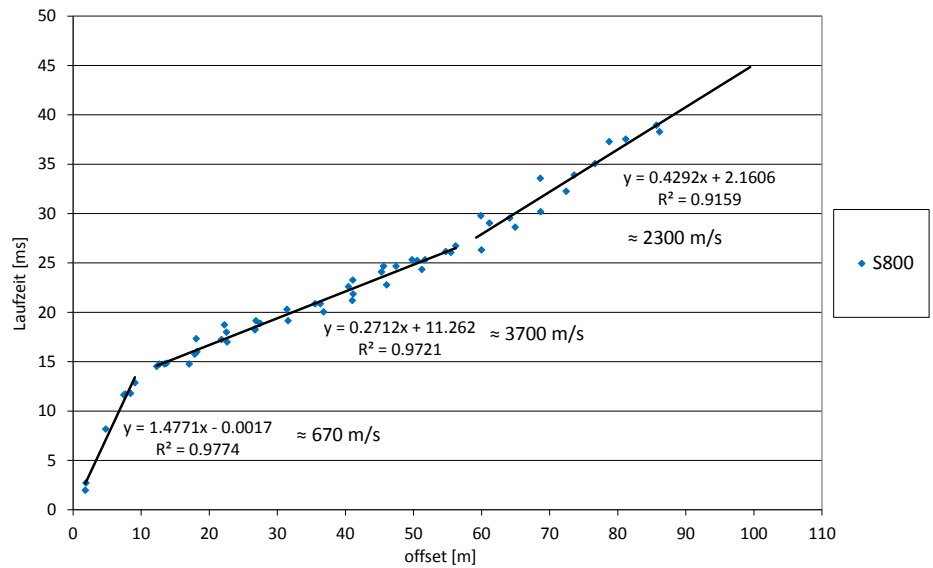
Abbildung 67: S700; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten);
 Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S800 – 1D Tomographie



Aktiver Blockgletscher beim „Verborgenen See“, unterhalb der „Nassen Wand“
 Seehöhe: 2700m ü. A.
 Hangrichtung: eben, Ost-West

gepickte Laufzeiten (Promax)



1D - Inversion RMS: 1.27 ms

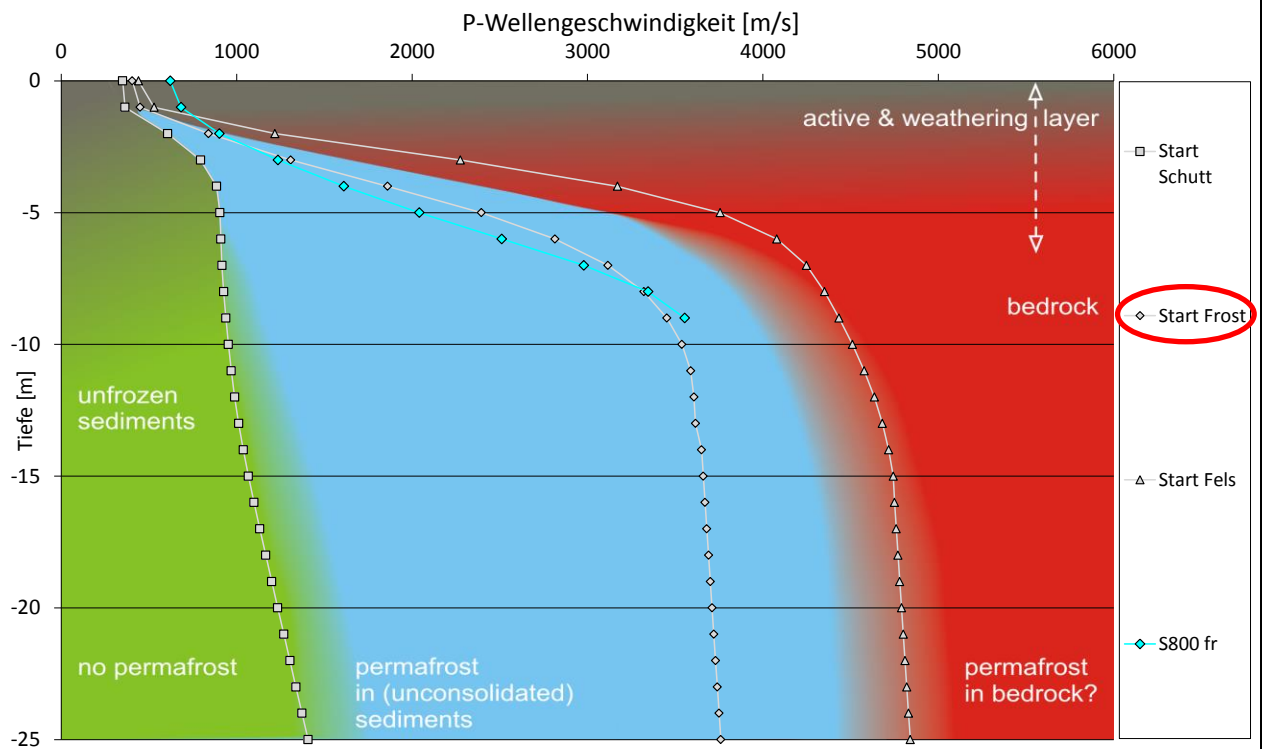


Abbildung 68: S800; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S900 – 1D Tomographie



Aktiver Blockgletscher
 Am Eingang zum Krummgampental,
 unterhalb (nördl) der alten Zollhütte
 Seehöhe: 2500m ü. A.
 Hangrichtung: Nord

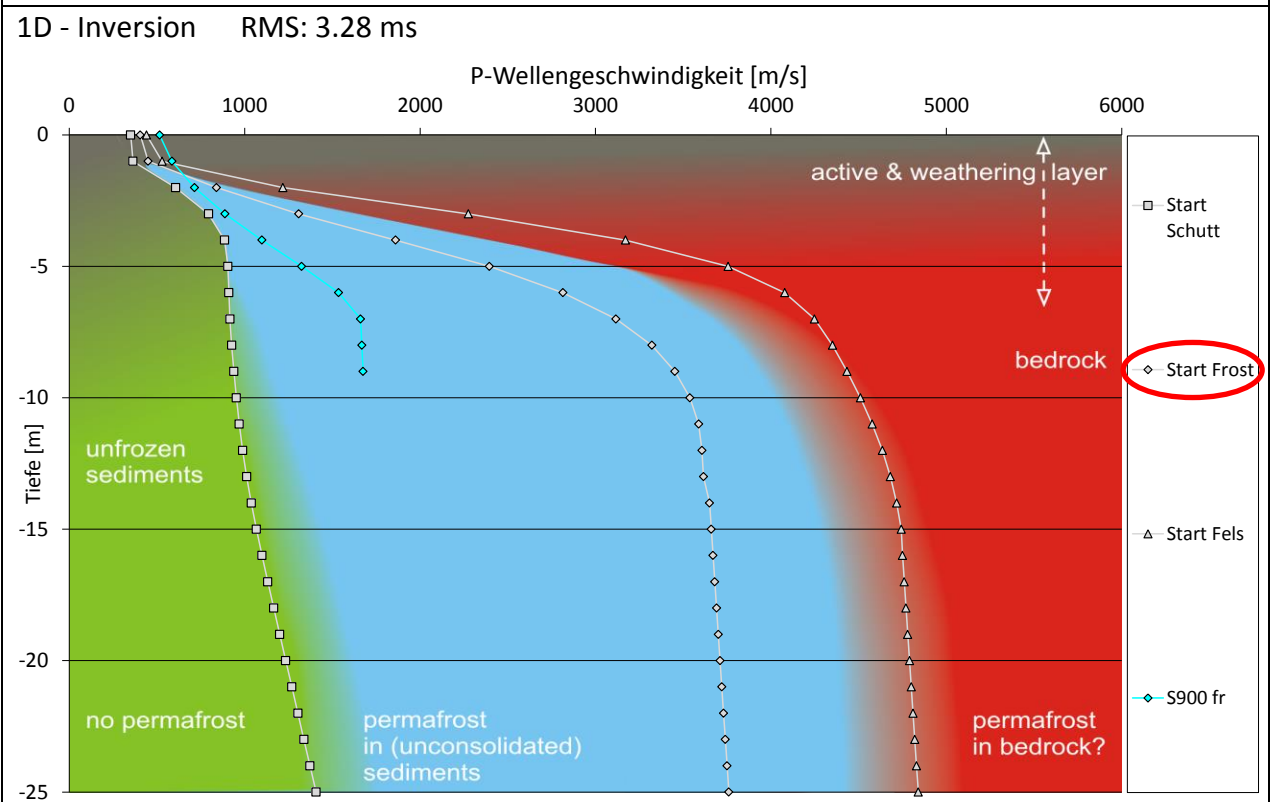
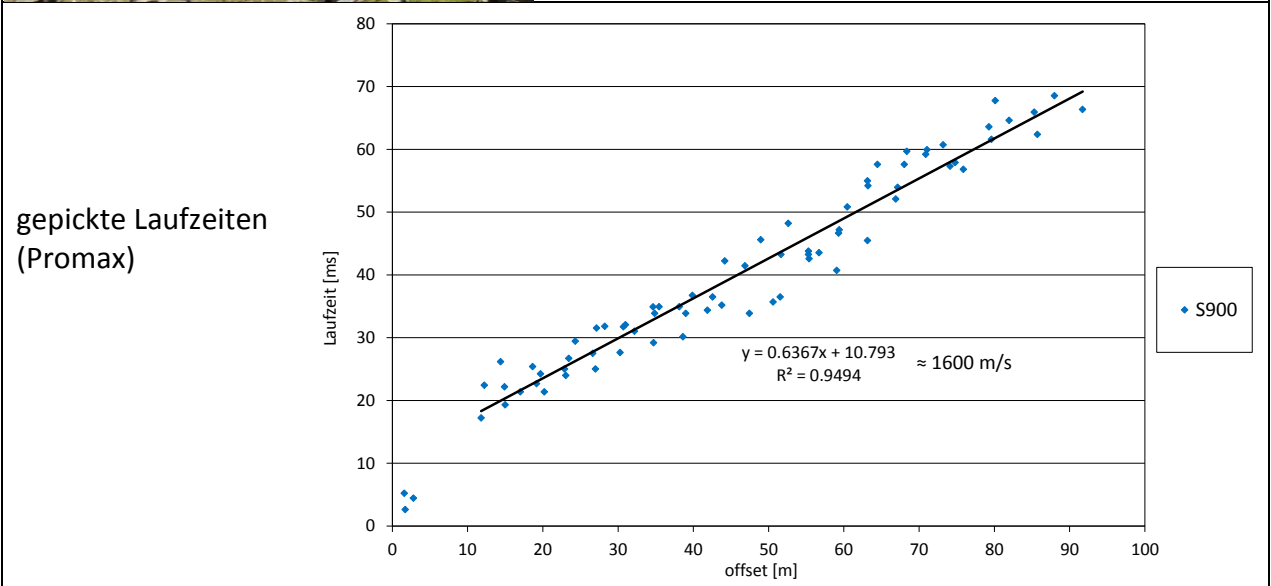


Abbildung 69: S900; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

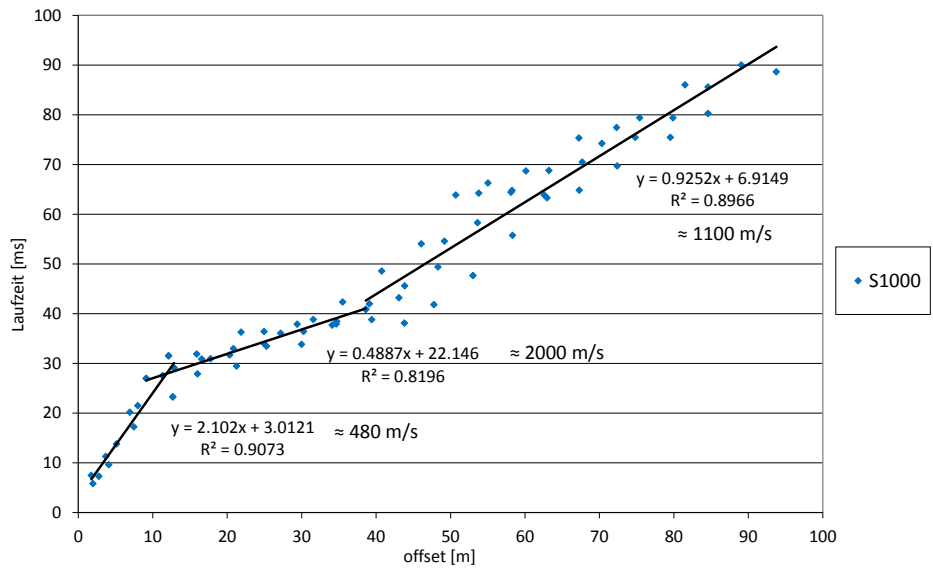
S1000 – 1D Tomographie



Aktiver Blockgletscher
 Am Eingang zum Krummgampental,
 unterhalb (nördl) der alten Zollhütte
 Profil nur wenige Meter neben dem Profil
 S2600

Seehöhe: 2500m ü. A.
 Hangrichtung: Nord

gepickte Laufzeiten
 (Promax)



1D - Inversion RMS: 5.28 ms

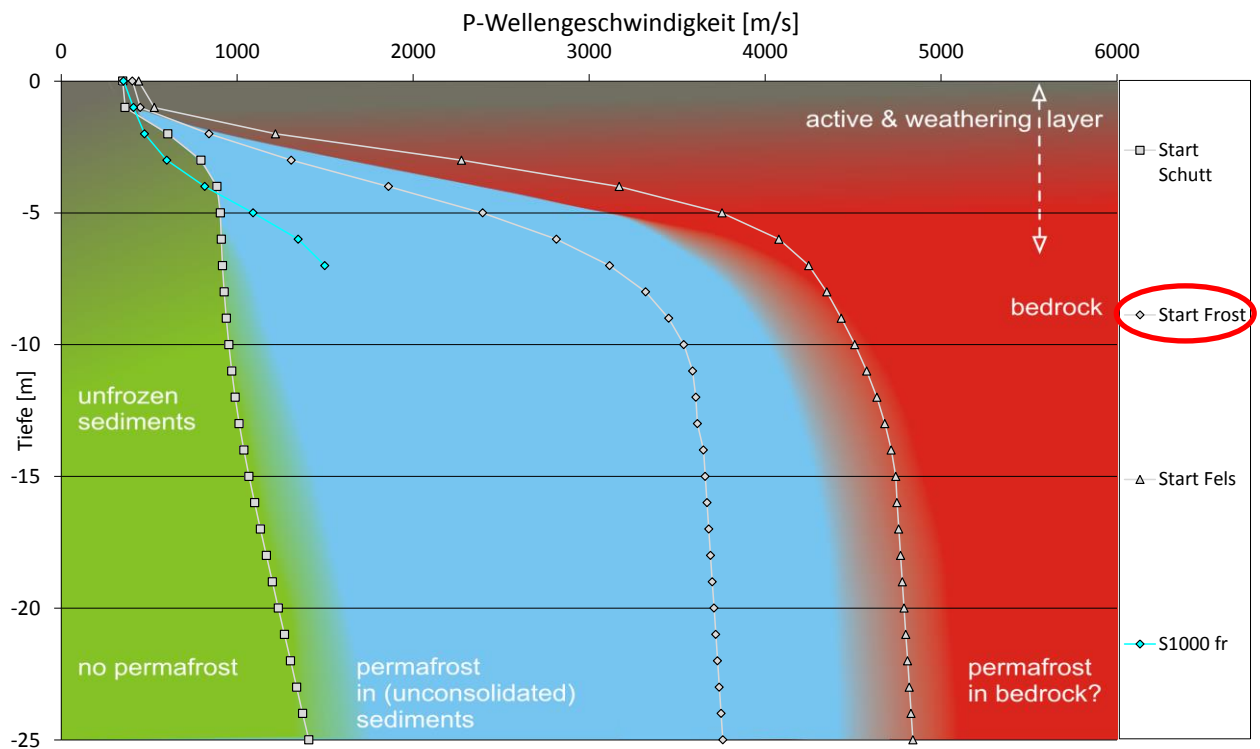


Abbildung 70: S1000; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten);
 Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

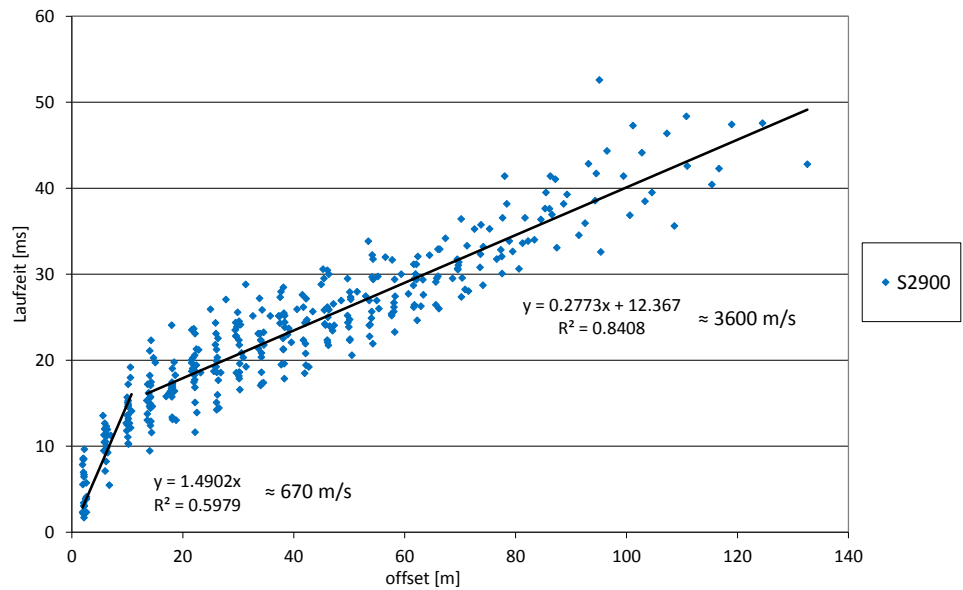
S2900 – 1D Tomographie



Referenzprofil FROST

schuttbedeckter Eiskörper
 oberhalb des „Verborgenen Sees“
 Seehöhe: 2750m – 2815m ü. A.
 Hangrichtung: Nord

gepickte Laufzeiten
 (Promax)



1D - Inversion RMS: 3.23 ms

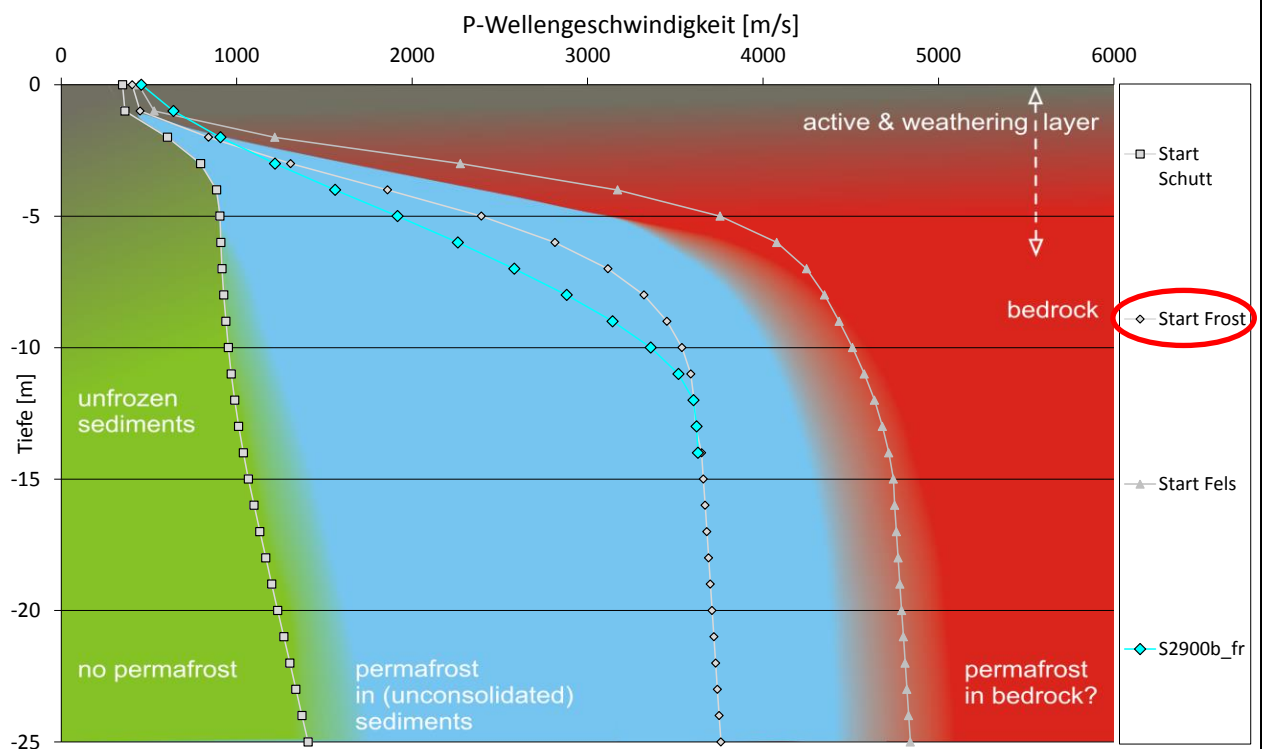


Abbildung 71: S2900; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

9.2 Anhang: 1D Tomographien – Schutthalten

S1100 – 1D Tomographie

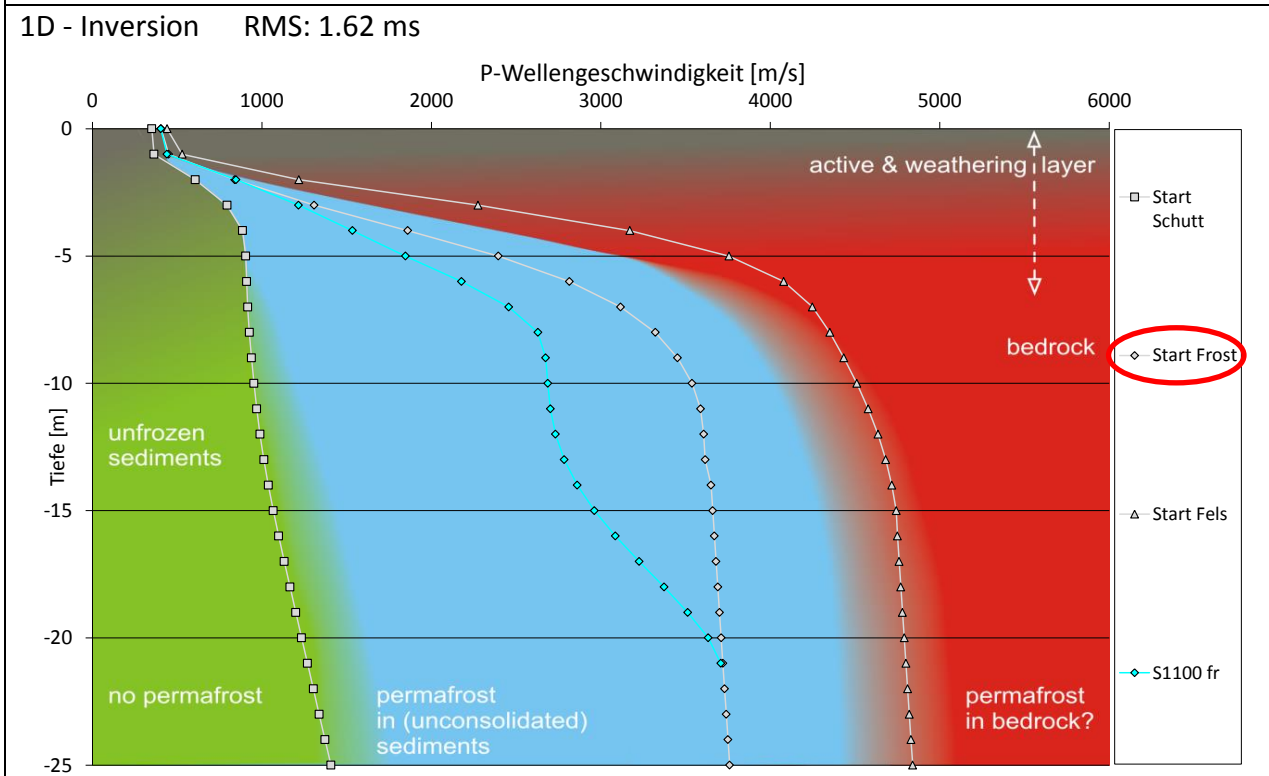
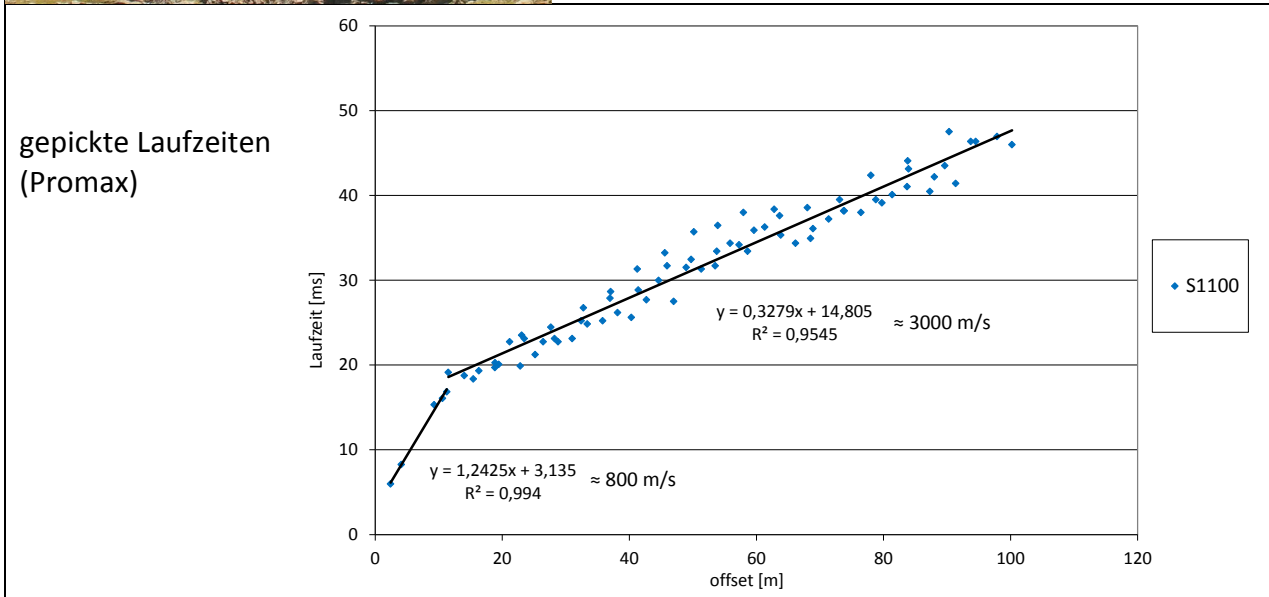
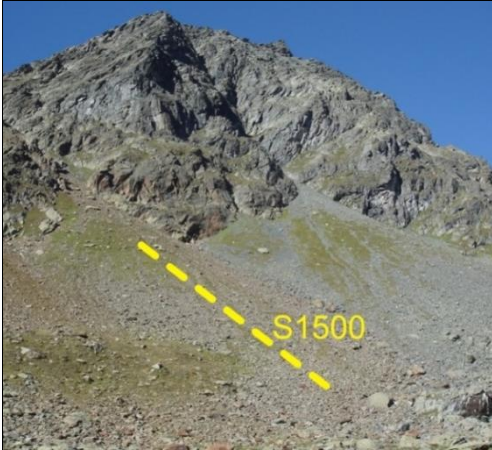


Abbildung 72: S1100; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S1500 – 1D Tomographie



Schutthalde
 Im Riffeltal, nördlich des Krummgampentales
 Seehöhe: 2550m ü. A.
 Hangrichtung: Nordost

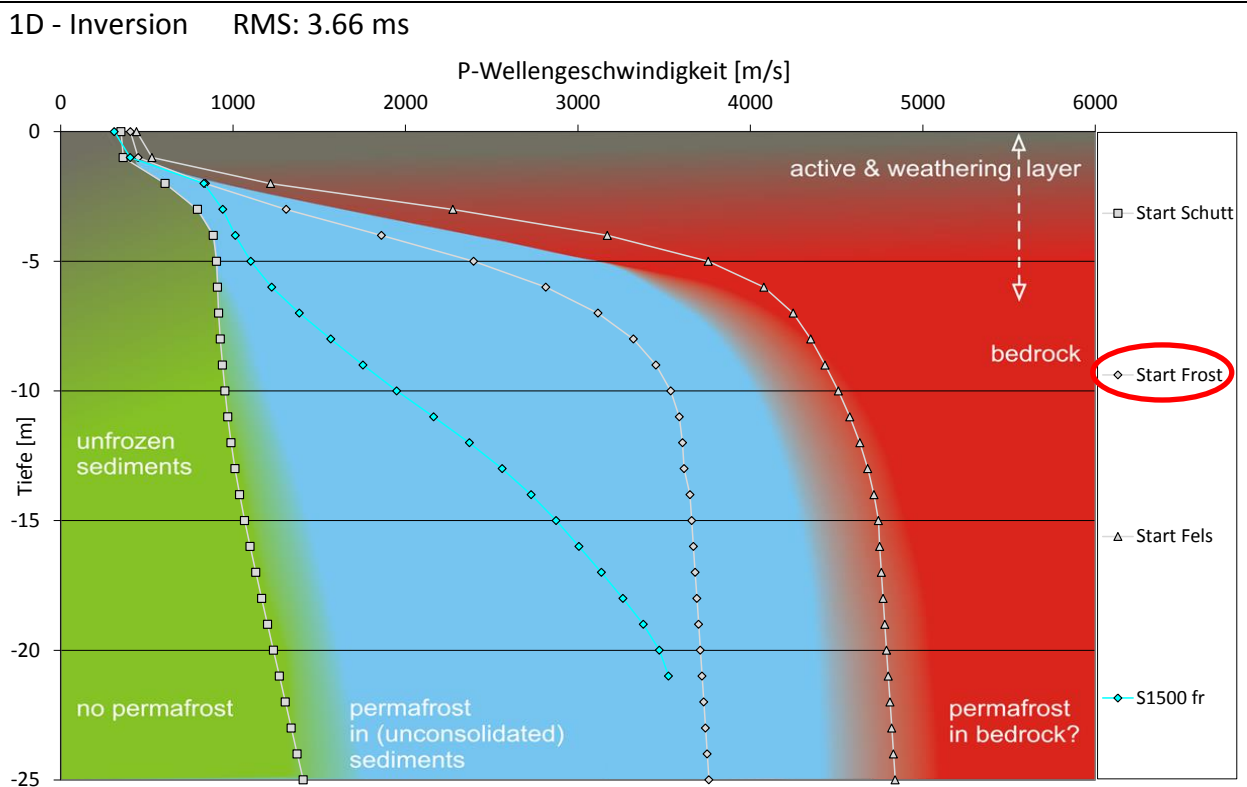
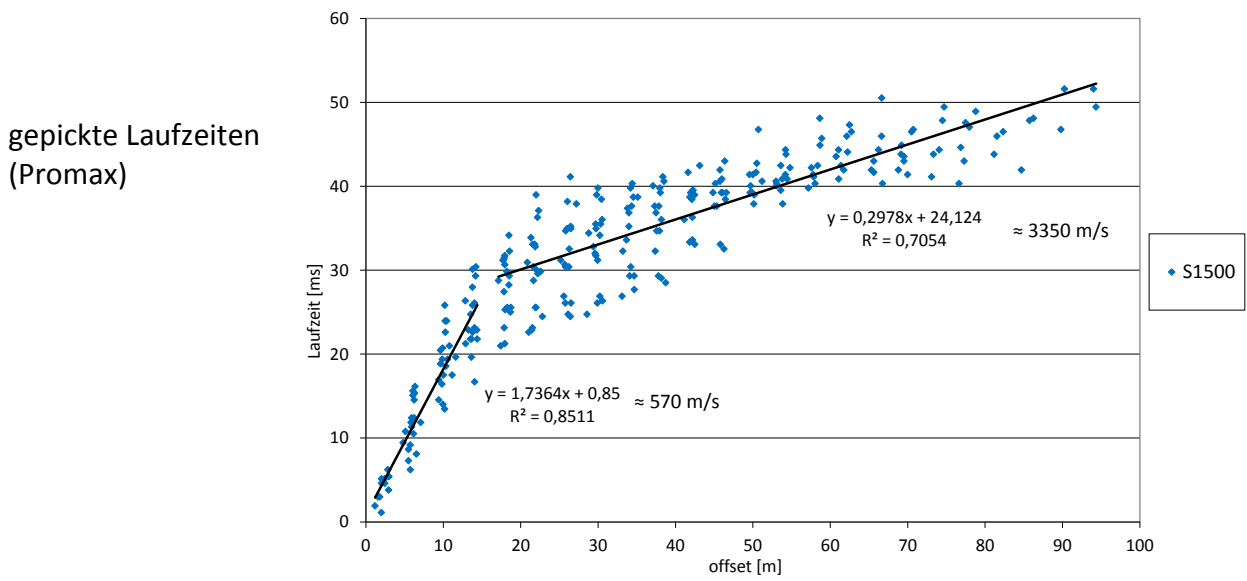
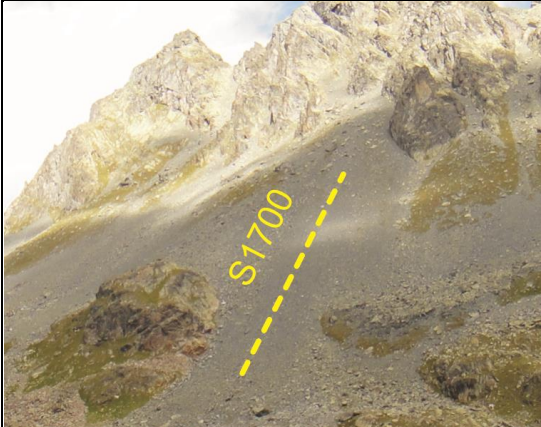


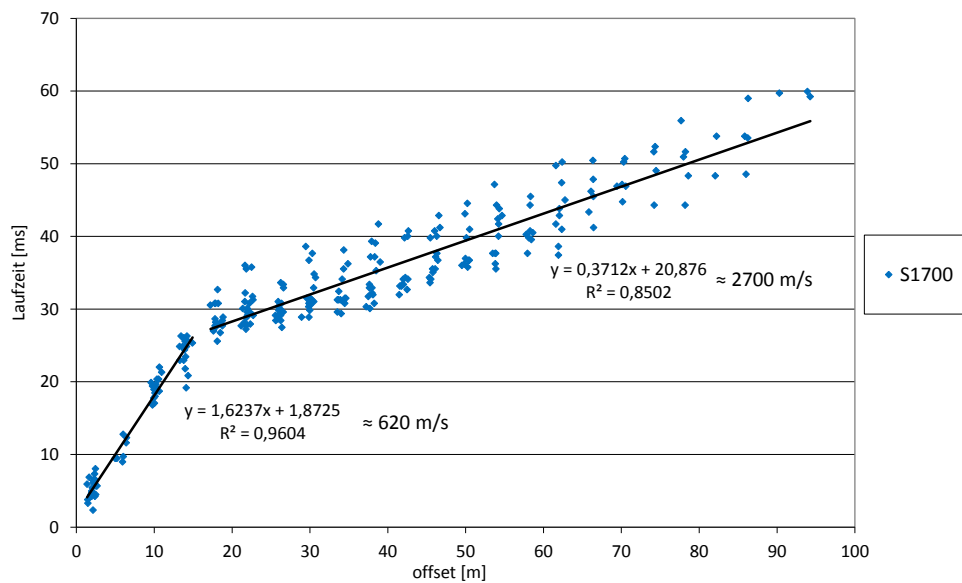
Abbildung 73: S1500; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S1700 – 1D Tomographie



Schutthalde
 Unterhalb der Krummgampenspitzen
 Seehöhe: 2720m ü. A.
 Hangrichtung: Süd

gepickte Laufzeiten
 (Promax)



1D - Inversion RMS: 2.89 ms

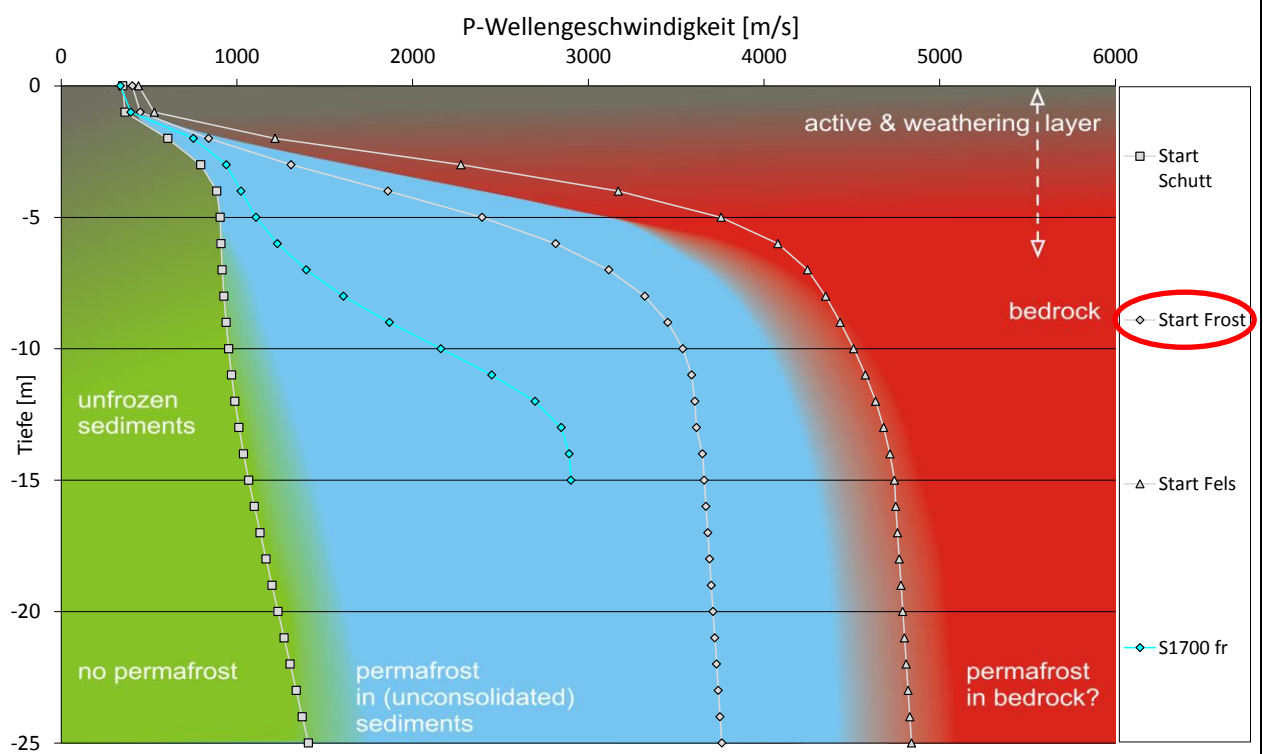


Abbildung 74: S1700; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

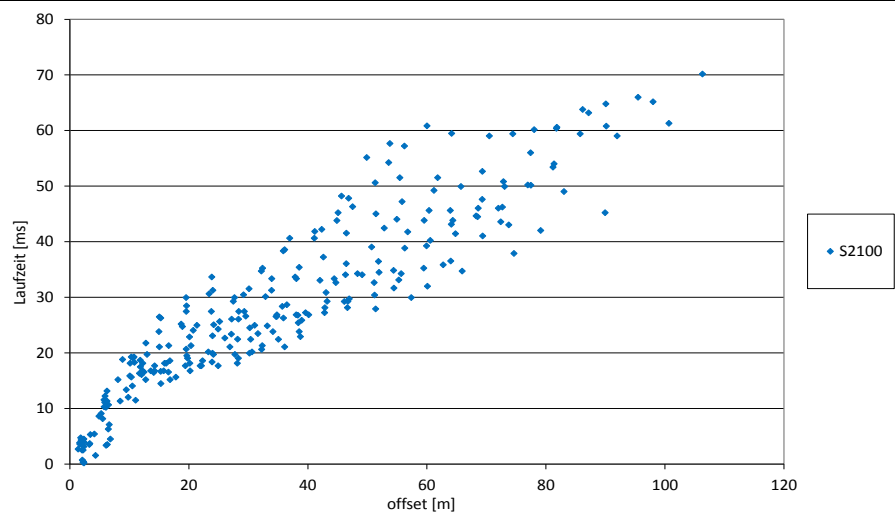
S2100 – 1D Tomographie



Schutthalde
 Unterhalb des Weißseejoches
 Seehöhe: 2575m ü. A.
 Hangrichtung: Nord

gepickte Laufzeiten
 (Promax)

streuen
 → erhöhter RMS bei
 1D Inversion



1D - Inversion RMS: 5.59 ms

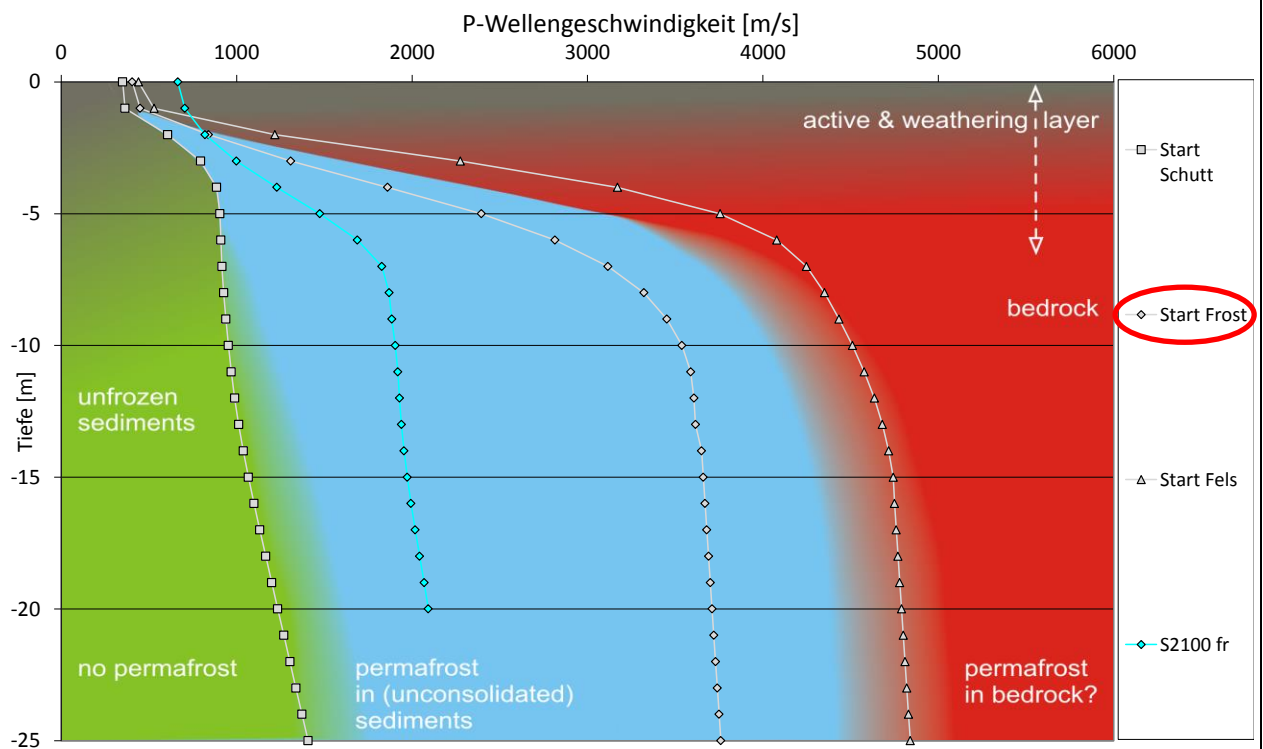


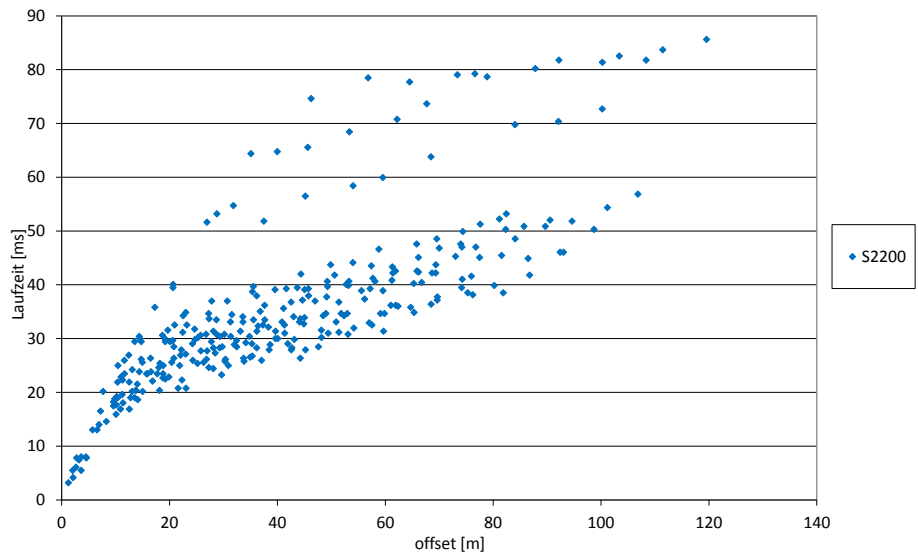
Abbildung 75: S2100; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten);
 Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S2200 – 1D Tomographie



Schutthalde
 Unterhalb der Krummgampenspitzen
 Seehöhe: 2770m ü. A.
 Hangrichtung: Süd

gepickte Laufzeiten
 (Promax)



1D - Inversion RMS: 3.38 ms

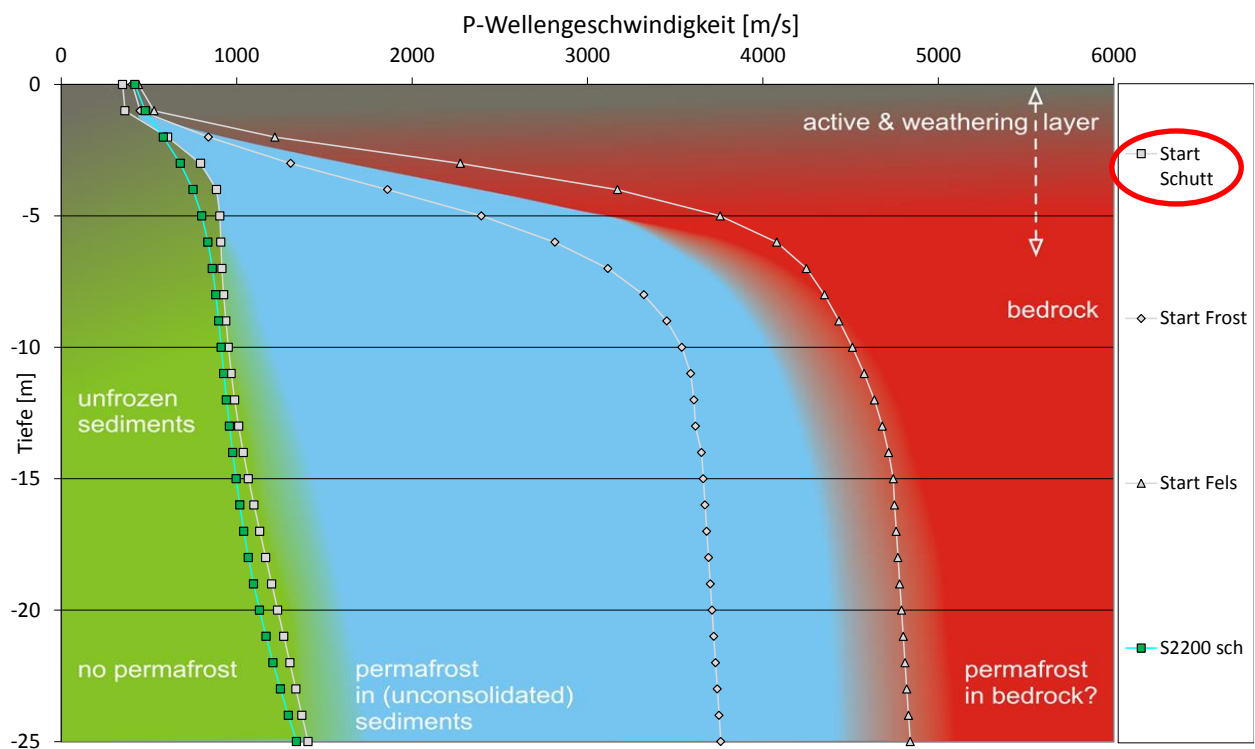
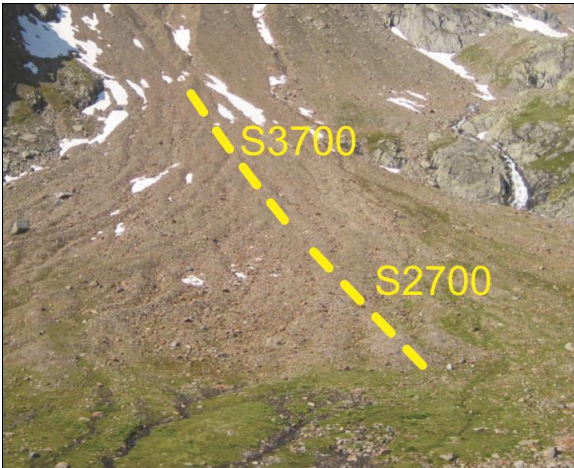


Abbildung 76: S2200; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten);
 Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S2700 – 1D Tomographie



Schutthalde
 Östlich des Sees,
 Unteres Profilende: am Talboden beim Bach
 Seehöhe: 2550m ü. A.
 Hangrichtung: Nord-Nordost

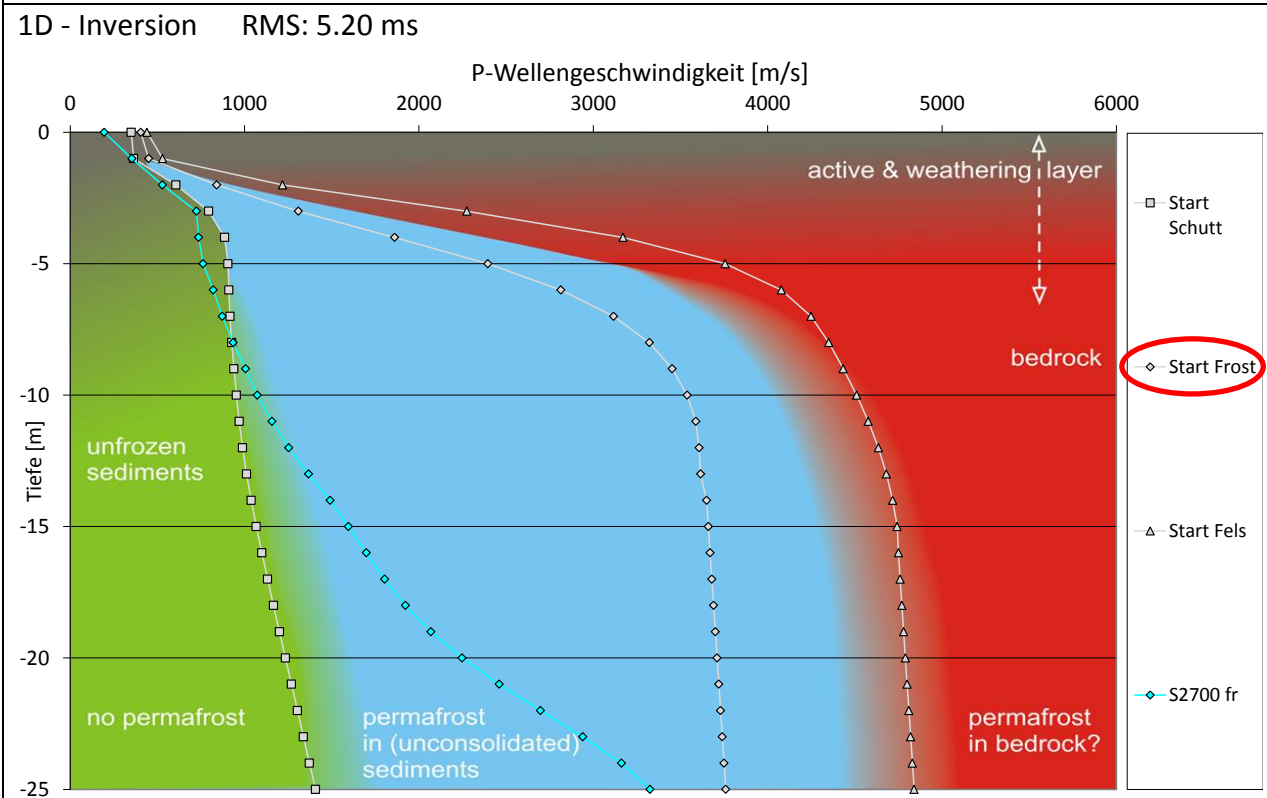
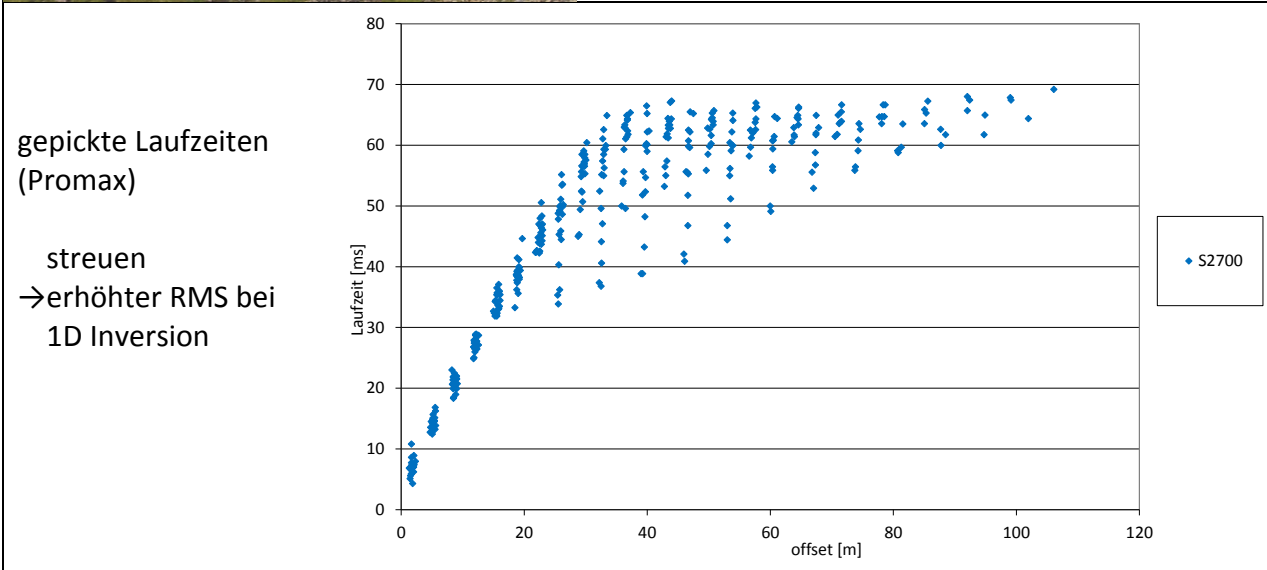


Abbildung 77: S2700; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S2800 – 1D Tomographie



Schutthalde
 Unterhalb des Weißseejoches
 Seehöhe: 2535m ü. A.
 Hangrichtung: Nord

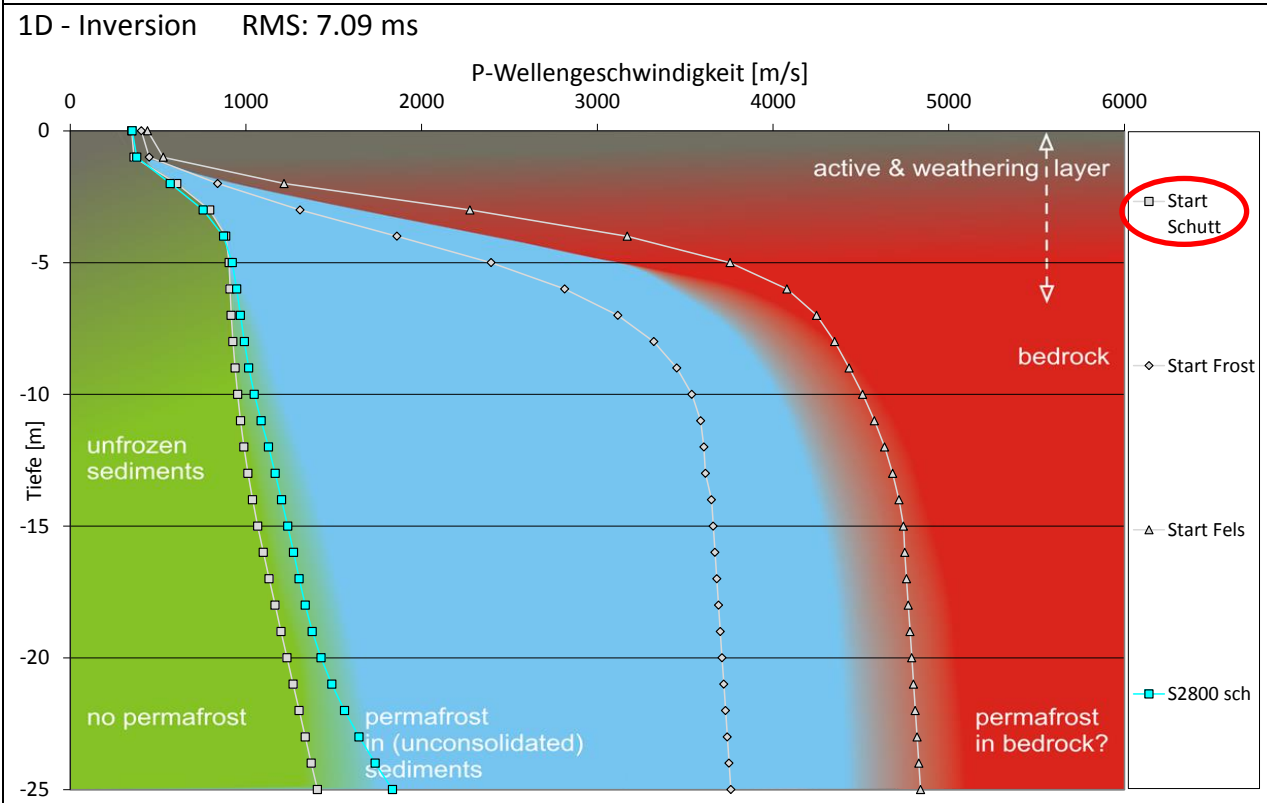
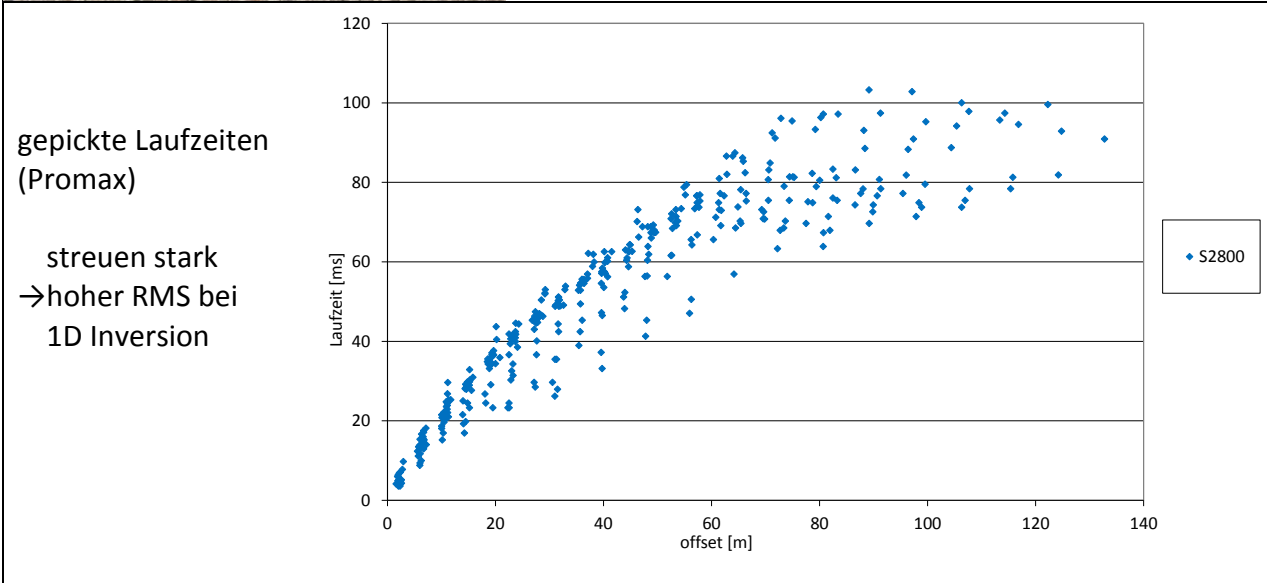
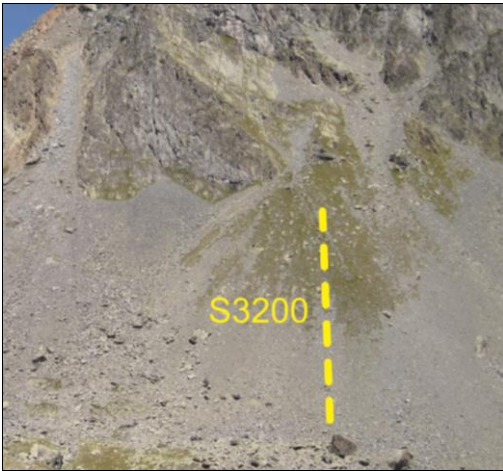


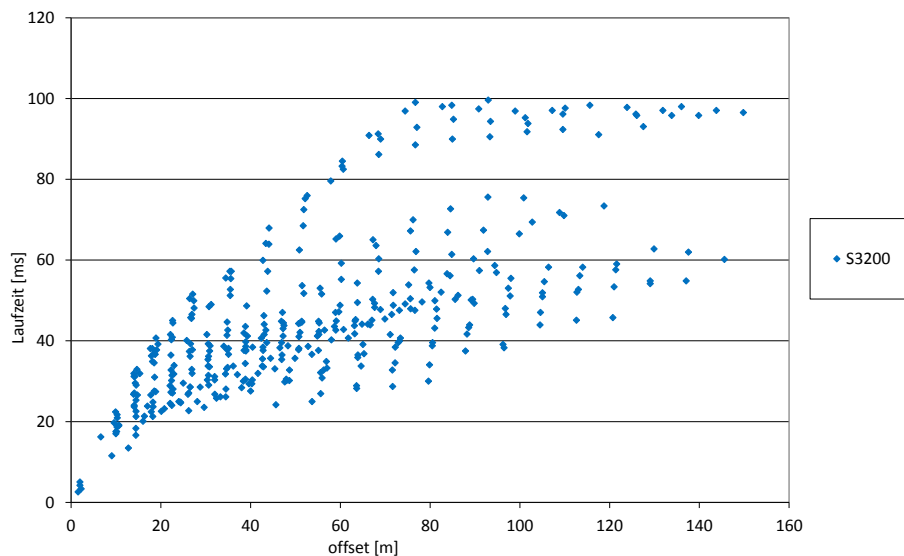
Abbildung 78: S2800; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S3200 – 1D Tomographie



Schutthalde
 Unterhalb der Krummgampenspitzen
 Seehöhe: 2750m ü. A.
 Hangrichtung: Süd

gepickte Laufzeiten
 (Promax)
 streuen stark
 → hoher RMS bei
 1D Inversion



1D - Inversion RMS: 14.02 ms

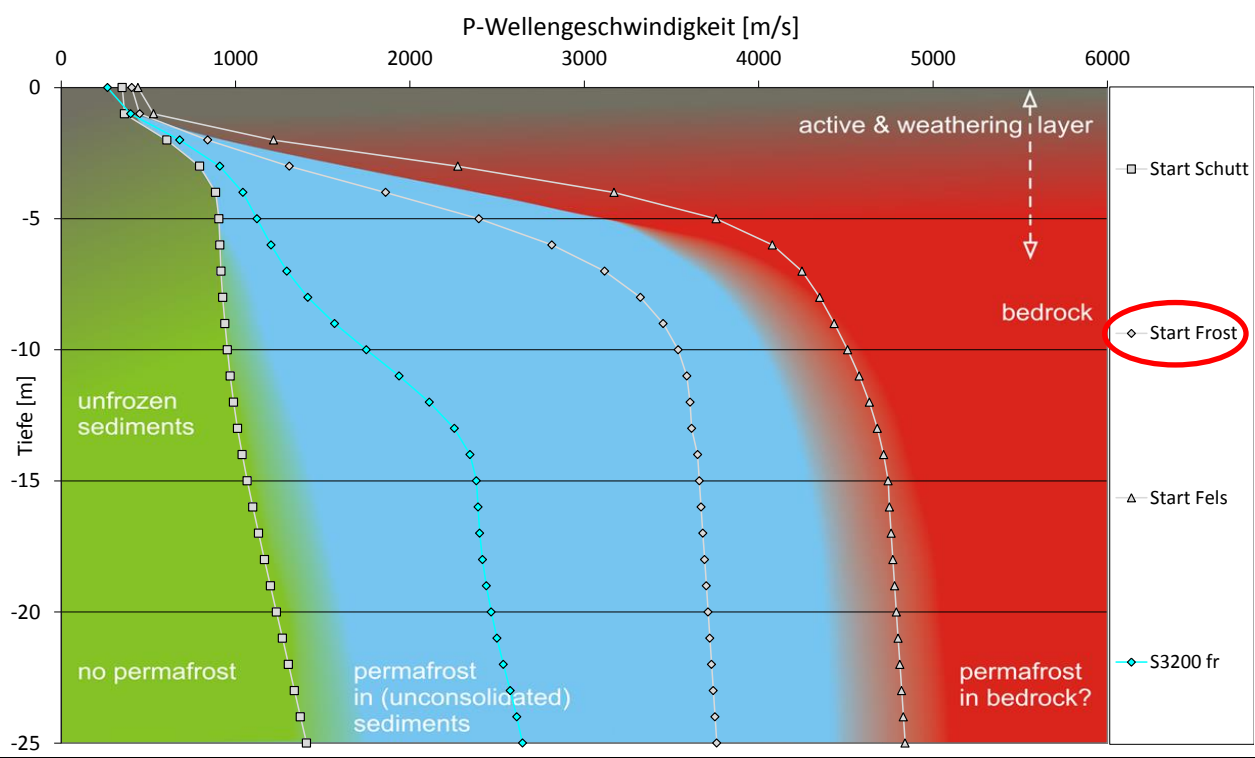
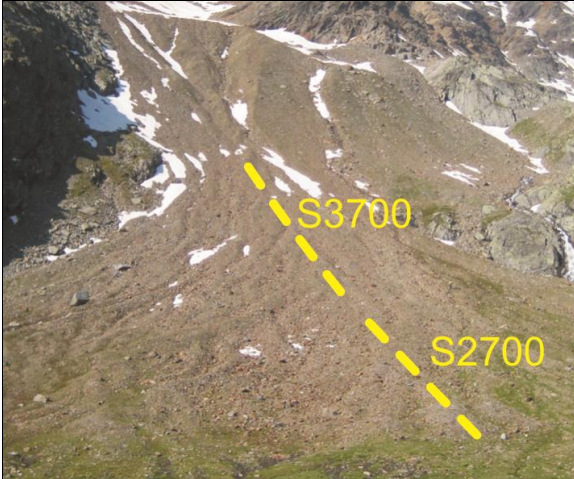


Abbildung 79: S3200; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S3700 – 1D Tomographie



Schutthalde
 Östlich des Sees, oberhalb des Profils S2700
 Seehöhe: 2550m ü. A.
 Hangrichtung: Nord-Nordost

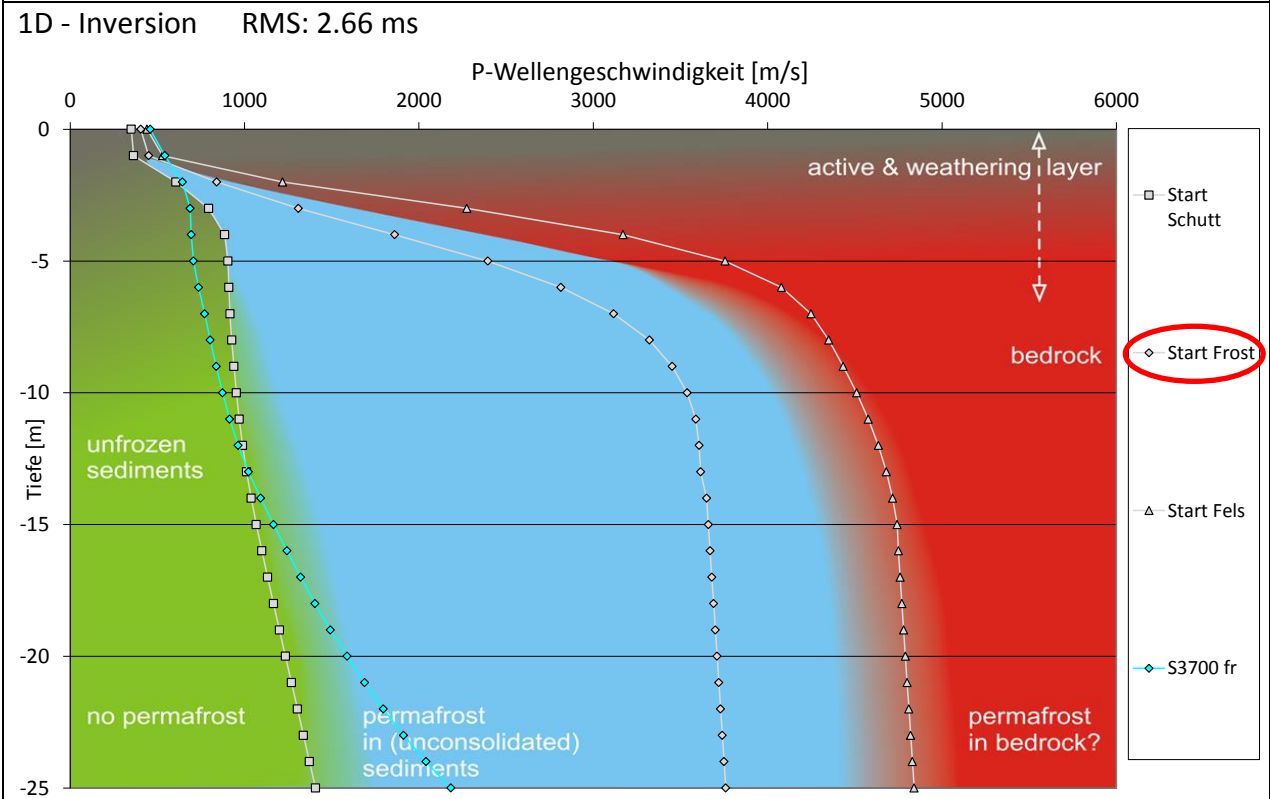
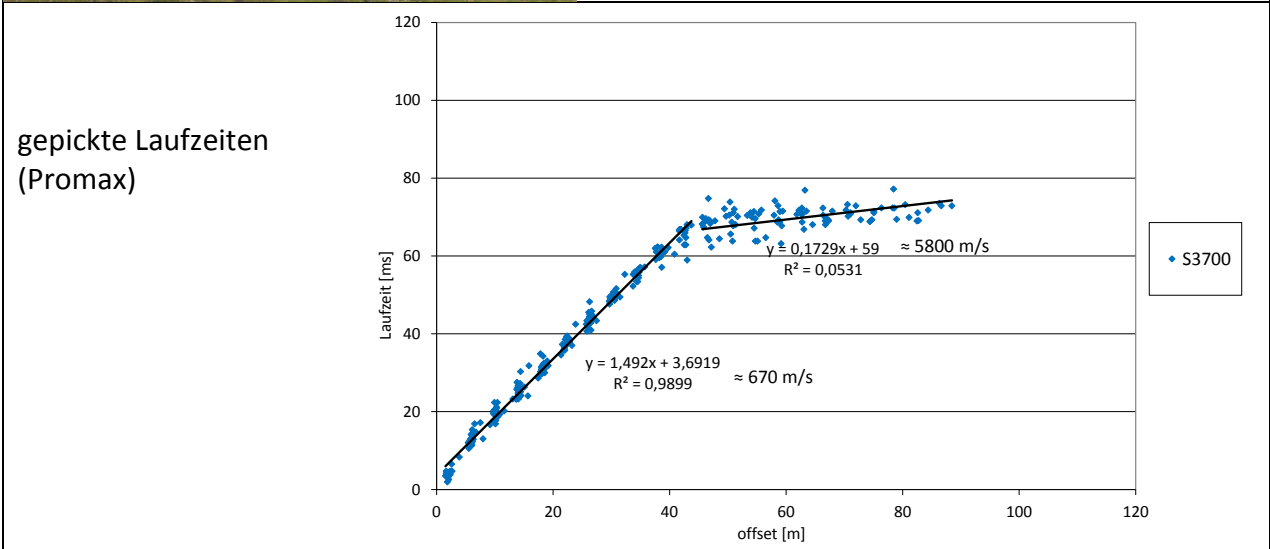


Abbildung 80: S3700; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S3800 – 1D Tomographie



Schutthalde
 Nördlich des Verborgenen Sees, und die
 Verlängerung des Profils S3900
 Seehöhe: 2670m ü. A.
 Hangrichtung: Nord

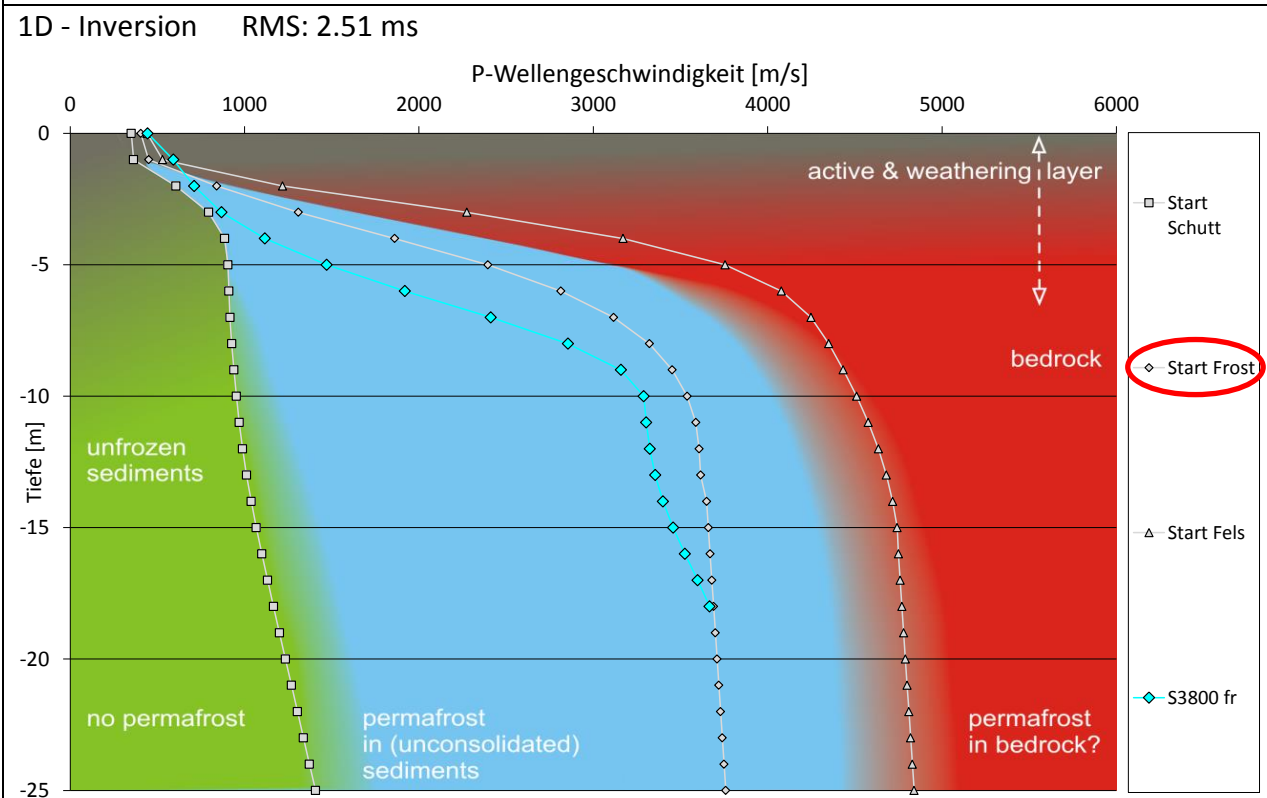
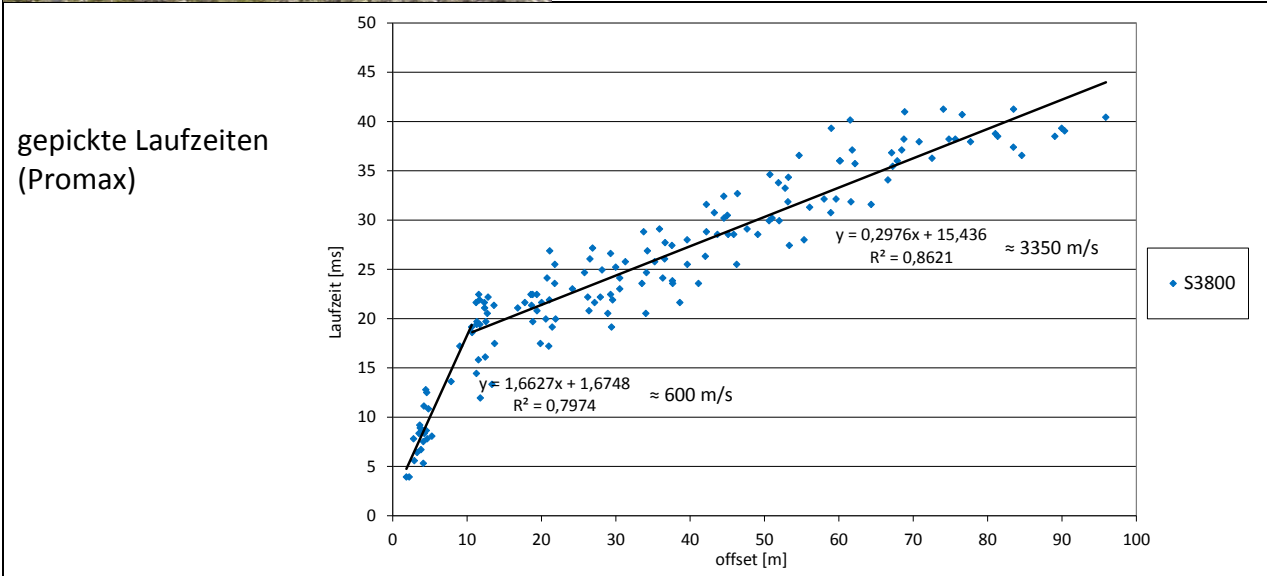


Abbildung 81: S3800; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten);
 Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

9.3 Anhang: 1D Tomographien – Moränen

S1800 – 1D Tomographie

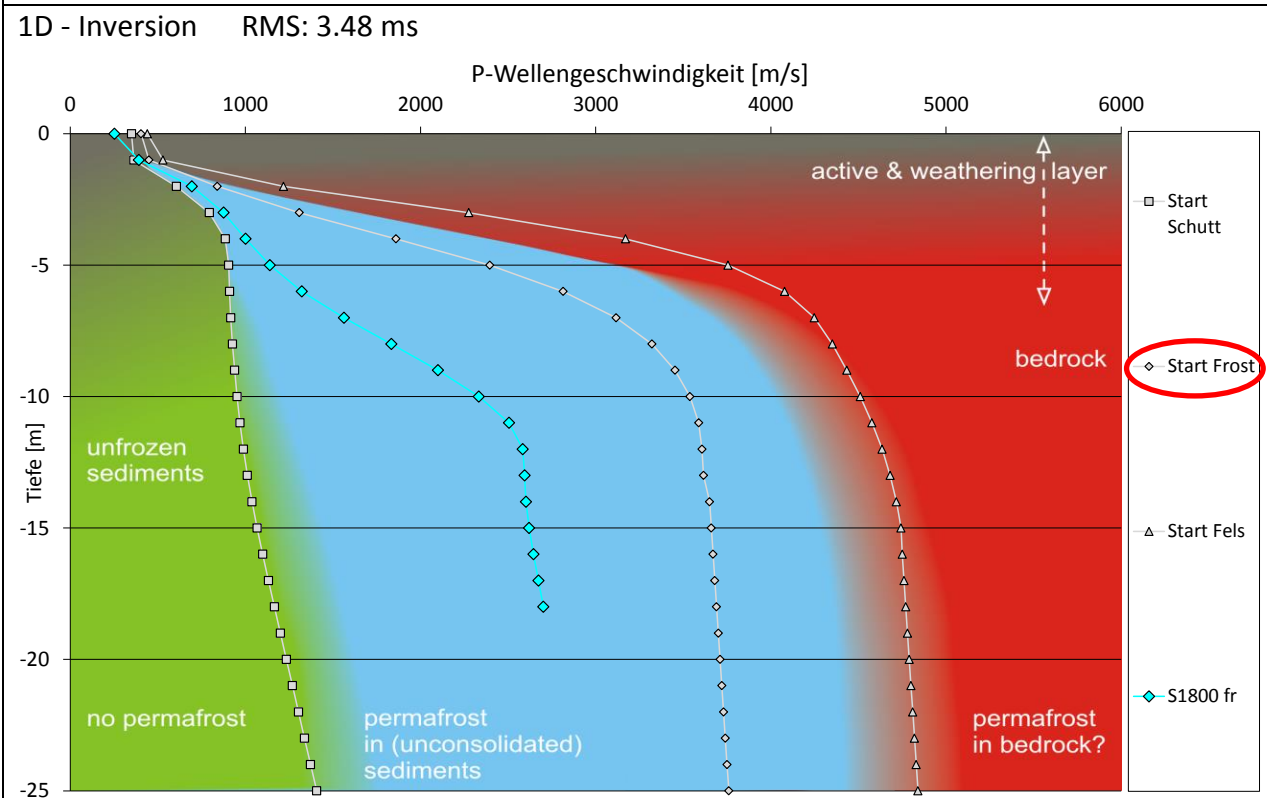
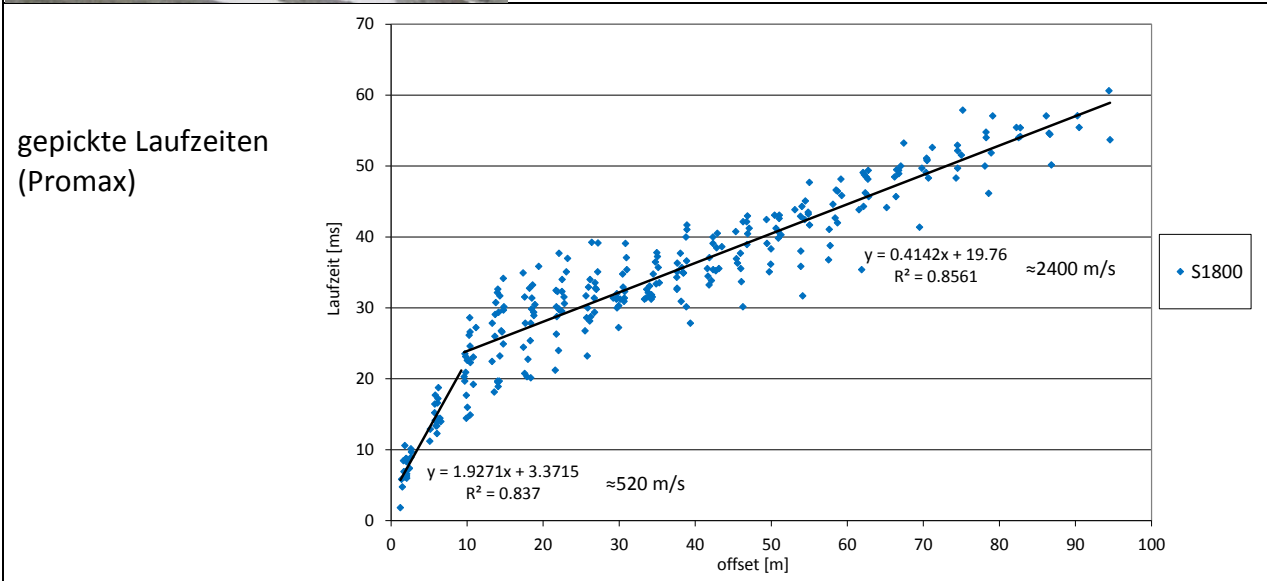
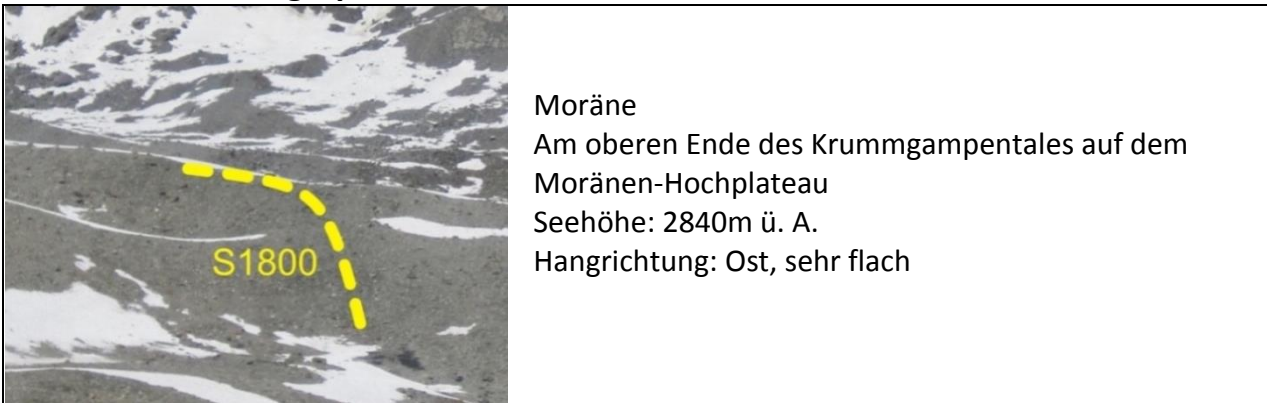


Abbildung 82: S1800; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S1900 – 1D Tomographie



Moräne
 Am oberen (westl.) Ende des Krummgampentales auf dem Moränen-Hochplateau
 Seehöhe: 2885m ü. A.
 Hangrichtung: Ost-West, sehr flach

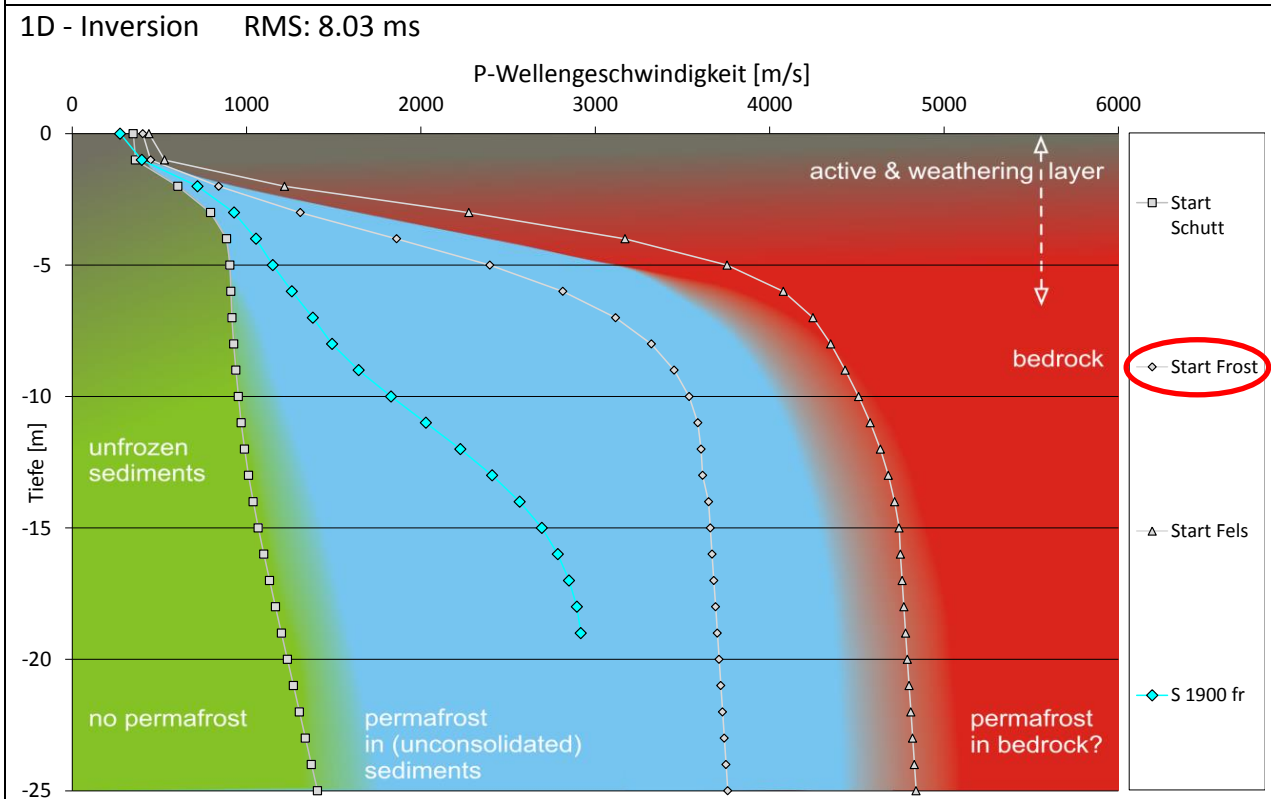
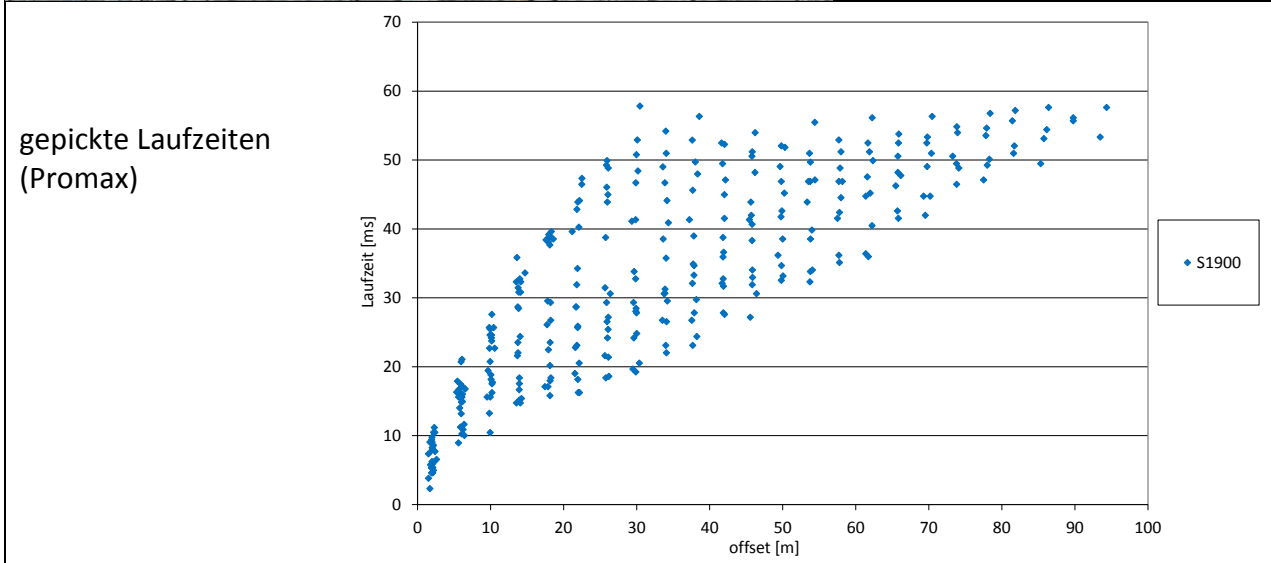


Abbildung 83: S1900; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S2400 – 1D Tomographie



Moräne
 Am oberen (westl.) Ende des
 Krummgampntales auf dem Moränen-
 Hochplateau
 Seehöhe: 2890m ü. A.
 Hangrichtung: Nordost, sehr flach

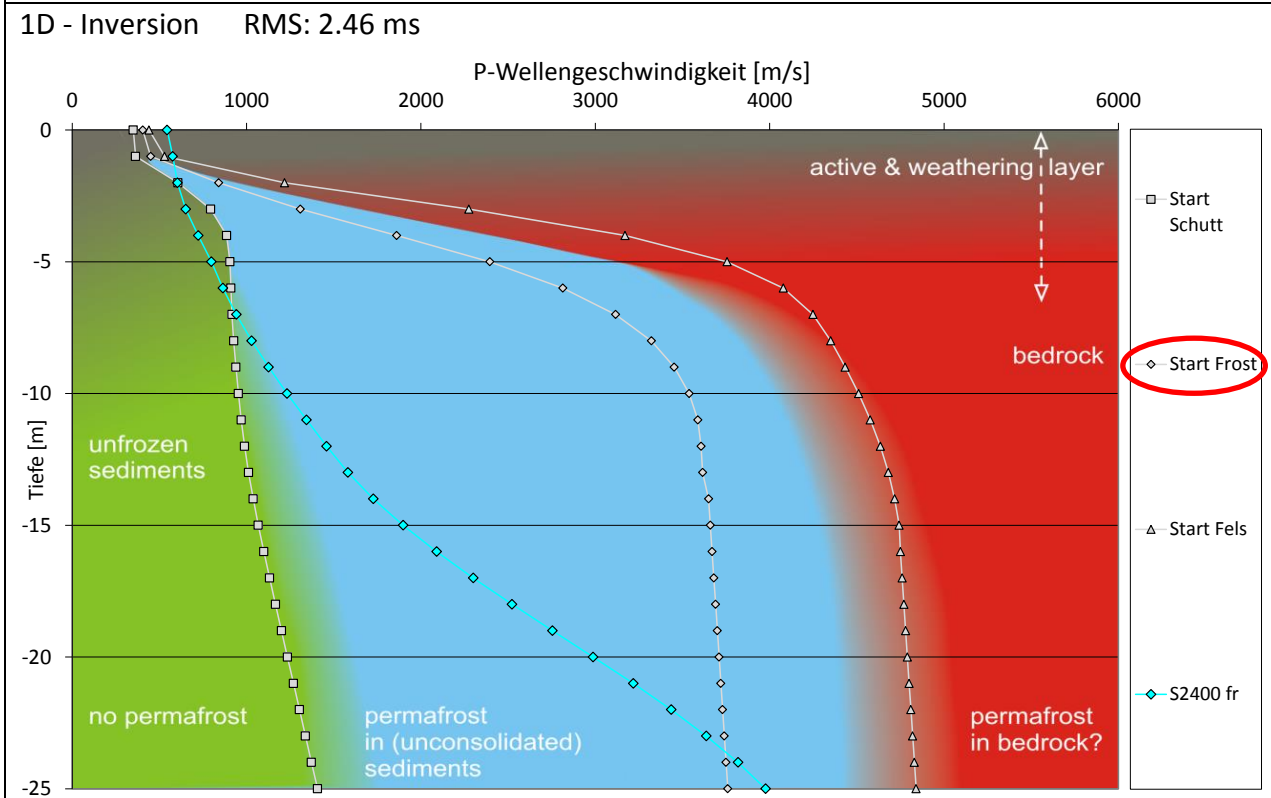
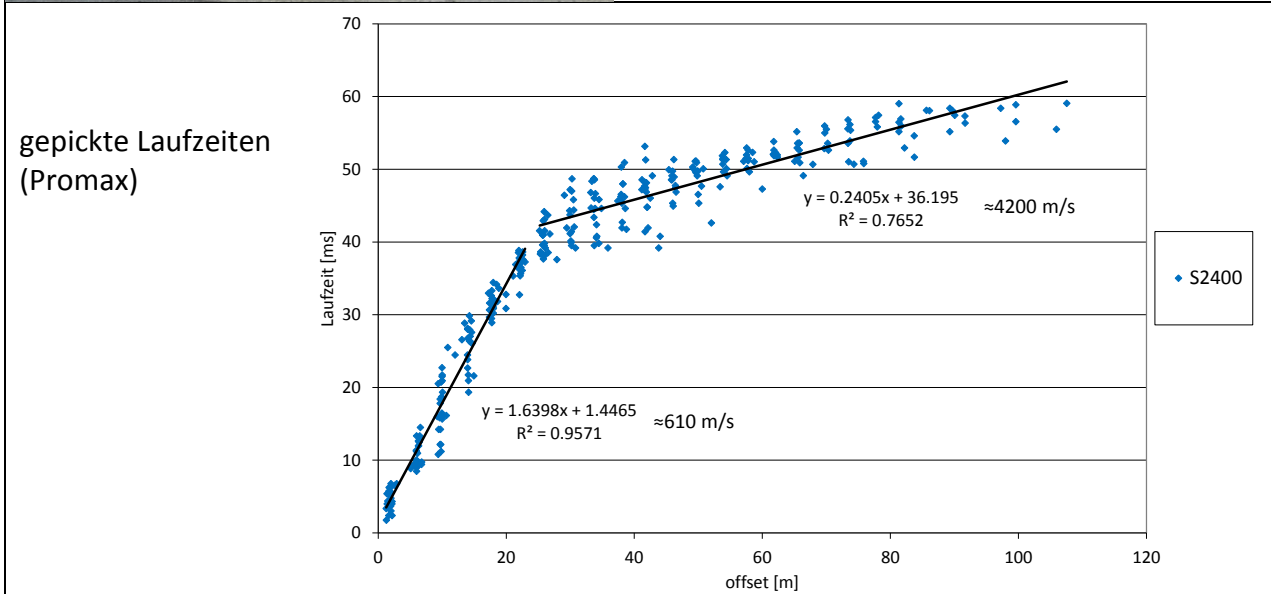
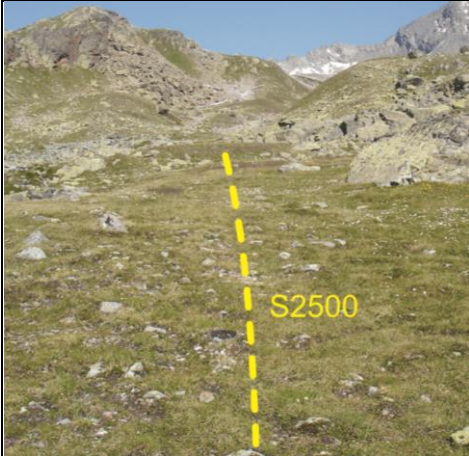


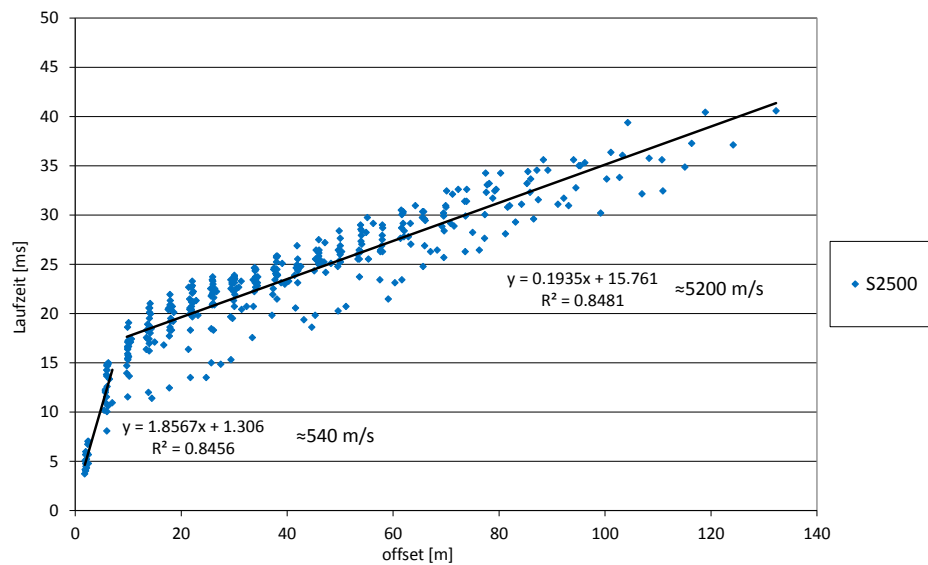
Abbildung 84: S2400; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S2500 – 1D Tomographie



Alte Moräne mit Grasnarbe
 In der Mitte des Krummgampentales, am Fuße der
 Schutthalden, unterhalb der Krummgampenspitzen
 Seehöhe: 2635m ü. A.
 Hangrichtung: Ost, sehr flach

gepickte Laufzeiten
 (Promax)



1D - Inversion RMS: 2.08 ms

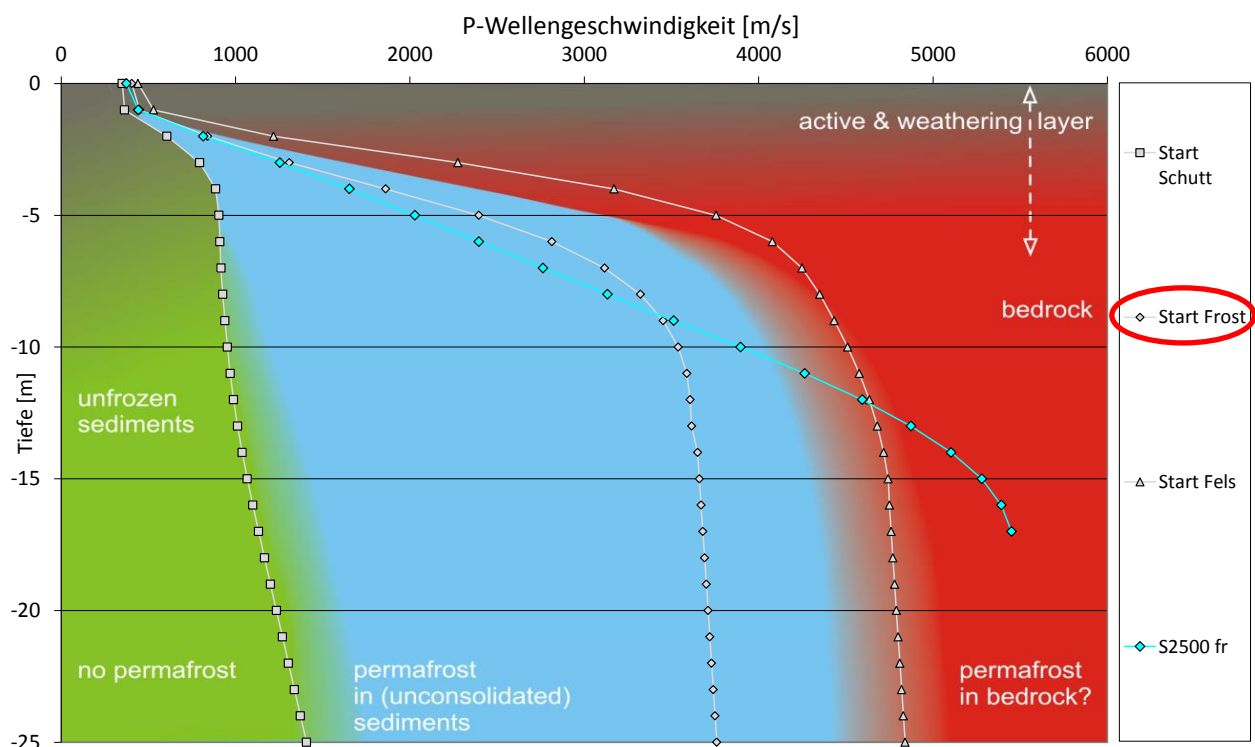


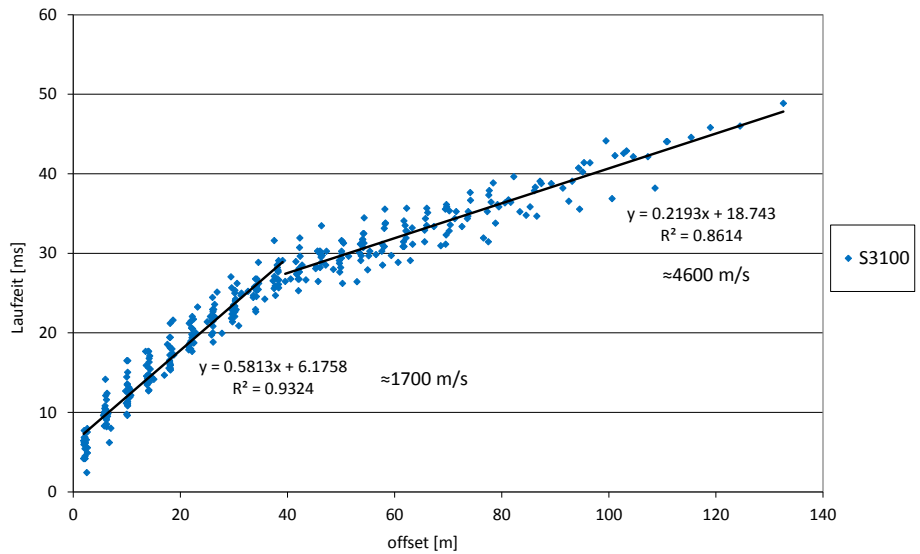
Abbildung 85: S2500; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten);
 Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S3100 – 1D Tomographie



Alte Moräne
 In der Mitte des Krummgampentales, am
 Talboden, südlich der
 Krummgampenspitzen
 Seehöhe: 2860m ü. A.
 Hangrichtung: Ost, flach

gepickte Laufzeiten
 (Promax)



1D - Inversion RMS: 1.71 ms

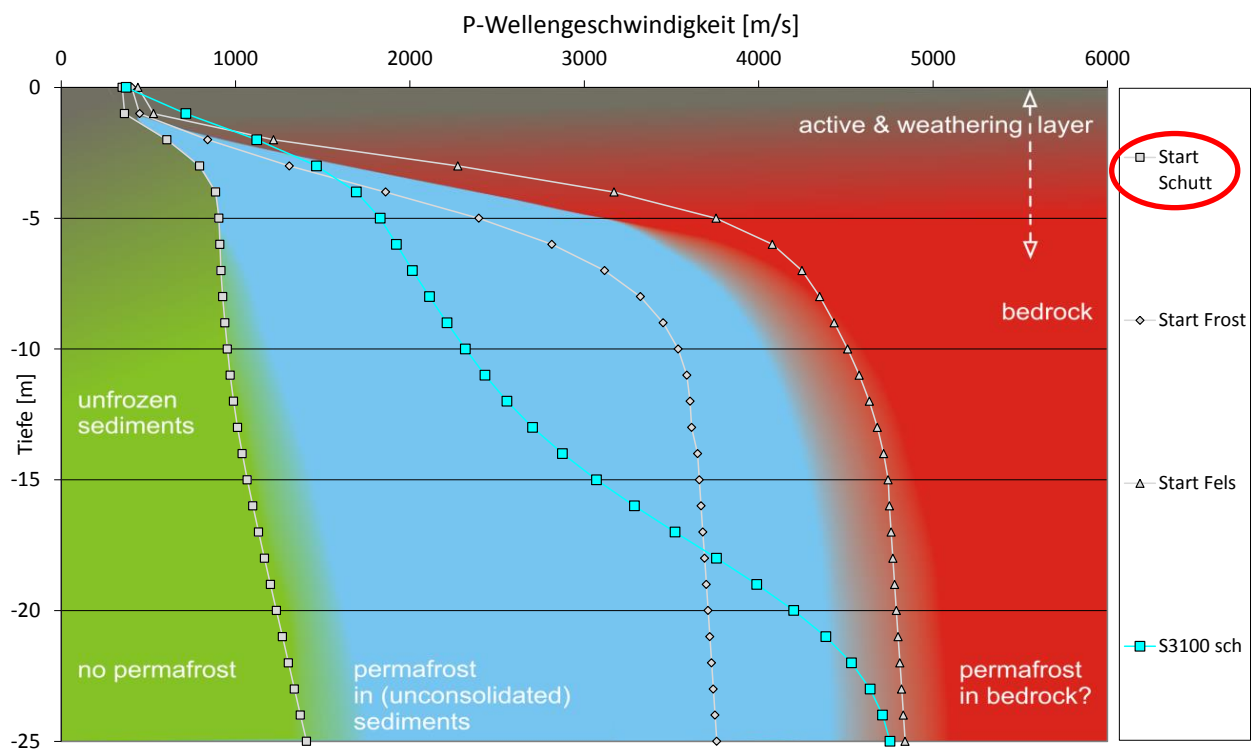


Abbildung 86: S3100; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten);
 Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S3300 – 1D Tomographie



Referenzprofil für SCHUTT
 Seitenmoräne aus LIA
 entlang des Weißsees
 Seehöhe: 2470m - 2505m ü A.
 Hangrichtung: Nord-Nordwest

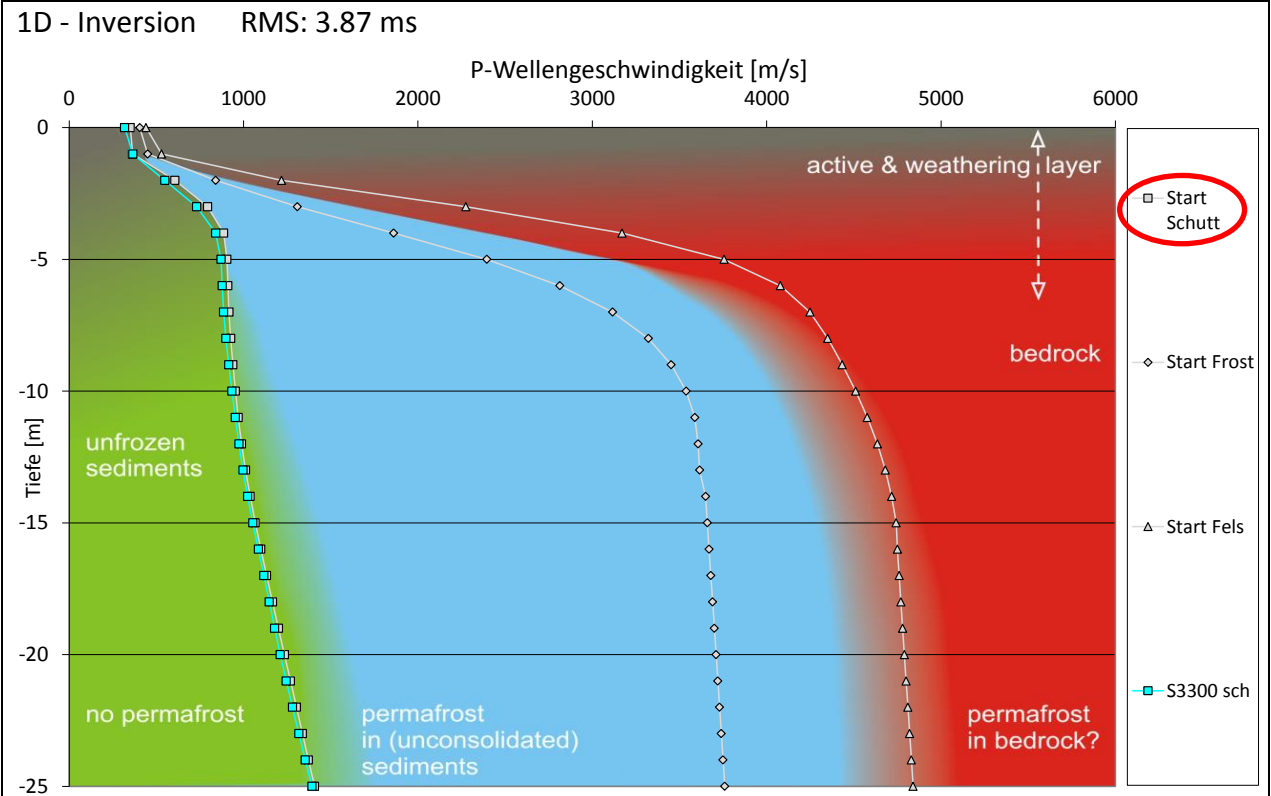
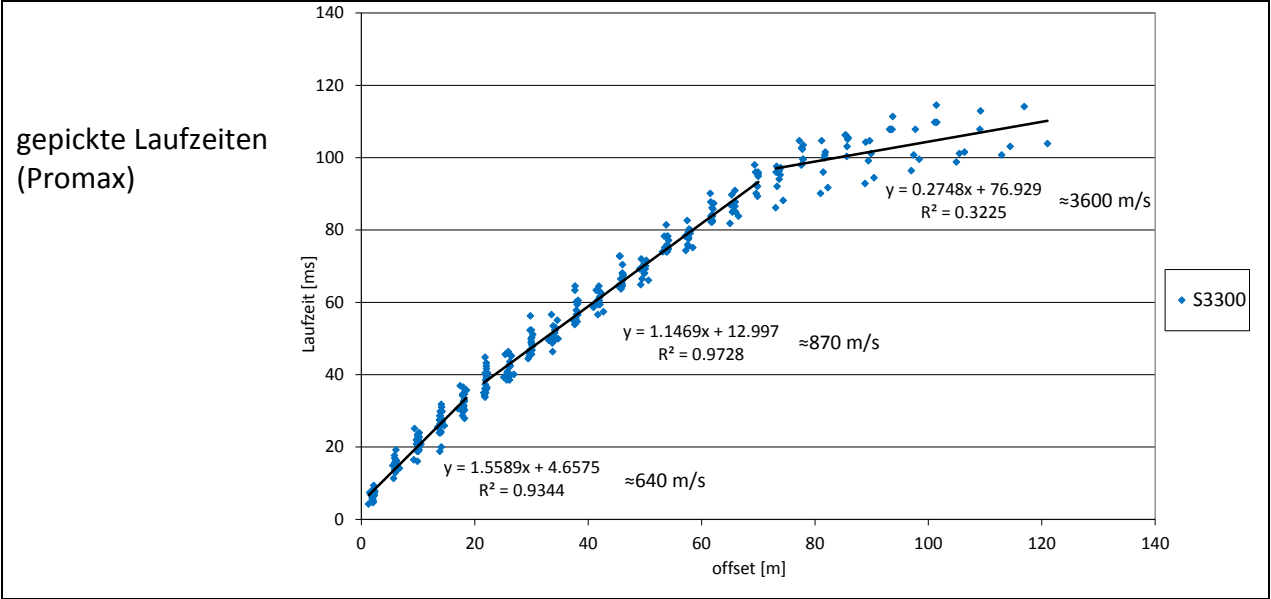


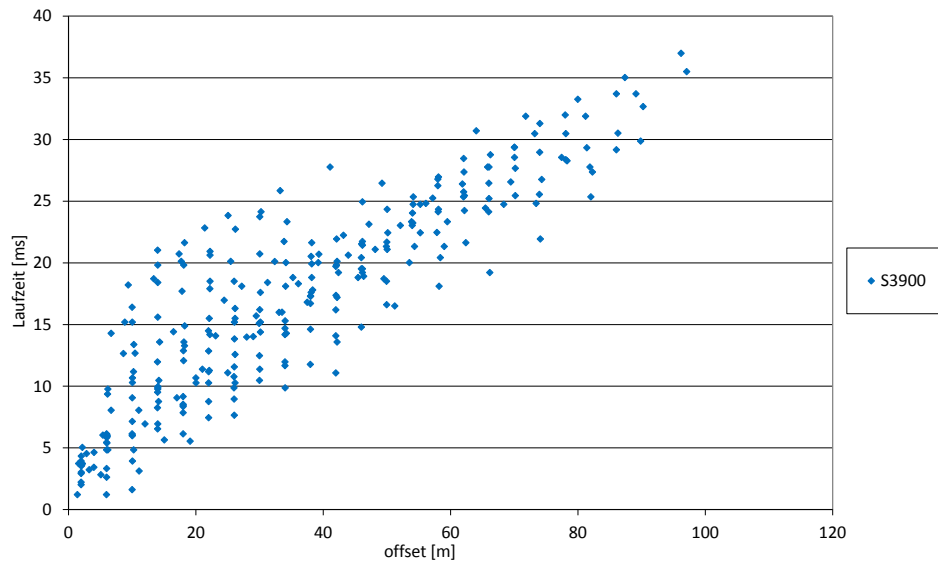
Abbildung 87: S3300; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S3900 – 1D Tomographie



Moräne
 Profil quer über den Talboden,
 Nördlich des Verborgenen Sees,
 Verlängerung von S3800
 Seehöhe: 2655m ü A.
 Hangrichtung: Nord

gepickte Laufzeiten
 (Promax)
 streuen



1D - Inversion RMS: 3.63 ms

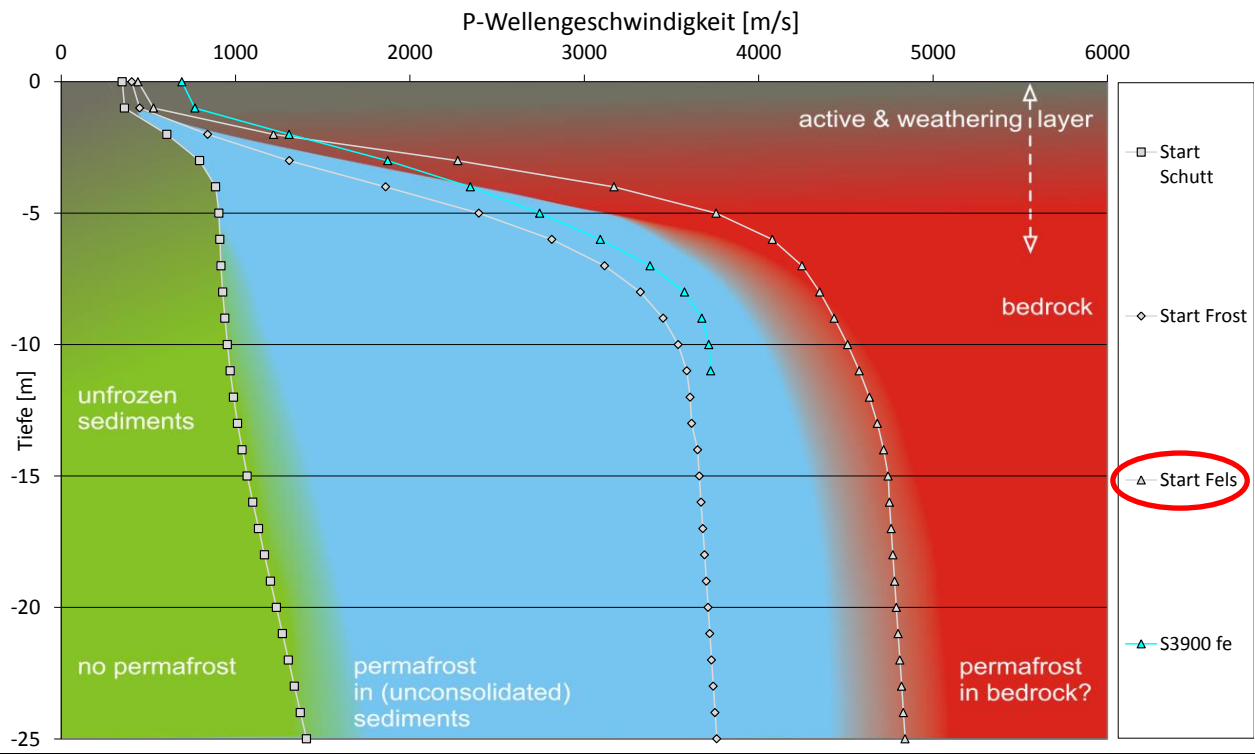


Abbildung 88: S3900; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

9.4 Anhang: 1D Tomographien – Felsprofile

S400 – 1D Tomographie

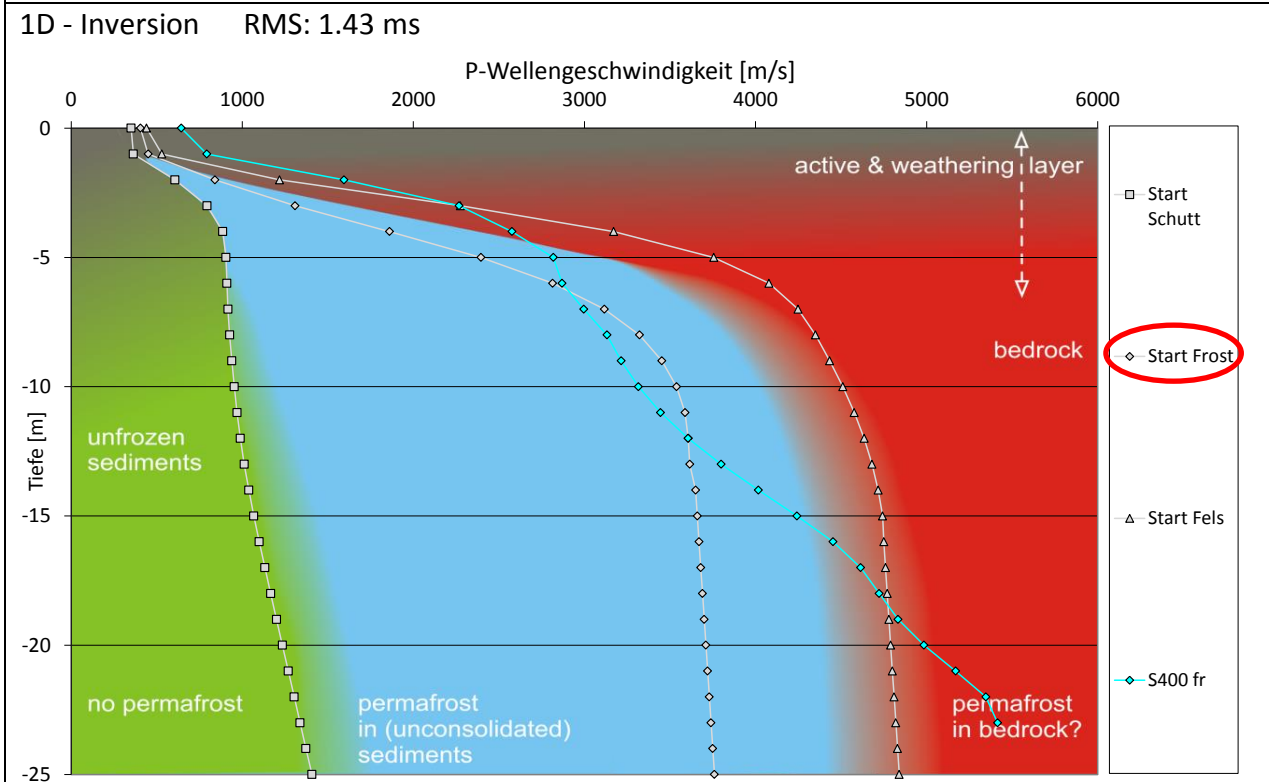
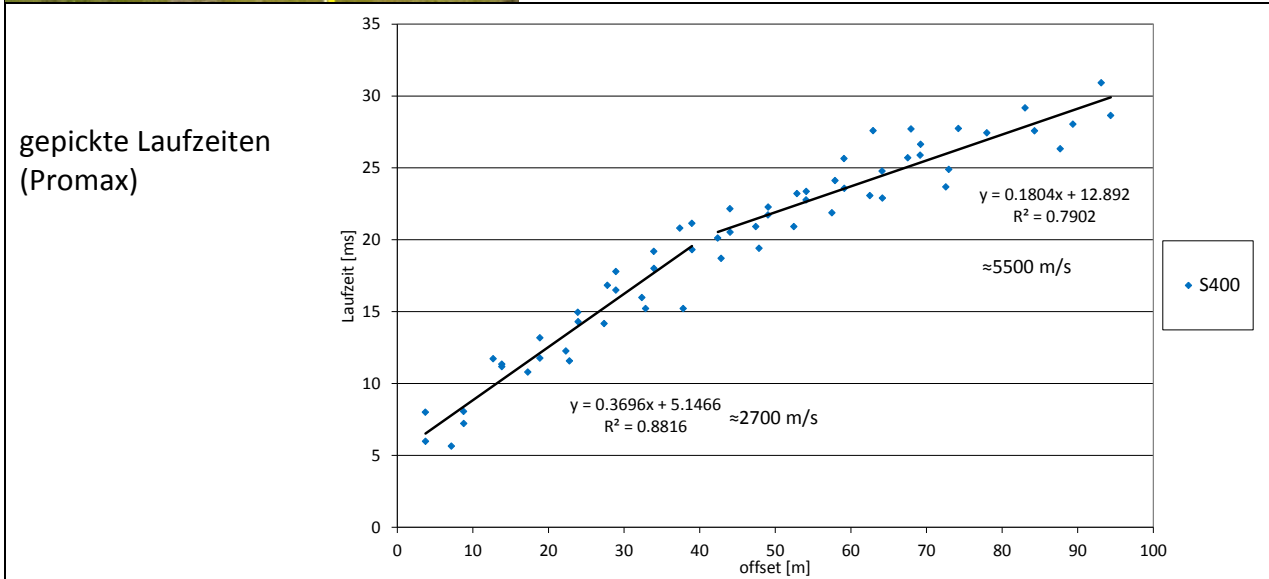
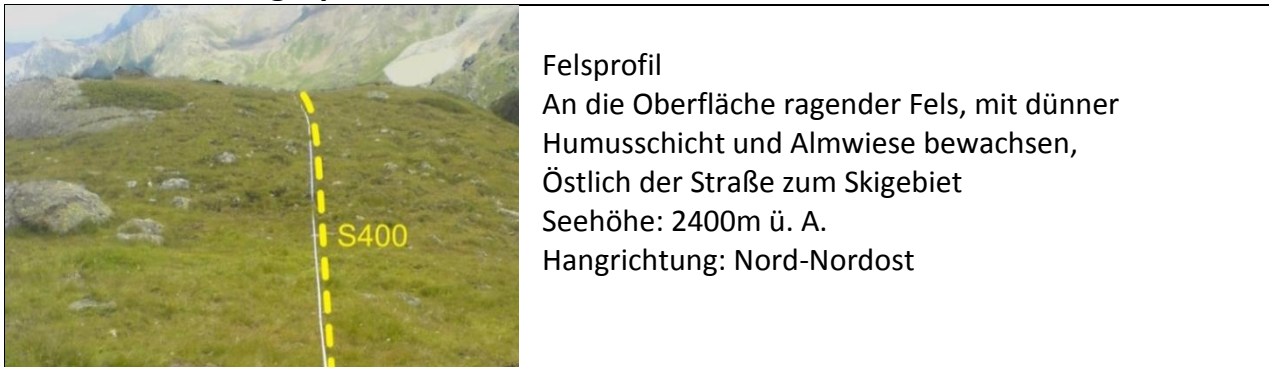


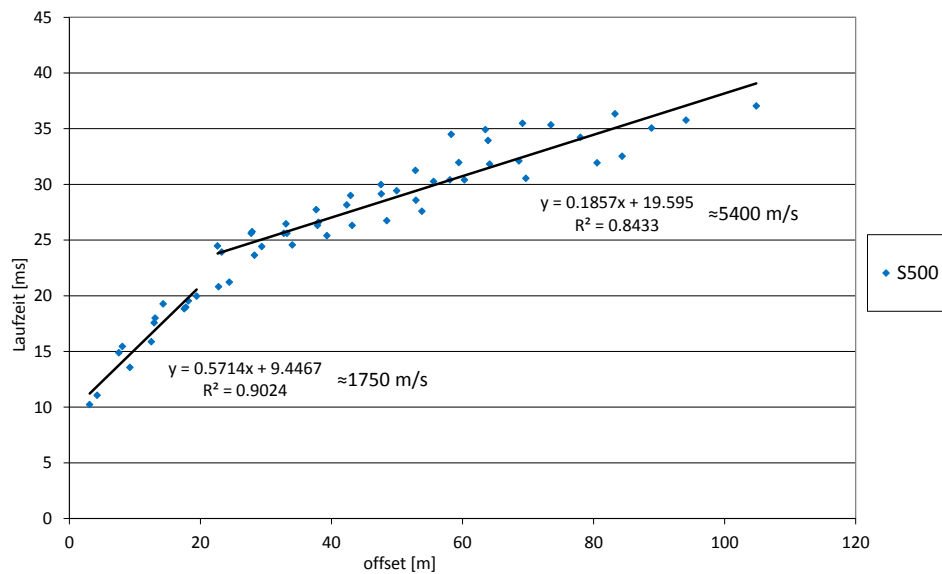
Abbildung 89: S400; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S500 – 1D Tomographie



Felsprofil
 An die Oberfläche ragender Fels
 Nördlich des „Verborgenen Sees“
 Seehöhe: 2680m ü. A.
 Hangrichtung: Ost-West

gepickte Laufzeiten
 (Promax)



1D - Inversion RMS: 1.52 ms

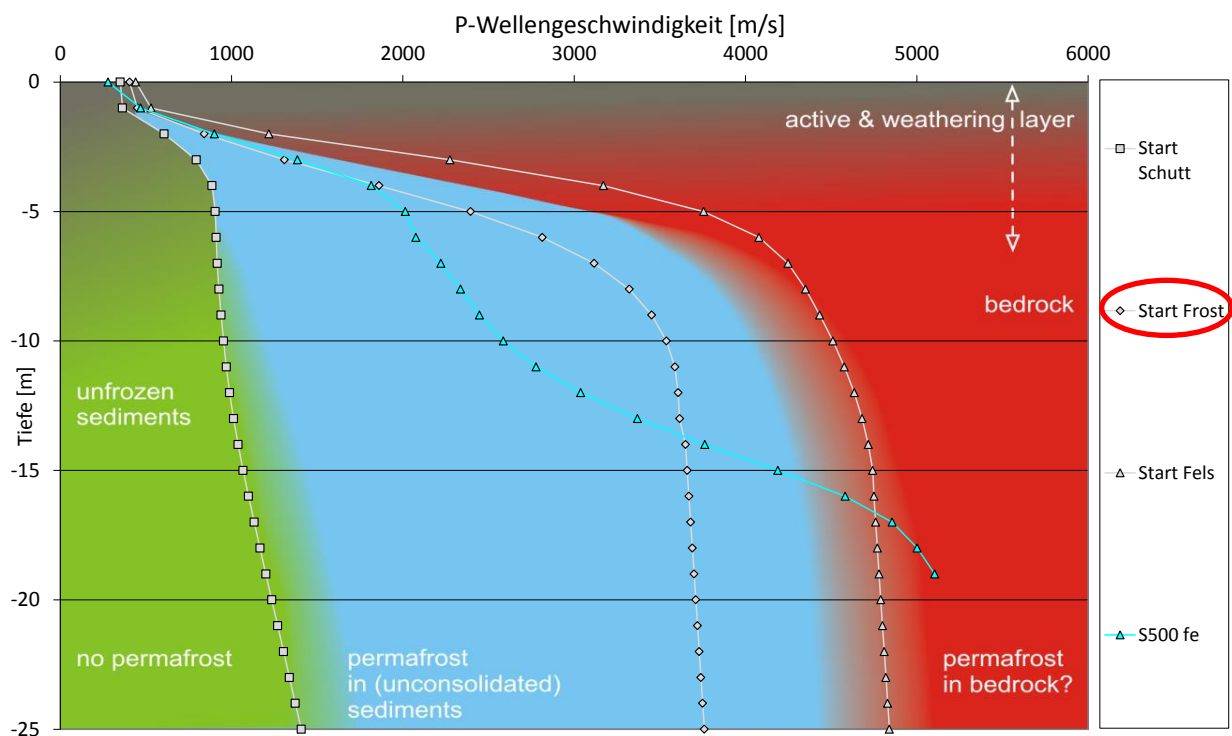


Abbildung 90: S500; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

S1600 – 1D Tomographie



Felsprofil
 An die Oberfläche ragender Fels
 nördlich des Krummgampentales,
 Im Riffeltal, südlich des Ochsenkopfes
 Seehöhe: 2540m ü. A.
 Hangrichtung: Südosten

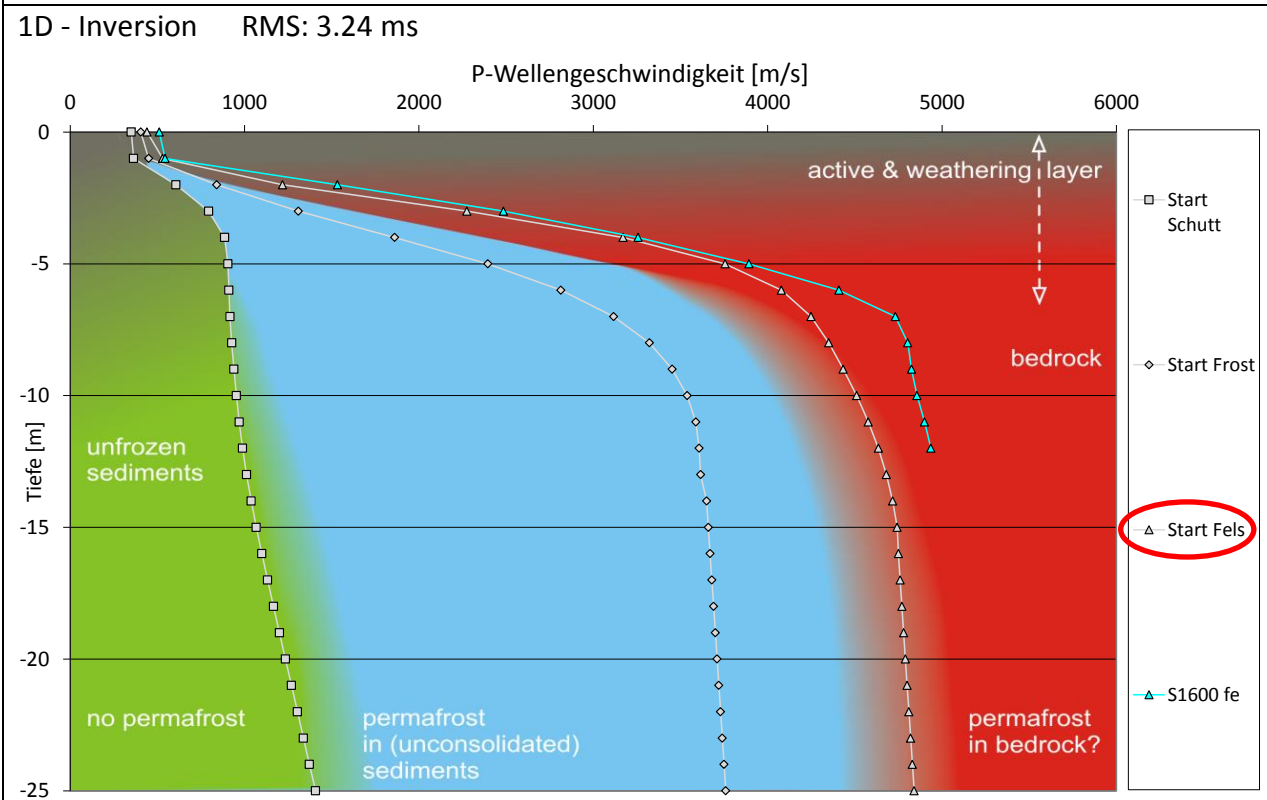
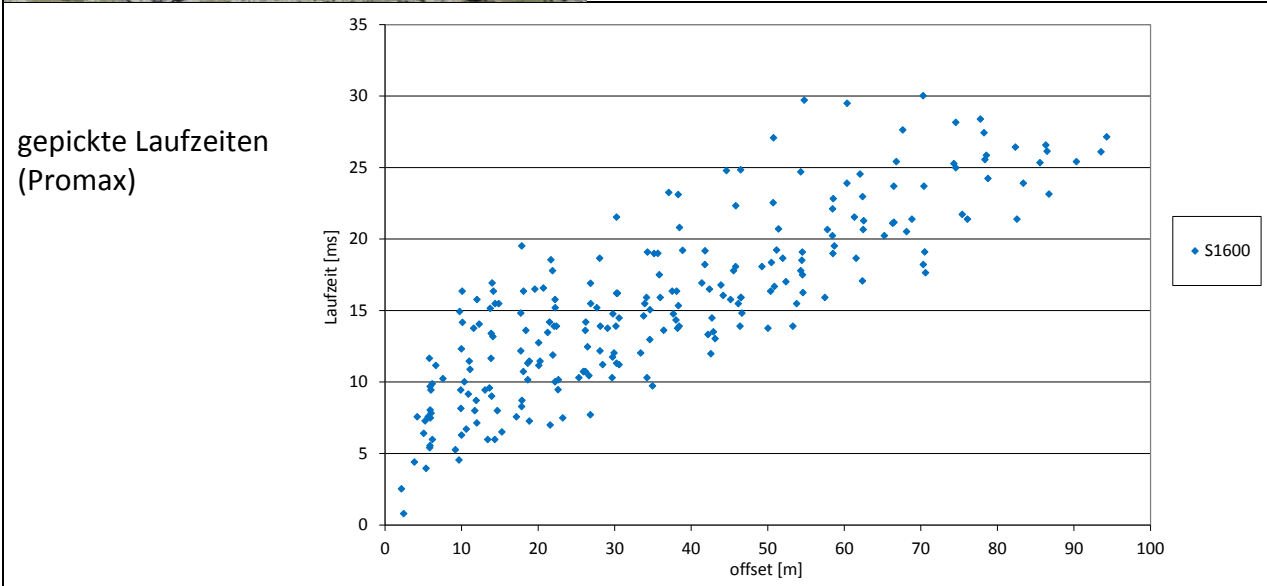
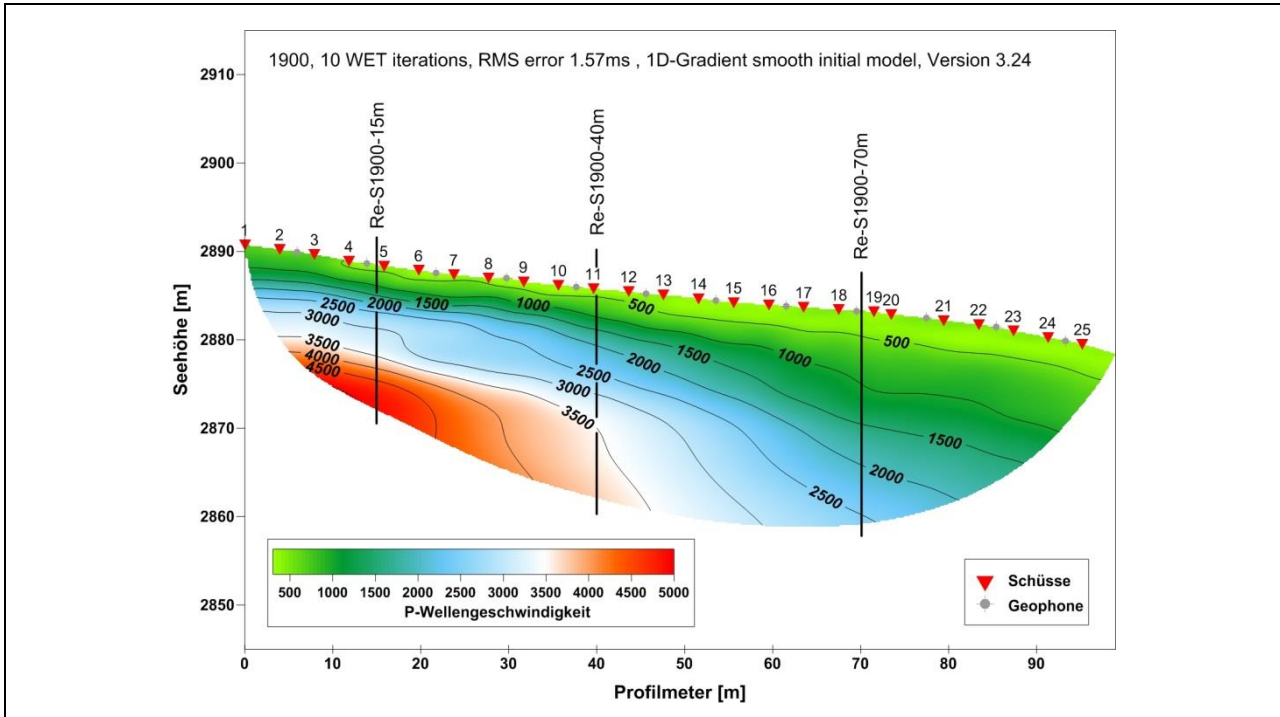


Abbildung 91: S1600; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert

9.5 Anhang: 2D Tomographien

In diesem Abschnitt der Arbeit, werden die 2D-refraktionstomographischen Auswertungen und die zugehörigen 1D- Klassifizierungsgrafiken dargestellt. Um die vorhandenen Geschwindigkeiten besser interpretieren zu können, werden aus den folgenden 2D-Ergebnissen durchschnittlich zwei bis drei Schnitte, die das jeweilige Profil bestmöglich repräsentieren, herausgegriffen und im 1D-Geschwindigkeits- Tiefendiagramm dargestellt.

S1900 – Moräne – 2D Refraktionstomographie



In folgender Grafik werden die Schnitte der 2D-Refraktionstomographie im 1D-Plott der Geschwindigkeits- Tiefenklassifizierung dargestellt.

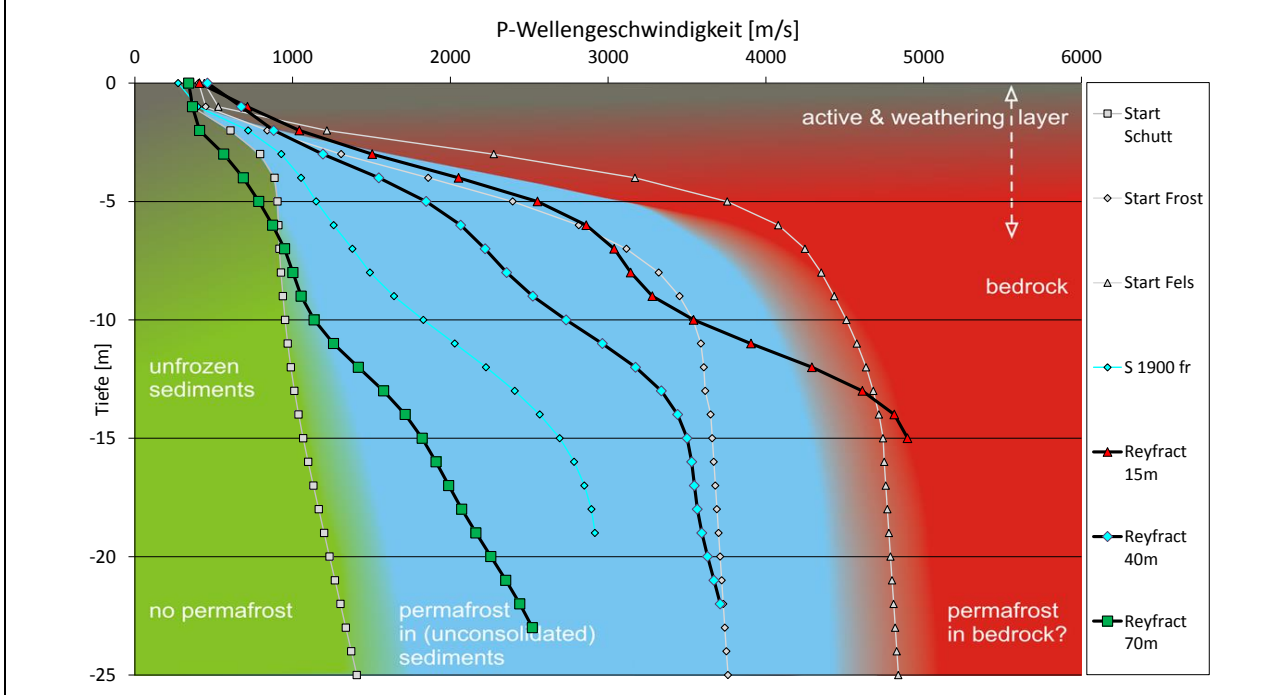
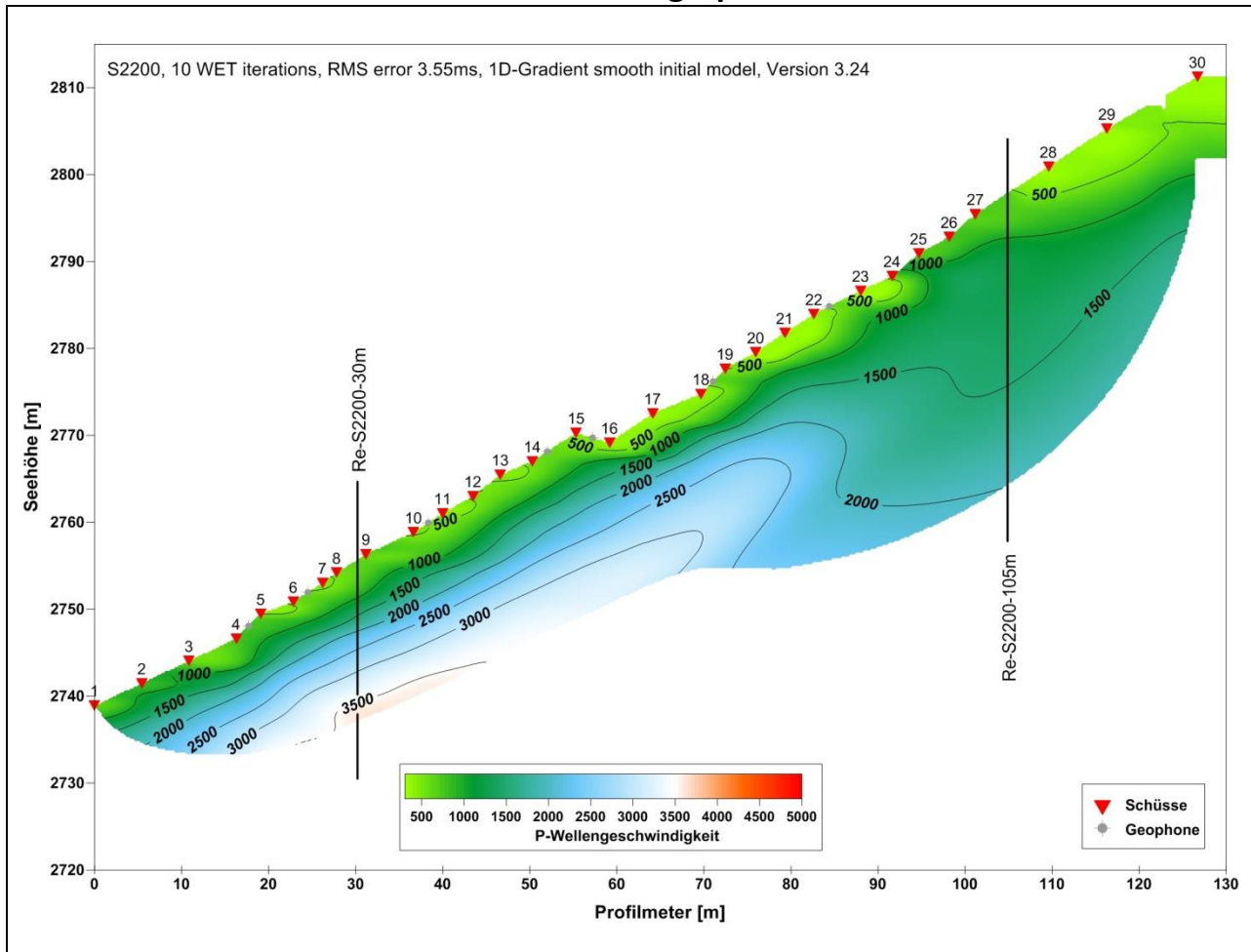


Abbildung 92: S1900, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)

S2200 – Schutthalde – 2D Refraktionstomographie



In folgender Grafik werden die Schnitte der 2D-Refraktionstomographie im 1D-Plott der Geschwindigkeits- Tiefenklassifizierung dargestellt.

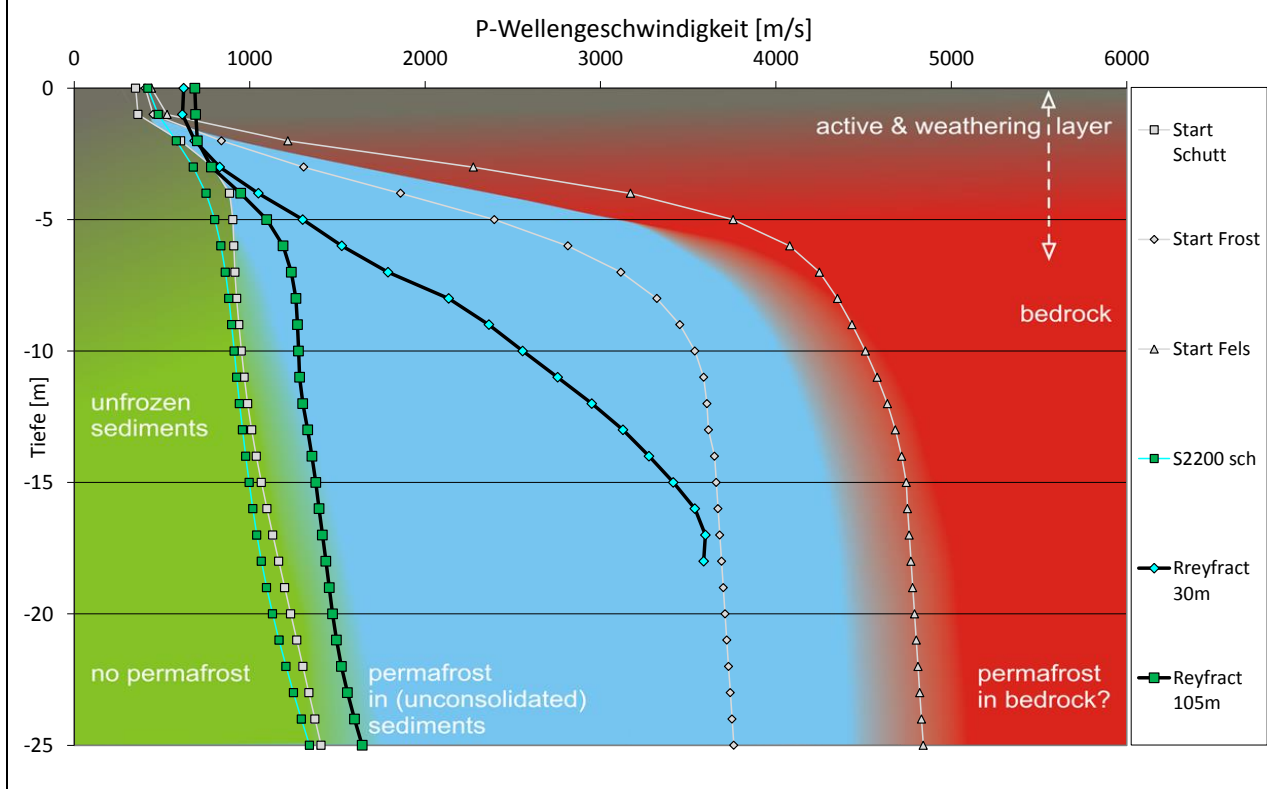
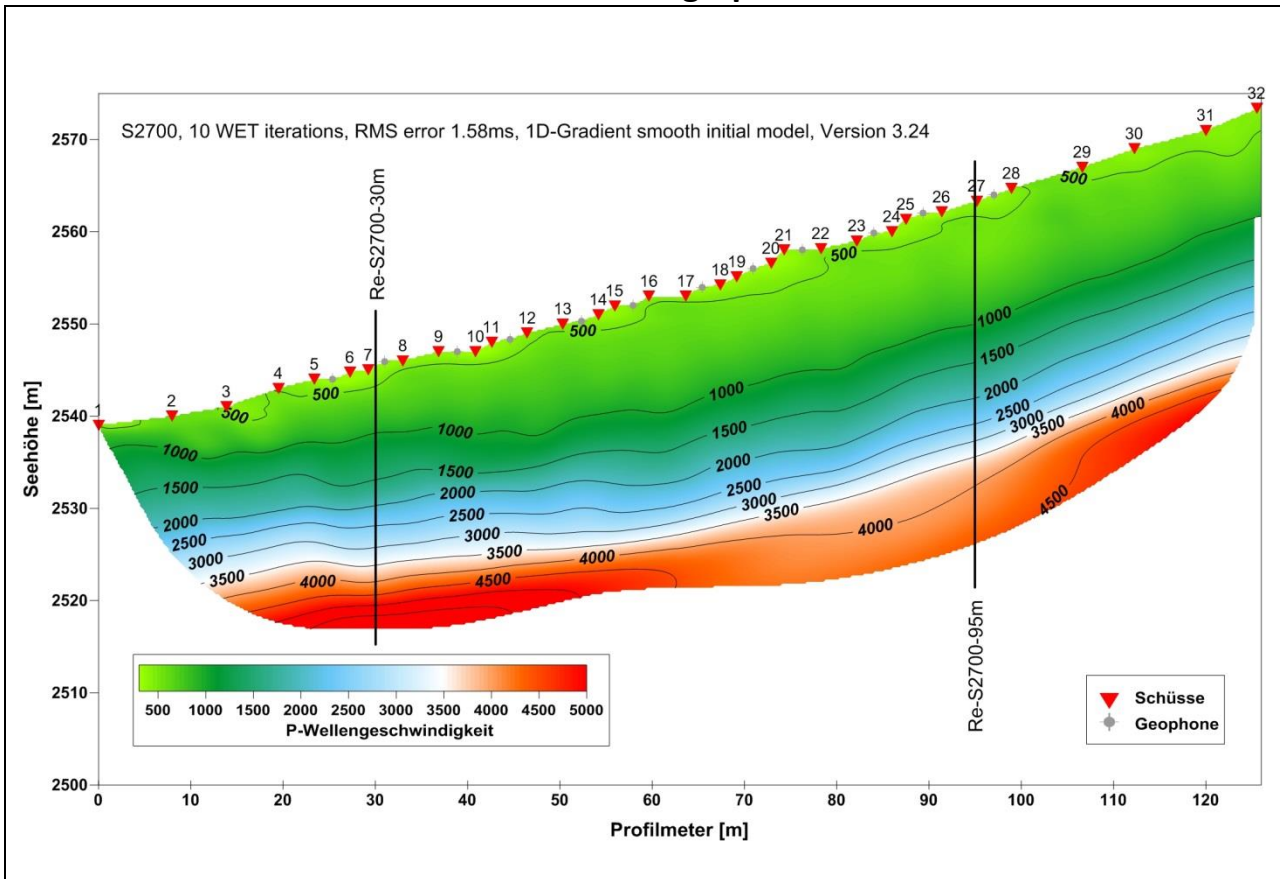


Abbildung 93: S2200, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)

S2700 – Schutthalde – 2D Refraktionstomographie



In folgender Grafik werden die Schnitte der 2D-Refraktionstomographie im 1D-Plott der Geschwindigkeits- Tiefenklassifizierung dargestellt.

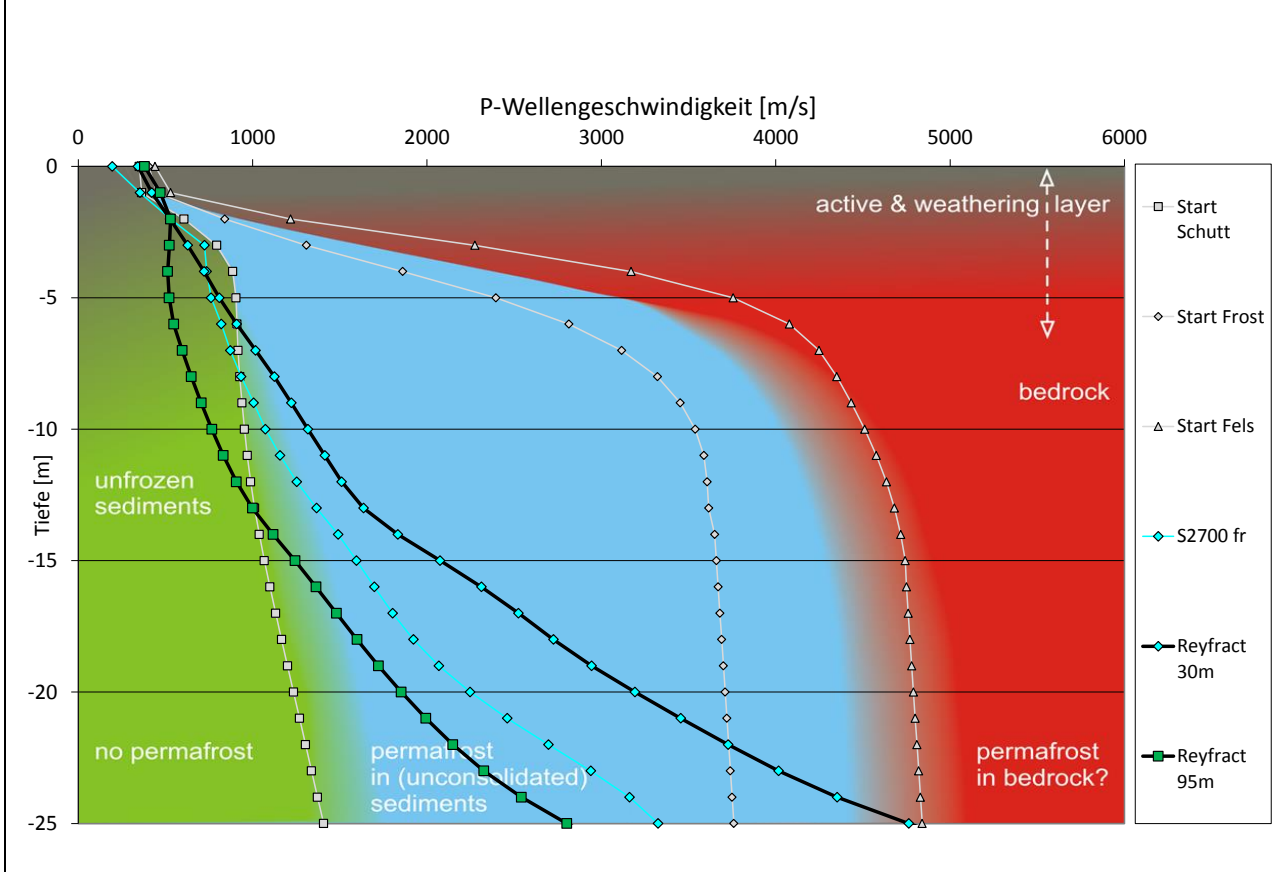
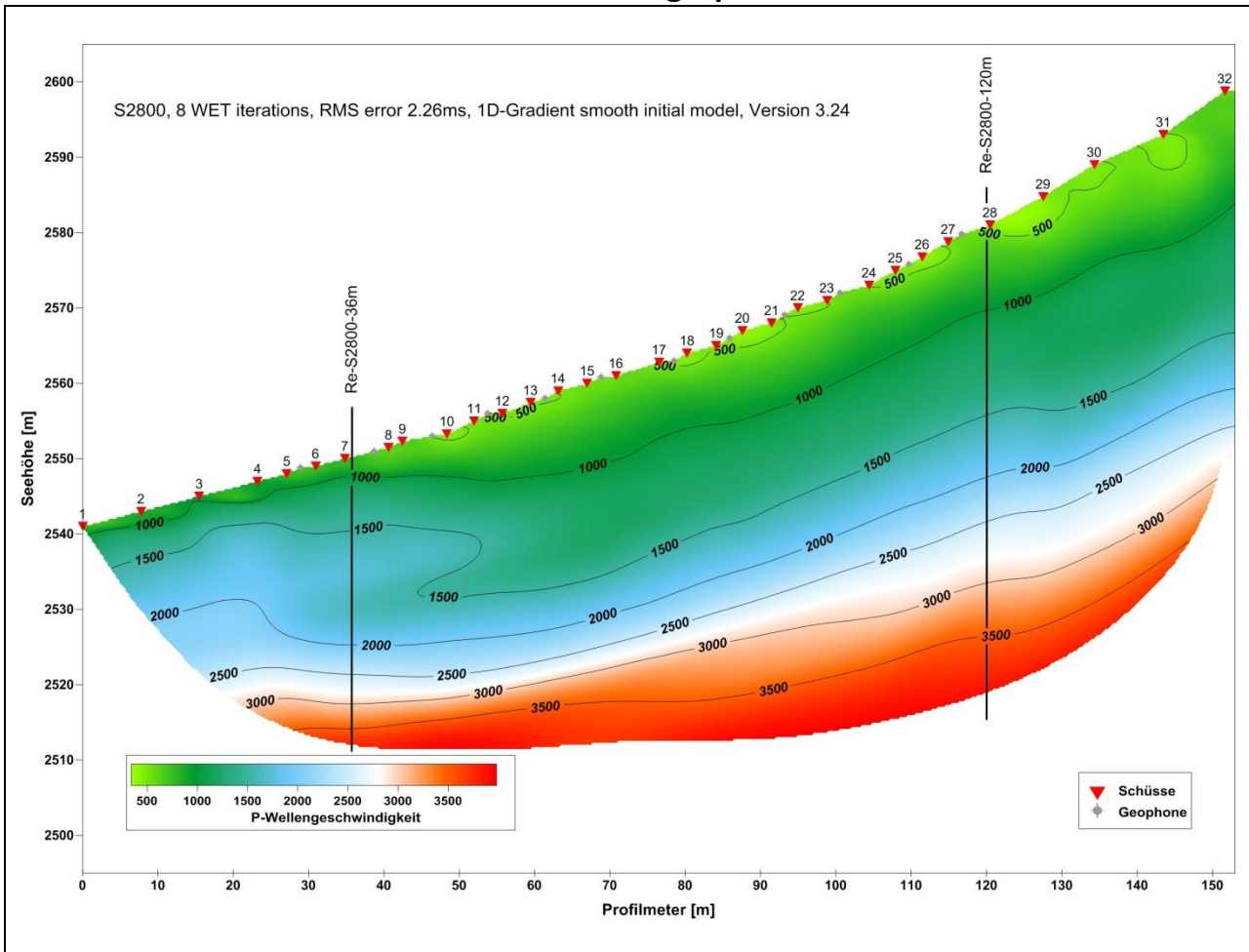


Abbildung 94: S2700, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)

S2800 – Schutthalde – 2D Refraktionstomographie



In folgender Grafik werden die Schnitte der 2D-Refraktionstomographie im 1D-Plott der Geschwindigkeits- Tiefenklassifizierung dargestellt.

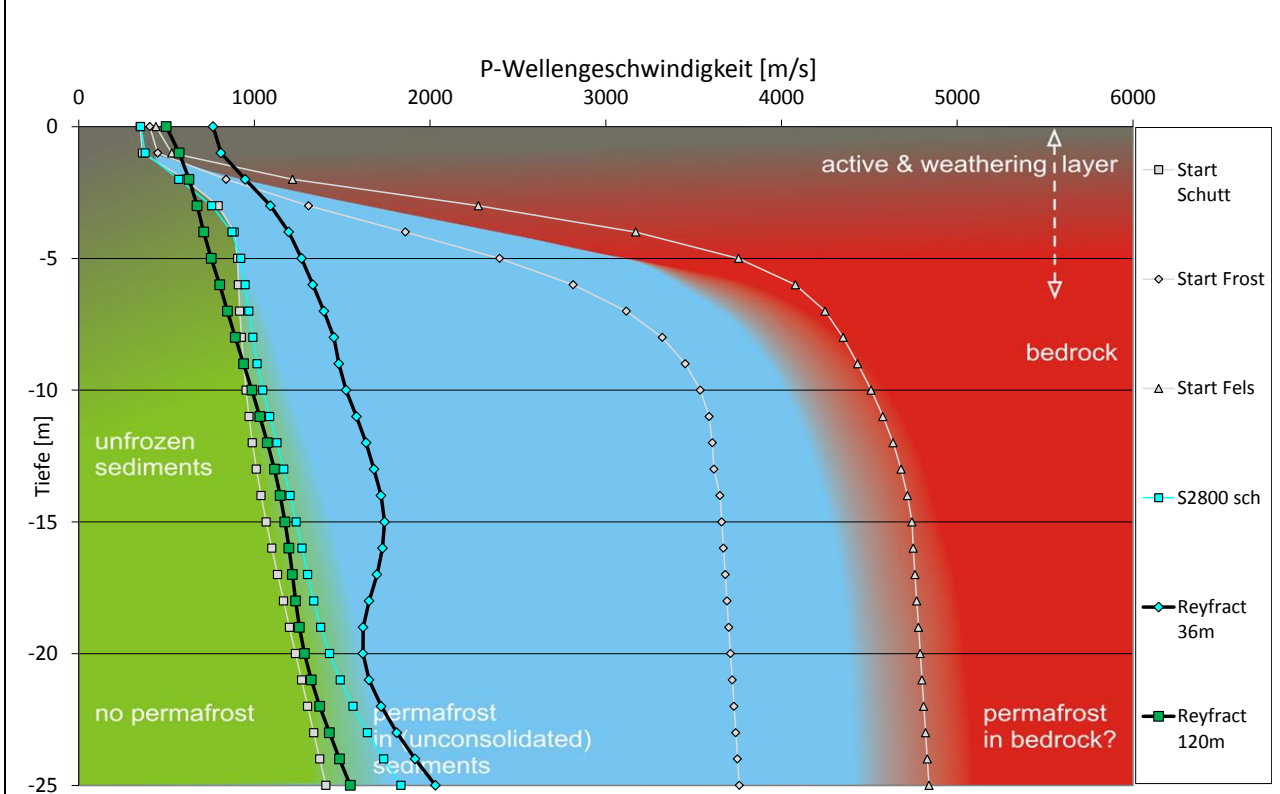


Abbildung 95: S2800, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)



9.6 Seismischer Datenrecorder RefTEK130

Model	130S-01/3 (P/N 97100-00) 130S-01/6 (P/N 97100-01)
Mechanical	
Size	6.3" high x 6.9" wide x 13.1" long (16 cm x 17.5 cm x 33.3 cm)
Weight	4.5 lbs (2 Kg)
Watertight Integrity	IP68
Shock	Survives a 1 meter drop on any axis
Operating Temperature	-20° to +70°C
Power	
Input Voltage	9 to 24 VDC (ethernet) 11 to 24 VDC (writing to disk)
Average Power (no communications)	1 W (3 ch., GPS, writing to disk) -1.45 W (6 ch., GPS, writing to disk)
Average Power (with communications)	1.25 W (3 ch., GPS, writing to disk) -1.7 W (6 ch., GPS, writing to disk)
Communications	
NET Connector: Ethernet Serial	10-BaseT, TCP/IP, UDP/IP, FTP, RTP Asynchronous, RS-232, PPP, TCP/IP, UDP/IP, FTP, RTP
Serial Connector: Terminal	Asynchronous, RS-232, 130 Command
A/D Converter	
Type	Δ - Σ Modulation, 24-bit Output Resolution
Dynamic Range	>138 dB @ 100 sps
Channels	3 or 6
Input Impedance	2 Mohms, 0.002 uFd, differential @ x32; 25 Kohms, 0.002 uFd, differential @ 1
Common Mode Rejection	>70 dB within ± 2.5 VDC
Gain Selection	X1 and x32
Input Full Scale	40 VPP @ x1 and 1.24 VPP @ x32
Bit Weight	2.724 μ volts @ x1 and 85 nV @ x32
Noise Level	~ 1 count RMS @ 50 sps @x1
Sample Rates	1000, 500, 250, 200, 125, 100, 50, 40, 20, 10, 5, 1 sps
FIR Filter	130 dB down passband to Nyquist

Compliance	
Compliance	CE
Auxiliary Channels	
Inputs	3 Channels available on each Sensor Connector: Supply Voltage, Backup Battery Voltage, Temperature
Time Base	
Type	GPS Receiver/Clock plus Disciplined Oscillator
Accuracy with GPS	±10 µsec after validated 3-D Fix and Locked
Free-Running Accuracy	0.1ppm over the temp. range of 0° to 70°C and 0.2 ppm from -20° to 0°C
Recording Capacity	
Battery Backed SRAM	8 to 16 MB user specified
Hard Disk	8 GB or 16 GB CFII Card, settable in "Ring- Buffer" Configuration
Recording Modes	
Continuous	Record length
Time Trigger	Specific record length at periodic interval
Time List Trigger	A list of record itmes and lengths
Event Trigger	STA/LTA with advanced features including bandpass filter LTA hold, etc.
Level Trigger	Absolute value, user selectable: g, or % of full scale, or counts including bandpass filter
Vote Trigger	Level trigger with weighting
External Trigger	External pulse on trigger input line
Cross Trigger	One stream triggers recording of another
Recording Format	
Format	PASSCAL Recording Format

Tabelle 8: Technische Daten - RefTEK 130

**9.7 Temperaturlogger
HOBO Water Temp
Pro V2 (U22-001)**

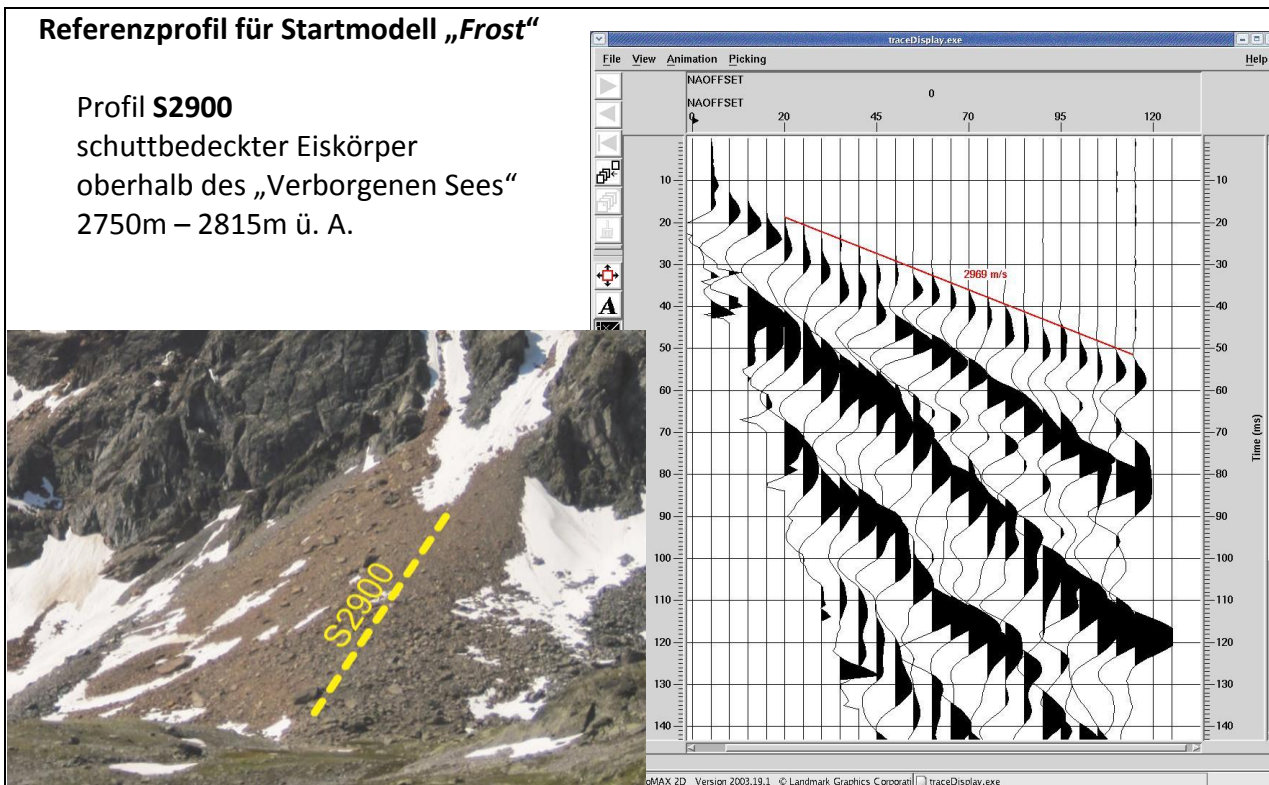
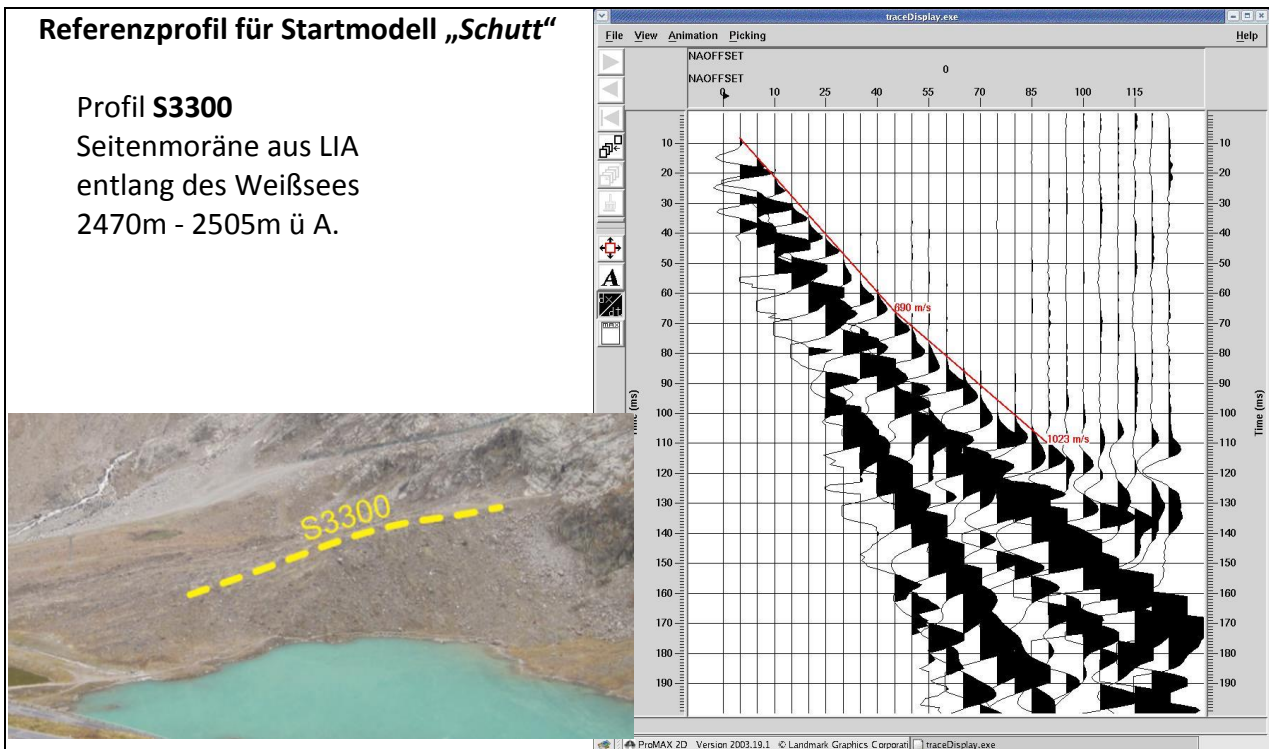


Einsatzbereich	-40° bis 70 °C (-40° bis 158 °F) in Luft; maximale beständige Temperatur von 50 °C (122 °F) in Wasser
Genauigkeit	±0.21°C bei 0° bis 50°C (±0.38°F bei 32° bis 122°F)
Auflösung	0.02°C bei 25°C (0.04°F bei 77°F)
Stabilität (Drift)	0.1°C (0.18°F) pro Jahr
Echtzeituhr	± 1 Minute/Monat bei 0° to 50°C (32° to 122°F)
Batterie	2/3 AA, 3.6 Volt Lithium, factory-replaceable ONLY
Batterielebensdauer (typical use):	6 Jahre bei Speicherintervall von 1 Minute oder mehr
Speicher (nicht flüchtig)	64 KB Speicher (ca. 42 000 12-Bit-Temperaturmessungen)
Gewicht	42 g (1.5 oz)
Abmessungen	max Durchmesser: 3.0 cm (1.19 in.) Länge: 11.4 cm (4.5 in.) Montageöffnung 6.3 mm (0.25 inches) Durchmesser
Wasserdicht	bis 120 m (400 ft.)
Stoß / Fall	1.5 m (5 ft.) Fall bei 0°C bis 70°C (32°F bis 150°F)
Speicherintervall	Feste Speicherrate oder mehrere Speicherintervalle, mit bis zu 8 benutzerdefinierten Speicherintervallen und -dauern; Speicherintervalle von 1 Sekunde bis 18 Stunden. Siehe HOBOWare-Softwarehandbuch.

Tabelle 9: Technische Daten - Hobo Water Temp Pro v2 - Temperaturlogger

9.8 Offset Bin Stacks (OBS) - Referenzprofile für die 1D-Tomographie

Die folgenden Seismogramme zeigen eine Stapelung des Wellenfeldes über die Schuß- Geophon Distanz (x-Achse) und die Zeitachse (y-Achse).



Referenzprofil für Startmodell „Fels“

Profil S2300

Fels, der an die Oberfläche ragt
2780m – 2800m ü. A.

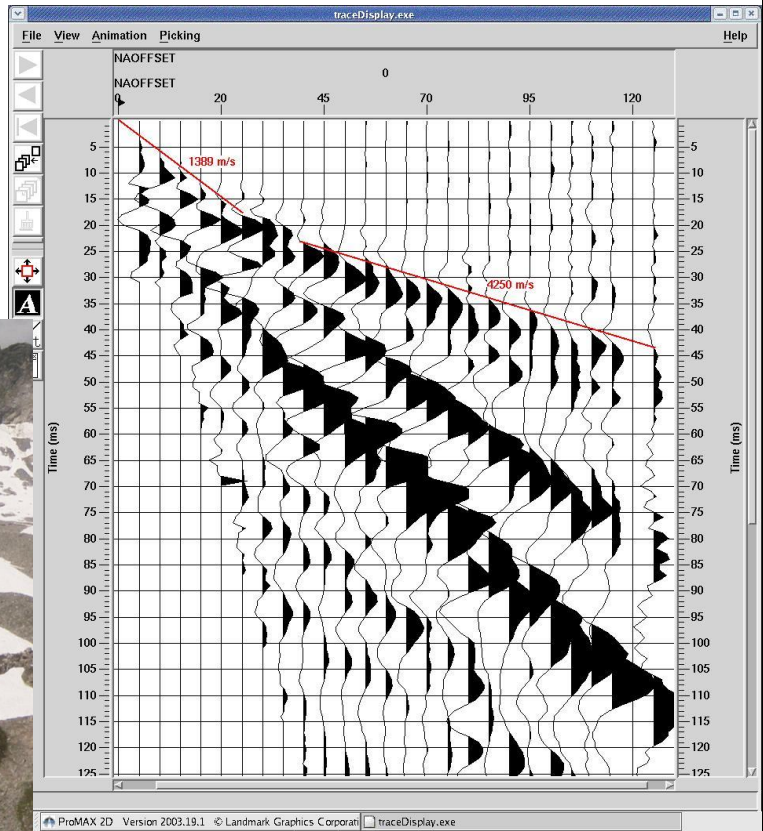


Abbildung 98: Referenzprofil für das 1D-Startmodell für FELS; Foto der Lage (links),
Common-Offset-Bin-Stack-Seismogramm (rechts)

9.9 Feldprotokoll der seismischen Messungen

Ein Feldprotokoll ist ein Vordruck, um die Geometrie der Seismik eindeutig festzuhalten.

Wichtige Parameter, die notiert wurden:

- Projektnummer
- Datum
- mitarbeitende Personen
- seismische Quelle
- Orientierung des Profils
- Beschreibung der Lage des Profils
- Stationierung der Geophone (inkl. seitlichem Versatz)
- Zeitspanne in der geschlagen wurde
- Bodenbeschaffenheit ...

Vorderseite:

Projekt:	Pf/1	Personen:	Stefan, Robert, Hhaus				
Datum:	10.07.2009	Quelle:	5kg				
S/N, Orientierung: Nordseitig Schutthalde nach unterem Blockgletscher							
Offset	Versatz	Punkt	Stapelung	Zeit an	Zeit ab	Messart	Beschaffenheit
1	4			10:00:48	10:01:32	A	grob Blockig
2	8			10:03:12	10:03:58		- - -
3	12			10:05:23	10:06:10		- - -
4	16			10:07:20	10:08:08		- - -
5	20			10:09:29	10:10:15		- - -
6	24			10:12:15	10:12:58		- - -
7	28			10:14:18	10:15:00		- - -
8	32			10:17:00	10:17:44		- - -
9	36			10:18:49	10:19:32		- - -
10	40			10:21:32	10:22:12		- - -
11	44			10:26:22	10:27:03		- - -
12	48			10:28:03	10:28:50		- - -
13	52			10:29:36	10:30:19		- - -
14	56			10:31:40	10:32:24		- - -
15	60			10:34:08	10:34:55		- - -
16	64			10:35:52	10:36:39		- - -
17	68			10:38:07	10:38:49		- - -
18	72			10:40:12	10:40:57		- - -
19	76			10:41:29	10:42:13		- - -
20	80			10:42:42	10:43:26		- - -
21	84			10:43:57	10:44:41		- - -
22	88			10:45:41	10:46:20		- - -
23	92			10:47:07	10:47:45		- - -
24	96			10:48:37	10:49:18		- - -
25	100			10:54:09	10:54:50		- - -
26	104			10:55:24	10:56:07		- - -
27	108			10:57:00	10:57:42		- - -
28							
29							
30							
31							

Trigger:	9890	Reftek 1:	Reftek 2:
Skizze: %		chn 1-3 10-26m	chn 1-3 58-74m
		chn 4-6 34-50m	chn 4-6 82-98m

Messart:	Beschaffenheit:
Noise (N) Vertikal(V)	grob-blockig
Mini-Sosie (Horizontal(H))	blockig
Active (A)	feinkörnig

sheet #

Rückseite:

Geophone	offset [m]	querversatz [m]	name
1	10	0	3001
2	18	0	3002
3	26	0	3003
4	34	0	3004
5	42	0	3005
6	50	0	3006
7	58	0	3007
8	66	0	3008
9	74	0	3009
10	82	0	3010
11	90	0	3011
12	98	0	3012

Abbildung 99: Messprotokoll eines seismischen Profils

10 Abbildungsverzeichnis

* Abbildung 1: Temperaturgefälle im Bohrloch (Haeberli, 1985)	9
* Abbildung 2: Schematische Darstellung eines dynamischen Blockgletscher Modells mit den wichtigsten Prozessen im/am Permafrostkörper (Haeberli, et al., 1998)	13
* Abbildung 3: Steinstreifen als Folge starker Frostaktivität (Krummgampental, Kaunertal)	14
* Abbildung 4: Steinkreis als Folge starker Frostaktivität (Krummgampental, Kaunertal) .	15
* Abbildung 5: Bodentemperaturen (GST - ground surface temperature) von 2 unterschiedlichen Messpunkten (no.2, no.11), modellierte Bodentemperatur von einem schneebedeckten (no.2) und einem unbedeckten (no.11) Messpunkt, und die berechnete Schneehöhe des Messpunktes no.2 in der Periode Okt.2000 - Okt 2001 (Hoelzle, et al., 2003)	17
* Abbildung 6: P-Wellengeschwindigkeiten von Blockgletschern aus den Schweizer Alpen, dem Schwarzwald und aus Schweden nach (Hauck & Kneisel, 2008)	19
* Abbildung 7: Seismische P-Wellengeschwindigkeit des Untergrundes, nach (Knödel, et al., 2005).....	21
* Abbildung 8: Schematisches Seismogramm mit Laufzeitkurven (Zeit [s] - Entfernung [m]) für eine direkte und eine refraktierte Welle (Press/Siever, 2008); Ersteinsätze werden rot strichliert dargestellt	21
* Abbildung 9: Verlauf des Stahlenweges einer seismischen Tauchwelle	22
* Abbildung 10: Schematisches Prinzip der 1D-Tomographie; jede Schicht hat eine eigene Geschwindigkeit, die mit der Tiefe zunimmt (Behm et al., 2007)	23
* Abbildung 11: Schematische Darstellung der Fresnelzone eines Strahles vom Schusspunkt S zum Receiver R (Watanabe, et al., 1999)	24
* Abbildung 12: Flussdiagramm der Iterationsschritte der 2D-Refraktionstomographie (WET), (Schuster & Quintus-Bosz, 1993)	25
* Abbildung 13: Messreihe eines Temperaturloggers über einen Winter	27
* Abbildung 14: Google Earth - Blick Richtung Westen in das Krummgampental im hinteren Kaunertal	28
* Abbildung 15: Geologische Karte der Geologischen Bundesanstalt Wien, Ausschnitt: Oberinntal/Kaunertal/Ötztaler Alpen, Tirol.....	29
* Abbildung 16: Geologisch - geomorphologische Karte des Krummgampentales (Krainer, et al., 2013)	30
* Abbildung 17: Temperaturlogger HOBO Water Temp Pro V2 (U22-001).....	31
* Abbildung 18: Standorte der GST-Temperaturlogger (Blaue Punkte) mit den gemessenen mittleren Temperaturwerten einer wGST-Zeitreihe (von 80cm schneehöhe bis zum Zero-Curtain Effekt)	33
* Abbildung 19: Messtrupp mit zwei Triggerboxen ,12 Geophonen und persönlicher Ausrüstung am Weg zum Untersuchungsgebiet	34
* Abbildung 20: RefTEK 130	34
* Abbildung 21: Beschreibung der Anschlüsse eines RefTEK 130-Receiver	35
* Abbildung 22: Triggerbox.....	35
* Abbildung 23: PDA mit Testpeak des Beschleunigungssensors am Schlaghammer.....	35
* Abbildung 24: GPS Antenne zur Zeitsynchronisierung der aufgezeichneten Signale der drei seismischen Rekorder	35
* Abbildung 25: omnidirektionales Geophon (14Hz) (links unten), Ankoppelung eines Geophones im grobblockigen Untergrund, Aufbau eines Geophones (rechts oben)	36

* Abbildung 26: 5kg Schlaghammer und 3kg Kunststoffplatte (rechts oben im Bild) zur seismischen Signalerzeugung.....	36
* Abbildung 27: Geometrie einer seismischen Messung mit 12 Geophonen; die grünen Dreiecke stellen die Positionen der Geophone dar; die grauen Kreise stellen die Anregungspunkte dar (Schusspositionen)	37
* Abbildung 28: Übersicht der gemessenen seismischen Profile	38
* Abbildung 29: Flussdiagramm der Datenverarbeitung mit den Programmen Seismon, ProMAX, Rayfract und Excel.....	39
* Abbildung 30: Stapelung der Geophonaufnahmen und zeitliche Reduzierung der Aufnahmen auf das Triggersignal: Schwarz – Einzelaufzeichnung der seismischen Wellen an einem Geophon (oben) und der Beschleunigung am Anregungspunkt (unten); Mitte – Verbesserung des Signal/Rauschverhältnis durch 16 fache Stapelung; (Hausmann, et al., 2009)	40
* Abbildung 31: Seismische Einzelspuren eines Schusses, die am Blockgletscher S2900 von den 12 Geophonen detektiert wurden. Rote Linie = händisch gepickte Ersteinsätze des seismischen Signales	41
* Abbildung 32: Offset Bin Stack eines Blockgletschers (Profil 2900) mit ermittelter Schichtgeschwindigkeit (rot).....	41
* Abbildung 33: Wählbare Einstellungen, die die Inversion der 1D-Tomographie steuern (Seismon/Matlab)	42
* Abbildung 34: Startmodell mit vertikalem Gradienten für die Berechnung einer 2D Refraktionstomographie	43
* Abbildung 35: Einstellungen zur Steuerung der WET Tomographie (2D) im Programm Rayfract	43
* Abbildung 36: Strahlüberdeckung der WET Tomographie (mit 25Hz) eines Blockgletschers (Profil S2600).....	44
* Abbildung 37: Übersicht der Referenzprofile zur Erstellung der Startmodelle für die 1D-Tomographie	45
* Abbildung 38: Gewählte Startmodelle auf Basis der OBS-Geschwindigkeiten der Referenzprofile und deren Ergebnisse nach den 1D – Inversionen	46
* Abbildung 39: Erstellung von synthetischen Ersteinsätzen für einen horizontal geschichteten Zweischichtfall mit einer 5m dicken Auftauschicht (500m/s) und darunter liegendem Eis (3500m/s).....	47
* Abbildung 40: Test, wie stark das Ergebnis der 1D-Tomographie vom Startmodell beeinflusst wird.....	47
* Abbildung 41: Vergleich der berechnete 1D-Tomographien aus synthetischen Daten, mit verschiedenen Dicken der Verwitterungsschicht; 1m, 2.5m, 5m, 7.5m mit Startmodell „Frost“ in Blau; 10m, 15m mit Startmodell „Schutt“ in Grün	48
* Abbildung 42: Geschwindigkeits- Tiefenplot mit synthetischen Kurven als Referenz zur Klassifizierung der gemessenen seismischen Profile; links Grün=kein Permafrost; Mitte Blau=Permafrost; rechts Rot=Fels oder Permafrost möglich?	49
* Abbildung 43: Grafische Darstellung der Genauigkeiten der 1D-Tomographien mit den gesammelten RMS-Werten der Inversionen; Grün=Inversion mit dem Startmodell Schutt; Blau=Inversion mit dem Startmodell Frost; Rot=Inversion mit dem Startmodell Fels.....	50
* Abbildung 44: Häufigkeitsverteilung der RMS Werte (eingeteilt in 0.5ms Klassen) der 1D-Tomographie, Bei knapp 75% der Daten liegt der RMS Wert der Ergebnisse der 1D-Tomographie <5ms.....	51
* Abbildung 45: Grafische Darstellung der Genauigkeiten mit den gesammelten RMS-Werten der 1D-Tomographien und der 2D Refraktionstomographien der Inversionen; 1D	

in Grau; 2D in Orange; dabei sieht man deutlich, dass sich die mittleren Fehler zwischen dem berechneten Modell und den gepickten Laufzeiten durch die 2D-Refraktionstomographie stark verbessern.	52
* Abbildung 46: Übersicht der gemessenen Blockgletscherprofile.....	53
* Abbildung 47: S100; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	54
* Abbildung 48: S2600; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	56
* Abbildung 49: S2600, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)	58
* Abbildung 50: Übersicht der gemessenen Schutthaldenprofile.....	61
* Abbildung 51: S2100, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)	62
* Abbildung 52: S3200, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)	66
* Abbildung 53: S3400; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	68
* Abbildung 54: Übersicht der gemessenen Moränenprofile	69
* Abbildung 55: S2000; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	70
* Abbildung 56: S3000; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	72
* Abbildung 57: S3900, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)	74
* Abbildung 58: Übersicht der gemessenen Felsprofile	77
* Abbildung 59: S2300; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	78
* Abbildung 60: gesammelte Darstellung der Geschwindigkeits- Tiefenkurven der 1D Tomographien bei denen stark negative Temperaturen gemessen wurden (wGST-Messungen < -2°C)	86
* Abbildung 61: Plot mit der Klassifizierung der Ergebnisse im Orthofoto farblich dargestellt; Blau = Permafrost; Gelb = Permafrost möglich; Rot = kein Permafrost.....	89
* Abbildung 62: Darstellung der Übereinstimmung der Ergebnisse aus der Seismik und den gemessenen mittleren Bodentemperaturen im Lockergestein (Temperaturen wurden bei 23 von 32 seismischen Profilen gemessen), Zahlen stellen die Anzahl der Profile der jeweiligen Klasse dar; Rot... Ergebnisse aus Seismik und der Temperatur liefern keine Übereinstimmung; Gelb... Ergebnisse aus Seismik und der Temperatur stehen im möglichen Zusammenhang; Grün... Ergebnisse aus Seismik und der Temperatur stimmen voll überein.....	90
* Abbildung 63: genauere Darstellung der Übereinstimmung der Ergebnisse aus der Seismik und den gemessenen mittleren Bodentemperaturen im Lockergestein, nach den Profilklassen aufgeteilt.....	91

* Abbildung 64: Höhenabhängige Permafrost Verteilung.....	92
* Abbildung 65: Ausblick: Man könnte die Komponente der Elektrik als weiteren Faktor zur Permafrostinterpretation hinzufügen.....	94
* Abbildung 66: S600; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	96
* Abbildung 67: S700; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	97
* Abbildung 68: S800; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	98
* Abbildung 69: S900; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	99
* Abbildung 70: S1000; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	100
* Abbildung 71: S2900; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	101
* Abbildung 72: S1100; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	102
* Abbildung 73: S1500; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	103
* Abbildung 74: S1700; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	104
* Abbildung 75: S2100; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	105
* Abbildung 76: S2200; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	106
* Abbildung 77: S2700; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	107
* Abbildung 78: S2800; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	108
* Abbildung 79: S3200; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	109
* Abbildung 80: S3700; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	110

* Abbildung 81: S3800; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	111
* Abbildung 82: S1800; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	112
* Abbildung 83: S1900; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	113
* Abbildung 84: S2400; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	114
* Abbildung 85: S2500; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	115
* Abbildung 86: S3100; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	116
* Abbildung 87: S3300; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	117
* Abbildung 88: S3900; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	118
* Abbildung 89: S400; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	119
* Abbildung 90: S500; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	120
* Abbildung 91: S1600; Profilbeschreibung (oben), Laufzeitplot (Mitte), Ergebnis der 1D Tomographie (unten); Das für die Berechnung gewählte Startmodell wurde in rot markiert.....	121
* Abbildung 92: S1900, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)	122
* Abbildung 93: S2200, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)	123
* Abbildung 94: S2700, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)	124
* Abbildung 95: S2800, 2D-Refraktionstomographie (oben), repräsentative Schnitte in 1D-Klassifizierung eingezeichnet (unten)	125
* Abbildung 96: Referenzprofil für das 1D-Startmodell für SCHUTT; Foto der Lage (links), Common-Offset-Bin-Stack-Seismogramm (rechts).....	129
* Abbildung 97: Referenzprofil für das 1D-Startmodell für FROST; Foto der Lage (links), Common-Offset-Bin-Stack-Seismogramm (rechts).....	129
* Abbildung 98: Referenzprofil für das 1D-Startmodell für FELS; Foto der Lage (links), Common-Offset-Bin-Stack-Seismogramm (rechts).....	130
* Abbildung 99: Messprotokoll eines seismischen Profils.....	131

11 Tabellenverzeichnis

* Tabelle 1: Geschätzte Höhengrenzen der Permafrost Verbreitung in den Schweizer Alpen nach Haerberli (1975).....	12
* Tabelle 2: Detektierte P-Wellengeschwindigkeiten nach Ikeda (2006).....	18
* Tabelle 3: Temperaturwerte zur Klassifizierung von oberflächennahem Permafrost nach Haerberli (1975).....	26
* Tabelle 4: wGST - Durchschnittstemperaturen der Profile (2008-2011).....	32
* Tabelle 5: Übersicht der gemessenen seismischen Profile mit einer Zuordnung in 4 geomorphologische Klassen.....	38
* Tabelle 6: Ergebnisse der 1D- und 2D- Tomographie und eine Klassifizierung der Ergebnisse in kein Permafrost (kein) , Permafrost möglich (mögl.) und Permafrost (Perm)	81
* Tabelle 7: Klassifizierung der Ergebnisse aus seismischen Daten und aus wGST-Messungen; kein...kein Permafrost, mögl...Permafrost möglich, Perm...Permafrost; Bg...Blockgletscher, Mo...Moräne, Sch...Schutthalde, Fe...Felsprofil, /... keine Messdaten vorhanden	88
* Tabelle 8: Technische Daten - RefTEK 130	127
* Tabelle 9: Technische Daten - Hobo Water Temp Pro v2 - Temperaturlogger	128

12 Literaturverzeichnis

- ❄ BARSCH, D., 1996. Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Springer-Verlag, pp313, Berlin.
- ❄ BEHM, M., 2002. Erstellung eines 3D - Modells der Ostalpen mit refraktionsseismischen Daten, Diplomarbeit - Technische Universität Wien, pp99, Wien.
- ❄ BEHM M, BRÜCKL E, CHWATAL W, THYBO H. 2007. Application of stacking and inversion techniques to 3D wide-angle reflection and refraction seismic data of the Eastern Alps. *Geophysical Journal International* 170(1): 275-298. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2007.03393.x, p.1-24.
- ❄ BRÜCKL, E., 2010. Seismic Processing – Vorlesung, TU-Wien, Wien
- ❄ DELALOYE, R. & LAMBIEL, C., 2006. Evidences of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). *Norsk geogr. Tidsskr.*, pp. 1-26.
- ❄ DRIJKONINGEN, G., 2007. Scriptum: Introduction to Reflection Seismology. Delft University of Technology, Delft/ Niederlande
- ❄ FROITZHEIM, N., 2013. *Geologie der Alpen: Das Penninikum*, Bonn: Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Steinmann Institut für Geologie, Mineralogie und Paläontologie.
- ❄ GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, 1980. Geologische Karte der Republik Österreich 1:500 000. Bundesamt für Eich und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien.
- ❄ HAEBERLI, W., 1973. Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9, pp. 221-227., Zürich
- ❄ HAEBERLI, W., 1975. Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Nr 17 Hrsg. Zürich: Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie., Zürich
- ❄ HAEBERLI, W., 1985. Creep of Mountain Permafrost: International structure and flow of alpine rock glaciers. Zürich: Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie., Zürich
- ❄ HAEBERLI, W. et al., 1998. Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtèl, eastern Swiss Alps: answered questions and new perspectives. 7th International Permafrost Conference, Proceedings, Yellowknife, 403-409.

- ❄ HAUCK, C., Isaksen, K., Von der Mühl, D. & Sollid, J. L., 2004. Geophysical Surveys Designed to Delineate the Altitudinal Limit of Mountain Permafrost: an Example from Jotunheimen, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, pp. 191-205, DOI: 10.1002/ppp.493
- ❄ HAUCK, C. & KNEISEL, C., 2008. Applied geophysics in periglacial environments. In: Cambridge: Cambridge University Press, p. 234, New York.
- ❄ HAUSMANN, H., KRAINER, K. & BRÜCKL, E., 2013. Mapping and modelling of mountain permafrost using seismic refraction and ground surface temperatures, Ötztal Alps, Austria, Wien
- ❄ HAUSMANN, H., KRAINER, K., BRÜCKL, E. & KOMMA, J., 2009. Permafrost in Austria - Part I - Endbericht Juni 2009, Wien
- ❄ HOELZLE, M., HAEBERLI, W. & STOCKER-MITTAZ, C., 2003. Miniature ground temperature data logger measurements 2000-2002 in the Murtèl-Corvatsch area, Eastern Swiss Alps. In: *Permafrost*, Phillips, Springman & Arenson (eds). Swets & Zeitlinger, Lisse, ISBN 90 5809 582 7, pp. 419-424. Zürich
- ❄ IKEDA, A., 2006. Combination of Conventional Geophysical Methods for Soundign the Composition of Rock Glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 17, pp. 34-48. DOI:10.1002/ppp.550.
- ❄ ISAKSEN, K. ET AL., 2003. Mountain permafrost and energy balance on Juvvasshoe southern Norway. In: Zürich: Phillips, Springman Arenson (eds). Swets & Zeitlinger, Lisse, ISBN 9058095827, pp. 467-472.
- ❄ ISHIKAWA, M. & HIRAKAWA, K., 2000. Mountain Permafrost Distribution Based on BTS Measurements and DC Resistivity Soundings in the Daisetsu Mountains, Kokkaido, Japan. *Permafrost and Periglacial Processes* 11, pp. 109-123.
- ❄ JULIÀN, . A. & CHUECA, J., 2007. Permafrost Distribution from BTS Measurements (Sierra de Telera, Central Pyrenees, Spain): Assessing the Importance of Solar Radiation in a Mid-elevation Shaded Mountainous Area. *Permafrost and Periglacial Processes* 18, pp. 137-149.
- ❄ KNÖDEL, KRUMMEL & LANGE, 2005. Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien - Geophysik 2. Auflage.
- ❄ KRAINER, K., 2007. Permafrost und Naturgefahren in Österreich. Online-Fachzeitschrift des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, pp. 1-17.
- ❄ KRAINER, K., 2009. Forschungsprogramm Stein Permafrost. Planet Austria.
- ❄ KRAINER, K. ET AL., 2013. ÖAW Endbericht,: Austrian Academy of Sciences. Wien

- ❄ KRAINER, K., HAUSMANN, H., BRÜCKL, E. & KOMMA, J., 2009. Permafrost in Austria - Part I (Endbericht Juni 2009).
- ❄ KRAINER, K. ET AL., 2012. Permafrost Research in Austria: History and recent. Austrian Journal of Earth Sciences, Volume 105/2, pp. 2-11.
- ❄ KRAUTBLATTER, M., VERLEYSDONK, S., FLORES-OROZCO, A.& KEMNA, A., 2010. Temperature-calibrated imaging of seasonal changes in permafrost rock walls by quantitative electrical resistivity tomography (Zugspitze, German/Austrian Alps) J.Geophys. Res., Vol. 115, F02003, doi:10.1029/2008JF001209
- ❄ LIEB, G. K., 2006/2007. Permafrost - Vorlesung. Institut für Geographie und Raumforschung. Graz
- ❄ MAYER, K., 2008. Diplomarbeit - Universität Wien, Application of 3D tomography methods on a seismic 3D data set, ppp.84, Wien
- ❄ NÖTZLI, J. & GRUBER, S., 2005. Alpiner Permafrost – ein Überblick. 70. Jahrgang (2005) Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt (München), p. 111 – 121.
- ❄ OUTCALT, S. I., NELSON, F. E. & HINKEL, K. M., 2010. The zero-curtain effect: Heat and mass transfer across an isothermal region in freezing soil.
- ❄ PERMOS (Permafrost Monitoring Switzerland), Wissenschaft und Bergwelt – Permafrost in den Schweizer Alpen 2004/05 und 2005/06, Die Alpen 9/2007 p26-p33. Zürich
- ❄ PRESS / SIEVER, 2008. Allgemeine Geologie. ISBN 3860253905, Spektrum Akademischer Verlag, pp 724.
- ❄ SCHUSTER, G. T. & QUINTUS-BOSZ, A., 1993. Wavepath eikonal travelttime inversion: Theory. Geophysics, September, Vol. 58(No. 9), pp. 1314-1323.
- ❄ TRIMBLE, 2014. REF TEK - Geophysical Monitoring Solutions. [Online] Available at: <http://www.reftek.com/products/seismic-recorders-130-01.htm> [Zugriff am 18 01 2015].
- ❄ VON DER MÜHLL, D. S., 1993. Geophysikalische Untersuchungen im Permafrostes des Oberengadins, DISS.ETH Nr. 10107. Zürich
- ❄ WATANABE, T., MATSUOKA, T. & ASHIDA, Y., 1999. Seismic travelttime tomography using Fresnel volume approach. Kyoto University, Japan, 69th Ann. Internat.Mtg., SEG Expanded Abstracts 18, 1402.

An dieser Stelle sei gedankt....

...meiner Familie, die mich mit vollster Unterstützung durch mein Studium begleitet hat.

...meiner Oma die mich immer mit Fragen nach dem Fertigwerden angetrieben hat.

...Karl Krainer, der durch die Leitung des ÖAW-Projektes „Permafrost in Austria“ diese Arbeit ermöglichte

...Helmut Hausmann, der bei den Messkampagnen als auch bei der Auswertung, ein guter Betreuer und Kollege war.

... Ewald Brückl für die Annahme und die Betreuung meiner Diplomarbeit.

... Werner Chwatal für seine große Hilfsbereitschaft und die Zeit die er sich für Spezialfragen während der Datenauswertung nahm.

...Walter Loderer, der immer Hilfbereit und stets zu interessanten Gesprächen bereit war, und ein komfortables Tragesystem für die seismische Messapparatur entwickelte.

...Burkhard Dörflinger, der während meines Studiums immer Arbeit für mich im Vermessungsbüro hatte.