



**Karl-Franzens-Universität Graz**  
**Institut für Geographie und Raumforschung**

# Messung der Mächtigkeit von Sedimentkörpern im Johnsbachtal mittels geophysikalischer Methoden

## **Masterarbeit**

zur Erlangung des akademischen Grades

*Master of Science*

## **Autor:**

Markus LAURENTSCHITSCH, BSc

Matr.Nr.: 1061139

## **Begutachter:**

Univ. Prof. Dr. Oliver SASS

## **Vorlage:**

Sommersemester 2016

## **Eidesstattliche Erklärung**

Ich erkläre hiermit, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne Beihilfe verfasst habe. Ich habe keine weiteren Quellen, außer den von mir im Quellenverzeichnis angeführten verwendet und wörtlich oder inhaltlich entnommene Stellen als solche erkenntlich gemacht.

Graz, Juni 2016

---

Markus Laurentsich

## Vorwort

Die hier vorliegende Masterarbeit, welche die Messung der Sedimentmächtigkeit im Johnsbachtal mittels geophysikalischer Methoden zum Thema hat, ist Teil des aktuell laufenden Forschungsprojektes SEDYN-X, einem Projekt zur interdisziplinären Untersuchung von Sedimentströmen im Johnsbachtal. Diese Masterarbeit trägt aktiv zum Forschungsprojekt bei und übernimmt dadurch einen Teil der Datenerhebung sowie der Datenauswertung.

Der eigene Zugang zum Thema ergab sich durch die Teilnahme an einem Praktikum im Sommersemester 2014 unter der Leitung von Univ. Prof. Dr. Oliver Sass. Dieses so genannte „Praktikum Angewandte Geomorphologie“ wurde ebenfalls im Zuge des Forschungsprojektes SEDYN-X durchgeführt. Neben Kartierungen des Bachbetts und Abflussmessungen im Johnsbach kamen ebenfalls geophysikalische Methoden (Geoelektrik und Georadar) zum Einsatz um den Untergrund zu untersuchen. Dies weckte das Interesse an geophysikalischen Methoden und daher wurde dieses Masterarbeitsthema, welches von Univ. Prof. Dr. Oliver Sass ausgeschrieben wurde, gewählt.

An dieser Stelle möchte ich Herrn Univ. Prof. Dr. Oliver Sass für die stets freundliche und ausgezeichnete Betreuung während des Verfassens der Arbeit sowie auch während des Praktikums Angewandte Geomorphologie herzlich danken. Ein weiterer Dank für die hervorragende Zusammenarbeit und Unterstützung gilt auch Dipl.-Geogr. Eric Rascher, welcher als Projektmitarbeiter beim Forschungsprojekt SEDYN-X der Ansprechpartner für die Planung, die praktische Durchführung und die Auswertung der geophysikalischen Messungen war. Ebenfalls gilt ein Dank an Mag.rer.net Matthias Rode und DI Mag. Johannes Stangl, welche beide mit ihrem Fachwissen über die Anwendung und Auswertung der Geophysik stets hilfsbereit zur Seite standen.

Abschließend gilt ein Dank auch noch an Christian Steinbauer, Masterstudent am Institut für Erdwissenschaften, welcher zeitgleich ebenfalls eine Masterarbeit über das Johnsbachtal verfasste und dazu unter anderem auch geophysikalische Methoden eingesetzt hat. Durch die gegenseitige, tatkräftige Unterstützung bei den Messungen im Gelände wurde beiden die praktische Durchführung sehr erleichtert.

## Zusammenfassung

Diese Masterarbeit beschäftigt sich mit der Sedimentmächtigkeit im vorderen Johnsbachtal. Das Ziel ist es, mittels geophysikalischer Methoden herauszufinden, wie hoch der Sedimentkörper auf dem ursprünglichen Talboden liegt. Dabei soll eine Angabe in Meter getätigt werden, wie dick diese Schicht ist. Zur Anwendung gekommen sind die Geoelektrik und das Georadar. Es wurden ebenfalls Testmessungen mit der Hammerschlagseismik durchgeführt, diese zeigten jedoch, dass die Eindringtiefe für die hier vorliegende Fragestellung bei weitem nicht ausreichend ist. Sprengseismik und andere stärkere seismische Impulsquellen waren aus finanziellen und rechtlichen Gründen (Naturschutzgebiet) nicht verfügbar. Die Messungen wurden an drei Standorten durchgeführt: Ein Messprofil wurde ca. 200 Meter unter dem Neuweggraben bei Straßenkilometer 0,8 gelegt, ein weiteres ca. 200 m oberhalb vom Langgriesgraben bei Straßenkilometer 2,8 und ein drittes auf Höhe des Fehringer Kreuzgrabens bei Straßenkilometer 4,0.

Die Messungen der Geoelektrik zeigten, dass die Sedimentmächtigkeit im vorderen Johnsbachtal mit 40 – 50 Metern einzuschätzen ist. Basis für diese Aussage ist die Messung auf Höhe des Langgriesgrabens bis in eine Tiefe von ca. 70 Meter, welche Grundgestein in ca. 45 Metern Tiefe zeigte. Die beiden weiteren Messungen, unterhalb des Neuweggrabens und auf Höhe des Fehringer Kreuzgrabens reichten bis in eine Tiefe von jeweils ca. 35 Metern. Diese zeigten bis in die volle Eindringtiefe nicht den gesamten Querschnitt des Sedimentkörpers, bei der Messung unterhalb des Neuweggrabens war aber eine Annäherung an den tiefsten Punkt des Sediments zu erkennen. Dies lässt die maximale Sedimentmächtigkeit in diesem Bereich ebenfalls mit 40 – 50 Metern vermuten.

Die Messungen mit dem Georadar am Talboden erreichten mit 50MHz-Antennen eine Eindringtiefe von maximal 40 Metern. Diese zeigten kein Grundgestein bis in die volle Eindringtiefe, was die Aussage der Geoelektrik bestätigt.

**Schlüsselwörter:** *Johnsbachtal, Sedimentkörper, Sedimentmächtigkeit, Grundgestein, Geophysik, Geoelektrik, Georadar, Geoseismik*

## **Abstract**

The topic of this master thesis is the thickness of the sediment in the fore Johnsbach valley. The goal is, to find the depth of the sedimentary body from the top surface to the primary valley floor. The final answer should be the distance in meter from the surface down to the bedrock. The techniques used, were electrical resistivity tomography (ERT) and ground penetrating radar (GPR). There was also an attempt to use seismology, but since the only available seismic source was a sledgehammer, the depth of penetration was way too low for this kind of application. Explosives and other powerful seismic sources were not available for financial or legal purposes (protected area). One metering point was about 200 meters below Neuweggraben at the 0.8 km road mark, another one was about 200 meters above Langgriesgraben at the 2.8 km road mark and the third one was at Fehringer Kreuzgraben at the 4.0 km road mark.

The results of the electrical resistivity tomography have shown that the thickness of the sediment in the fore Johnsbach valley can be assumed to be 40 – 50 meters. The base for this statement is the measuring at Langgriesgraben to a maximum depth of 70 meters, where bedrock appears in a depth of about 45 meters below the surface. The two other measurements reached a depth of about 35 meters maximum and didn't show the full profile of the sediment, but the measuring at Neuweggraben got close to the lowest point on the bedrock, what confirms the statement, that the maximum thickness of the sediment must be in a range of 40 – 50 meters.

The measuring with the ground penetrating radar in the valley plain with 50MHz antennas reached a maximum depth of 40 meters. The results of the radar didn't show any bedrock at all, which also confirms the results of the electrical resistivity tomography.

**Keywords:** *Johnsbach valley, sedimentary body, sediment thickness, bedrock, geophysics, electrical resistivity tomography, ground penetrating radar, seismology*

# Inhaltsverzeichnis

<b>Eidesstattliche Erklärung</b> .....	<b>I</b>
<b>Vorwort</b> .....	<b>II</b>
<b>Zusammenfassung</b> .....	<b>III</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>IV</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b> .....	<b>VI</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b> .....	<b>VIII</b>
<b>1. Einleitung</b> .....	<b>1</b>
1.1 Allgemeines .....	1
1.2 Forschungsfragen .....	2
1.3 Ziele und Abgrenzung .....	2
1.4 Untersuchungsgebiet .....	3
1.5 Stand der Forschung.....	9
<b>2. Methodik</b> .....	<b>11</b>
2.1 Geoelektrik.....	11
2.2 Georadar.....	15
2.3 Geoseismik .....	20
<b>3. Praktische Durchführung</b> .....	<b>25</b>
3.1 Messpunkte .....	25
3.2 Messaufbau .....	27
3.2.1 Geoelektrik .....	27
3.2.2 Georadar .....	31
3.2.3 Geoseismik .....	32
3.3 Messbedingungen.....	34
<b>4. Ergebnisse</b> .....	<b>36</b>
4.1 Geoelektrik.....	36
4.2 Georadar.....	48
4.3 Geoseismik .....	56
<b>5. Interpretation der Ergebnisse</b> .....	<b>61</b>
<b>6. Diskussion</b> .....	<b>63</b>
6.1 Vergleich der Ergebnisse .....	63
6.2 Zusätzliche Erkenntnisse .....	65
<b>7. Schlussfolgerungen &amp; Ausblick</b> .....	<b>67</b>
<b>Quellenverzeichnis</b> .....	<b>71</b>

# Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Lage des Johnsbachtals und des Nationalparks Gesäuse .....	4
Abb. 2: Das Johnsbachtal und seine Abgrenzung .....	5
Abb. 3: Geologie des Johnsbachtals .....	5
Abb. 4: Vergletscherung des Johnsbachtals in der Würm-Kaltzeit .....	6
Abb. 5: Untersuchungsgebiet im nördlichen Johnsbachtal .....	7
Abb. 6: Johnsbachtal auf Höhe des Neuweggrabens .....	7
Abb. 7: Diagrammdarstellung des gemessenen Abflusses des Johnsbachs.....	8
Abb. 8: Diagrammdarstellung der gemessenen Fracht des Johnsbachs.....	9
Abb. 9: Schematische Darstellung der Geoelektrik.....	12
Abb. 10: Dreidimensionale schematische Darstellung der Geoelektrik .....	12
Abb. 11: Schematische Darstellung der Methoden Wenner und Schlumberger.....	13
Abb. 12: Schematische Darstellung des Georadars .....	15
Abb. 13: Messaufbau und Reflexionsverhalten beim Georadar.....	16
Abb. 14: Beispiel eines Radargramms .....	18
Abb. 15: Arten von seismischen Wellen.....	20
Abb. 16: Schematische Darstellung von Reflexion und Refraktion.....	21
Abb. 17: Prinzip der Refraktionsseismik.....	22
Abb. 18: Spezialfahrzeug zur Signalerzeugung bei der Vibro-Seismik.....	23
Abb. 19: Messprofile im Untersuchungsgebiet.....	27
Abb. 20: Elektroden der Geoelektrik.....	28
Abb. 21: Kabel der Geoelektrik unter der Straße durchgezogen .....	28
Abb. 22: Einbohren der Elektroden am Felsen .....	29
Abb. 23: Führung des Kabels über das Wasser und Verbindung mit Gesteinsblock im Fluss .....	30
Abb. 24: Aufbau der Messstation .....	30
Abb. 25: Messaufbau beim Georadar.....	31
Abb. 26: Die verwendeten Geophone bei der Geoseismik .....	32
Abb. 27: Anschluss der Geophone am Kabel .....	33
Abb. 28: Metallplatte und Vorschlaghammer mit daran befestigtem Erschütterungssensor .....	33
Abb. 29: Ergebnis der Wenner-Messung für Profil 1 .....	37
Abb. 30: Ergebnis der Schlumberger-Messung für Profil 1 .....	39
Abb. 31: Kombinierte Darstellung für Profil 1 .....	40
Abb. 32: Ergebnis der Wenner-Messung für Profil 2.....	41
Abb. 33: Östlicher Schuttkegel mit dünner Sedimentdecke an der zweiten Messstelle .....	42
Abb. 34: Ergebnis der Schlumberger-Messung für Profil 2.....	43
Abb. 35: Kombinierte Darstellung für Profil 2 .....	43
Abb. 36: Östliche Gesteinsfront auf Höhe von Profil 2 .....	44

Abb. 37: Ergebnis der Wenner-Messung für Profil 3.....	45
Abb. 38: Ergebnis der Schlumberger-Messung für Profil 3.....	47
Abb. 39: Kombinierte Darstellung für Profil 3.....	48
Abb. 40: Rohdaten einer Radarmessung.....	49
Abb. 41: Radarmessung an Profil 1 mit 100MHz-Antennen.....	51
Abb. 42: Ergebnis der CMP-Messung.....	51
Abb. 43: Radarmessung an Profil 1 mit 50MHz-Antennen.....	53
Abb. 44: Radarmessung an Profil 2 mit 50MHz-Antennen.....	54
Abb. 45: Rohdaten der Geoseismik.....	57
Abb. 46: Manuelles Markieren des Erstausschlags.....	58
Abb. 47: Berechnung der Signallaufzeiten.....	58
Abb. 48: Fertige Darstellung der Seismik-Messergebnisse.....	59
Abb. 49: Vergleich der Ergebnisse Geoelektrik und Georadar.....	63
Abb. 50: Vereinfachte Talquerschnitte von Kerbtal und Trogtal.....	66

## Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Auszug der spezifischen Widerstände für verschiedene Untergrundtypen .....	14
Tab. 2: Typische Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Lithologien beim Georadar .....	19
Tab. 3: Typische Reflexionsbilder verschiedener Lithologien .....	19
Tab. 4: Auszug aus den typischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten von seismischen Wellen in verschiedenen Lithologien .....	24

# 1. Einleitung

## 1.1 Allgemeines

Die hier vorliegende Masterarbeit stellt einen Beitrag zum aktuell laufenden Projekt „Sedyn-X“ der Forschungsgruppe „Aladyn“ (Alpine Landschaftsdynamik) am Institut für Geographie und Raumforschung an der Karl-Franzens-Universität Graz dar. Der Fokus des Projekts Sedyn-X ist die interdisziplinäre Untersuchung von Sedimentströmen im Johnsbachtal unter dem Blickwinkel der Renaturierung. Da der Sedimenttransport in Flusssystemen ein wiederkehrendes Problem für geomorphologische Sedimentstrom-Analysen, Naturgefahrenbewertung, Flussökologie und Flussbau darstellt, soll diese Thematik unter Zusammenarbeit mit dem Institut für Wassermanagement der BOKU Wien und dem Nationalpark Gesäuse in diesem Projekt näher untersucht werden (INSTITUT FÜR GEOGRAPHIE UND RAUMFORSCHUNG GRAZ, 2016;1). Umgesetzt werden soll dies durch die Erfassung und Quantifizierung geomorphologischer Prozesse und systeminterner Speicher mittels verschiedenen Methoden. Ziel des Projektes soll es letztendlich sein, diese Erkenntnisse für die Ausarbeitung möglicher Maßnahmen und Strategien im Sedimentmanagement zu nutzen. Der interdisziplinäre Ansatz soll dabei auch Rücksicht auf die Interessen aller lokalen Akteure wie z.B. Nationalpark, Straßenbau, Kraftwerksbetreiber gewährleisten. Die lokalen Ergebnisse dieses Projekts sollen in Zukunft aber auch als Leitfaden für die Bewältigung vergleichbarer Probleme in anderen Gebieten dienen (INSTITUT FÜR GEOGRAPHIE UND RAUMFORSCHUNG GRAZ, 2016;1).

Der Beitrag dieser Masterarbeit zu Sedyn-X ist dabei die Untersuchung der Mächtigkeit des Sedimentkörpers im Johnsbachtal mittels geophysikalischer Methoden. Dies soll in weiterer Folge zu der Erstellung des Sedimentbudgets für das Johnsbachtal dienen. In enger Zusammenarbeit mit Dipl.-Geogr. Eric Rascher und Mag.rer.nat. Matthias Rode soll unter Betreuung von Univ. Prof. Dr. Oliver Sass nach selbst durchzuführenden Messungen an mehreren ausgewählten Standorten im Untersuchungsgebiet eine Einschätzung der Tiefe des aufgeschütteten Sediments im Talboden des Johnsbachtals erfolgen.

## 1.2 Forschungsfragen

Die Forschungsfrage für die hier vorliegende Arbeit lässt sich aufgrund der Thematik und der angestrebten Ziele wie folgt formulieren:

- *Wie hoch kann die Mächtigkeit des Sedimentkörpers im (vorderen) Johnsbachtal eingeschätzt werden?*

Aufgrund der selbst zu bewältigenden praktischen Durchführung der Messungen und der Auswahl der Messmethoden lässt sich auch noch folgende zusätzliche Forschungsfrage formulieren, welche mit dieser Arbeit beantwortet werden kann:

- *Wie eignen sich geophysikalische Methoden generell zur Quantifizierung von Sedimentkörpern in Wildbachsystemen, wo liegen die Vorteile der einzelnen Methoden und welche Methode liefert die besten Ergebnisse im Sinne der Einschätzung von Sedimentmächtigkeiten?*

## 1.3 Ziele und Abgrenzung

Wie aus der Fragestellung zu erkennen, ist das primäre Ziel der Arbeit, die Mächtigkeit des Sedimentkörpers im vorderen Johnsbachtal abzuschätzen. Die Aussage soll dabei eine Meterangabe bzw. eine Spannweite sein, mit der die vertikale Distanz vom heutigen Talboden bis hinab zum Grundgestein angenommen werden kann. Um eine möglichst gut abgesicherte Aussage zu erreichen sollen mehrere Methoden eingesetzt werden um die Ergebnisse nach Möglichkeit nicht nur auf eine einzige Methode zu stützen. Dies soll in erster Linie Mess- und Interpretationsfehlern vorbeugen, ermöglicht aber auch eine anschließende Abwägung der Eignung der einzelnen Methoden zur Beantwortung dieser und vergleichbarer Fragestellungen. Daher kann als ein weiteres Ziel der Arbeit auch definiert werden, die eingesetzten Methoden untereinander zu vergleichen. Der Vergleich soll dabei vor allem mit einem Fokus auf die Eindeutigkeit der Ergebnisse stattfinden, es soll aber auch ein Blick auf den Aufwand bei der Messung im Vergleich zu der Qualität der Ergebnisse geworfen werden.

Bei der praktischen Abgrenzung der Arbeit spielen zwei Faktoren die größte Rolle. Zum einen ist das die Größe des Johnsbachtals selbst, wodurch das Untersuchungsgebiet so gewählt werden muss, um mit einer für eine Masterarbeit angebrachten Anzahl von Messungen eine brauchbare Aussage für die Sedimentmächtigkeit in diesem Gebiet generieren zu können. Der zweite Faktor, welcher bei der praktischen Abgrenzung eine große Rolle spielt, ist die Verfügbarkeit von Messgeräten. Da Instrumente für geophysikalische Messungen sehr kostspielig sind, ist eine Bindung an die bereits vorhandenen Anlagen der Universität Graz gegeben.

Die thematische Abgrenzung bildet die Beantwortung der Forschungsfragen sowie eine Diskussion der Ergebnisse. Inhalt sind die Planung, Organisation und Durchführung der Messungen vor Ort, sowie die Auswertung und Interpretation der Ergebnisse und die anschließende Bildung von Aussagen über diese. Die weitere Verwendung der Ergebnisse und der Aussagen wie beispielsweise die Berechnung des Sedimentvolumens oder das Aufstellen des Sedimentbudgets sind nicht mehr Teil dieser Masterarbeit, in der abschließenden Diskussion soll aber trotzdem ein kurzer Blick auf diese Aspekte beworfen werden.

## **1.4 Untersuchungsgebiet**

Das Untersuchungsgebiet der Arbeit befindet sich im Johnsbachtal. Das Johnsbachtal ist ein südliches Seitental des Durchbruchstals der Enns im obersteiermärkischen Gesäuse und wird vom Johnsbach durchflossen (HASITSCHKA, 2010, S. 9). Es hat eine Größe von 65 km<sup>2</sup> und die Höhenlage des Talbodens liegt im Bereich von 600 – 700m, während die Gipfelregionen Höhen von teilweise über 2.300m erreichen (INSTITUT FÜR GEOGRAPHIE UND RAUMFORSCHUNG, 2016;2).

Das Johnsbachtal liegt im Norden zum Teil im Nationalpark Gesäuse, wodurch ein großer Teil des Tals ein Schutzgebiet im Sinne eines Nationalparks ist. Abbildung 1 zeigt die Lage des Johnsbachtals (blaue Umrandung) und die Lage des Nationalparks Gesäuse (orange Umrandung):

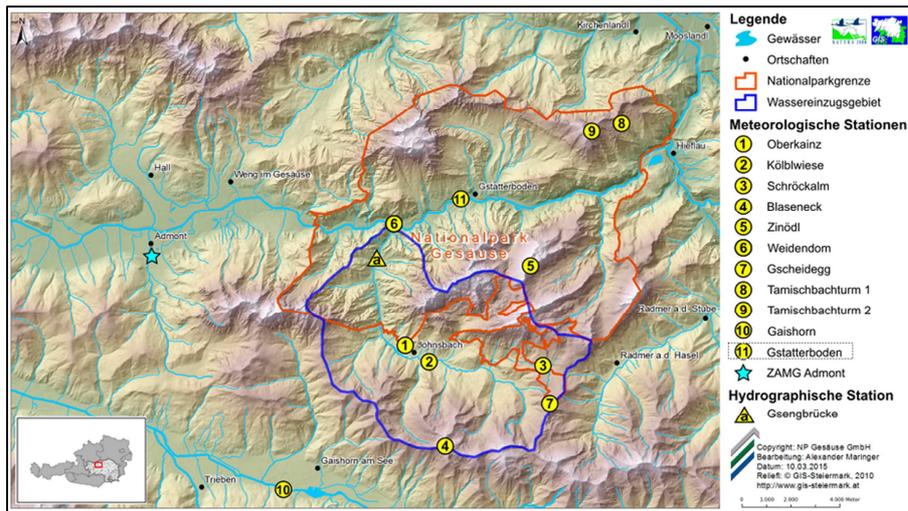


Abb. 1: Lage des Johnsbachtals und des Nationalparks Gesäuse (Quelle: NATIONALPARK GESÄUSE GMBH, 2015)

Der Hauptort des Johnsbachtals ist der Ort Johnsbach. Bis Ende 2014 war Johnsbach eine eigenständige Gemeinde, ist aber am 1. Jänner 2015 durch die Gemeindegemeinschaft mit den Orten Hall, Admont und Weng Teil der neuen Gemeinde Gesäuse geworden. Zuletzt betrug der Bevölkerungsstand der Gemeinde Johnsbach 150 Einwohner (LANDESSTATISTIK STEIERMARK, 2014), was bezogen auf die Gemeindefläche von 97,7 km<sup>2</sup> eine Bevölkerungsdichte von weniger als 2 Einwohnern pro Quadratkilometern entspricht (LIEB & PRAMM, 2008, S. 13). Bezogen auf das steiermärkische Mittel von damals 74 Einwohnern pro Quadratkilometern (LANDESSTATISTIK STEIERMARK, 2015) war die Gemeinde Johnsbach eine der am dünnsten besiedelten Gemeinden der Steiermark. Grund dafür ist, dass nur ein kleiner Teil der gesamten Gemeindefläche für dauerhafte Besiedelung geeignet ist (LIEB & PRAMM, 2008, S. 13). Zu erwähnen ist auch, dass das Johnsbachtal seit ca. 140 Jahren ein bedeutender Tourismusort ist und trotz dem allgemeinen Rückgang von Ankünften und Nächtigungszahlen seine Zahlen seit 1980 einigermaßen halten kann (HASITSCHKA, 2010, S. 9).

Das Johnsbachtal lässt sich aufgrund seiner geologischen und geomorphologischen Gegensätze in den äußeren und den inneren Talabschnitt einteilen. Während der äußere Talabschnitt, welcher im Norden von der Einmündung in die Enns in Richtung Süden über die sog. Zwischenmauerstrecke bis hin zur Silberreitbrücke reicht, aus karbonatischem Wettersteindolomit besteht (siehe geologische Übersichtskarte in Abbildung 3) und über steile und schroffe Talflanken sowie einen schmalen Talboden

verfügt, besteht der innere Talabschnitt, das sog. Innere Johnsbachtal, hauptsächlich aus Kalken und Phyliten und verfügt über sanfte Formen sowie einen deutlich breiteren Talboden. Gemeinsam ist beiden Talabschnitten, dass der Talboden mit Lockergesteinen gefüllt ist, welche aus gravitativen Prozessen entstammen und vom Johnsbach geformt wurden (LIEB & PRAMM, 2008, S. 12f).

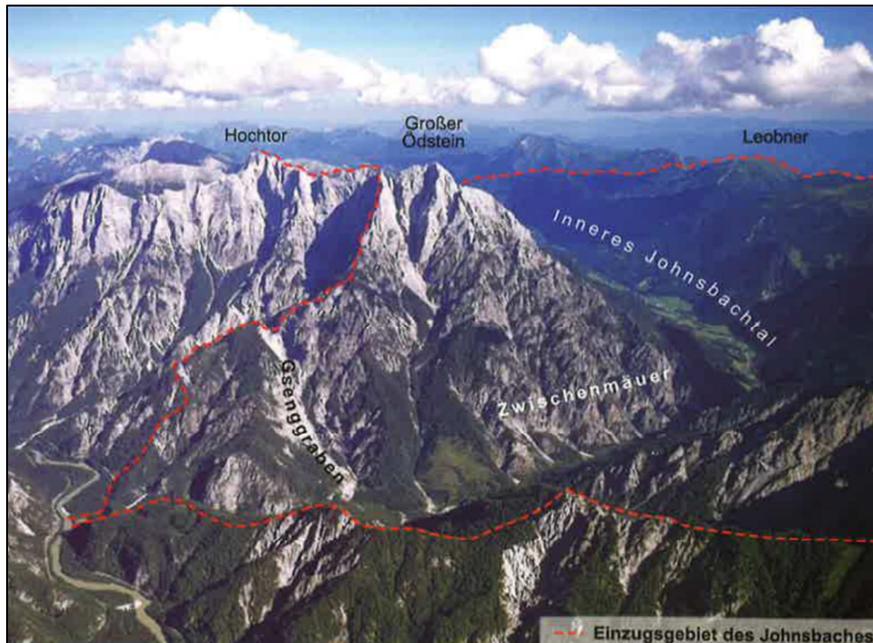


Abb. 2: Das Johnsbachtal und seine Abgrenzung (Quelle: LIEB & PRAMM, 2008, S.12)

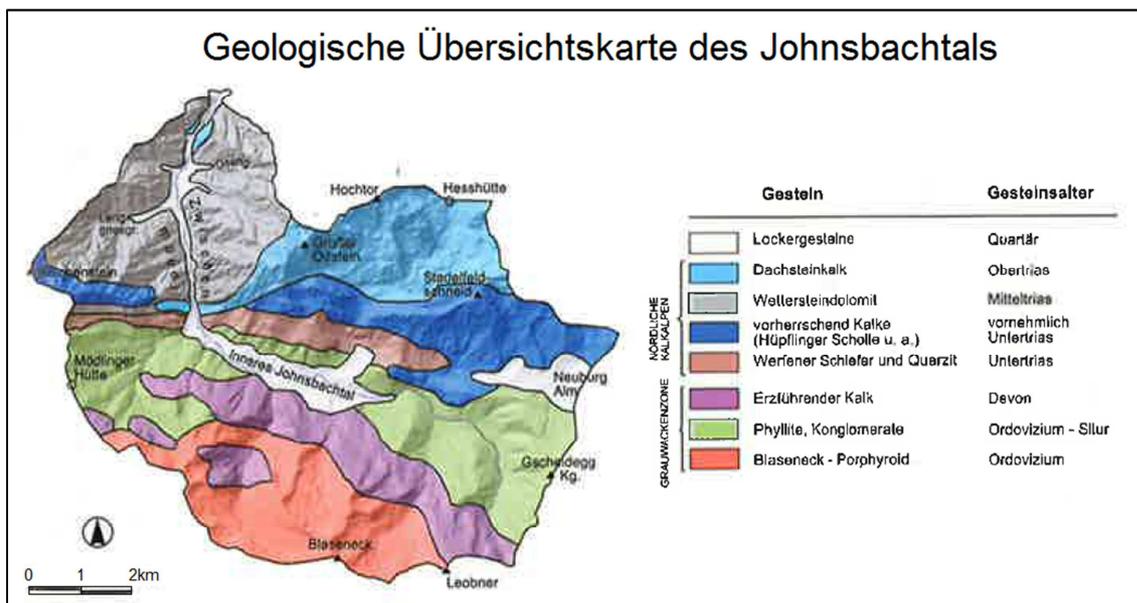


Abb. 3: Geologie des Johnsbachtals (Quelle: verändert nach LIEB & PRAMM, 2008, S.13)

Zur generellen Entstehung des Johnsbachtals kann gesagt werden, dass dieses, wie in den Alpen üblich, auf die Gebirgshebung im Miozän und auf das damit einherge-

hende Einschneiden der Flüsse zurückzuführen ist. Dadurch bildete sich das noch bis heute bestehende Talnetz. In der Würm-Eiszeit war das Johnsbachtal zumindest teilweise vergletschert, was durch die glaziale Überprägung auch deutlich zur Formung der heute bestehenden Geländeform beigetragen hat (siehe Abb. 4). Die Gletscher bedeckten dabei jedoch vermutlich nur Kare und Hochtäler, der Talboden des eigentlichen Johnsbachtals war höchstwahrscheinlich nicht von Eis bedeckt (LIEB & PRAMM, 2008, S. 16f).

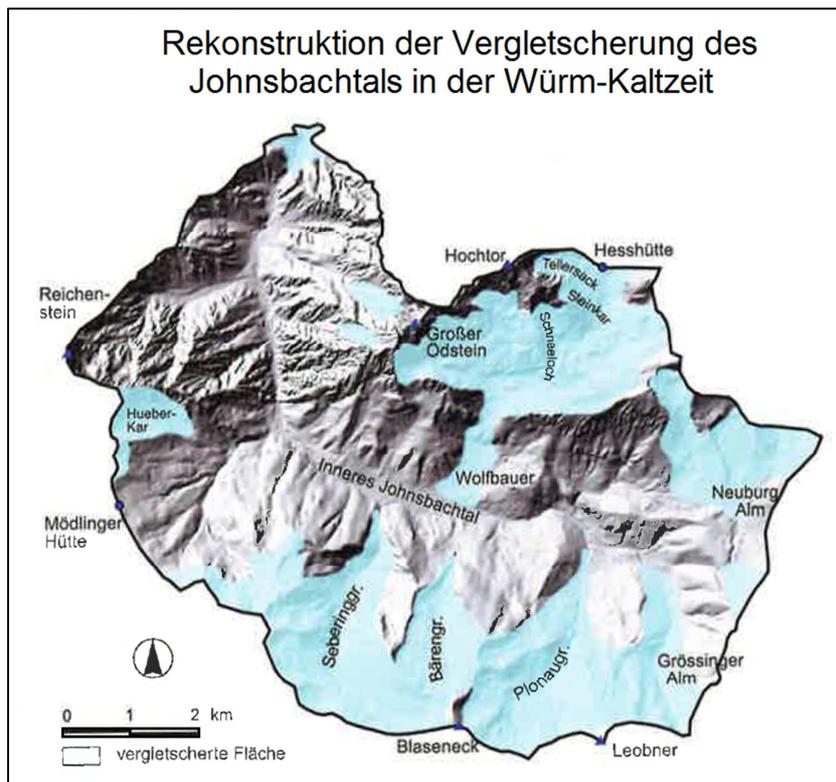


Abb. 4: Vergletscherung des Johnsbachtals in der Würm-Kaltzeit (Quelle: verändert nach LIEB & PRAMM, 2008, S.16)

Nach der Eiszeit waren flächenhafte Abtragung und Aufschüttung von Murschutt der maßgebliche Faktor für die Entstehung des Geländes. Besonders im inneren Johnsbachtal waren diese Vorgänge sehr prägend. Das beste Beispiel ist hier wohl der große, von Muren aufgeschüttete Schuttkegel am Fuße des Ödstein, welcher den Johnsbach aufstaut, was zur Folge hatte, dass dieser das mitgeführte Material ablagerte und so den heutigen Talboden aufschüttete (LIEB & PRAMM, 2008, S. 16).

Der Fokus dieser Arbeit beschränkt sich auf den nördlichen, karbonatischen Teil des Johnsbachtals, also auf den Teil des Johnsbachtals, welcher im Nationalpark Gesäuse liegt. Die Abgrenzung im Norden bildet die Bundesstraße 146, Gesäuse Stra-

ße. Die südliche Abgrenzung bildet die Silberreitbrücke. In dem Gebiet zwischen diesen Abgrenzungen sollen die geophysikalischen Messungen entsprechend verteilt stattfinden um eine Gesamtaussage für das ganze Untersuchungsgebiet treffen zu können. Die Abgrenzung dieses Untersuchungsgebiets ist in Abbildung 5 kartographisch dargestellt:

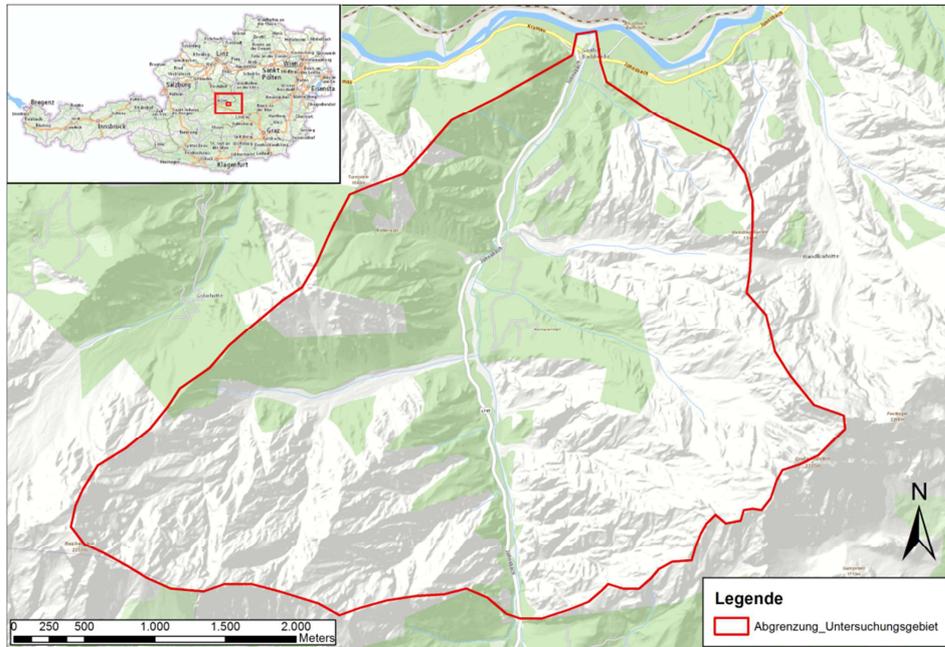


Abb. 5: Untersuchungsgebiet im nördlichen Johnsbachtal (Quelle: Eigene Darstellung, Kartengrundlage: BASEMAP.AT)

Ein Blick in das Untersuchungsgebiet zeigt, dass dieses geprägt ist von schmalen, teilweise dicht bewachsenen Talböden und steilen Talflanken:



Abb. 6: Johnsbachtal auf Höhe des Neuweggrabens (Quelle: Eigene Aufnahme, 2015)

Wie Messungen im Jahr 2014 gezeigt haben, erreicht der Johnsbach im Bereich des vorderen Johnsbachtals bis hin zur Einmündung in die Enns seinen höchsten Abfluss (LAURENTSCHITSCH et al., 2014). Die grafische Darstellung dieser Messergebnisse zeigt diesen Trend besonders deutlich:

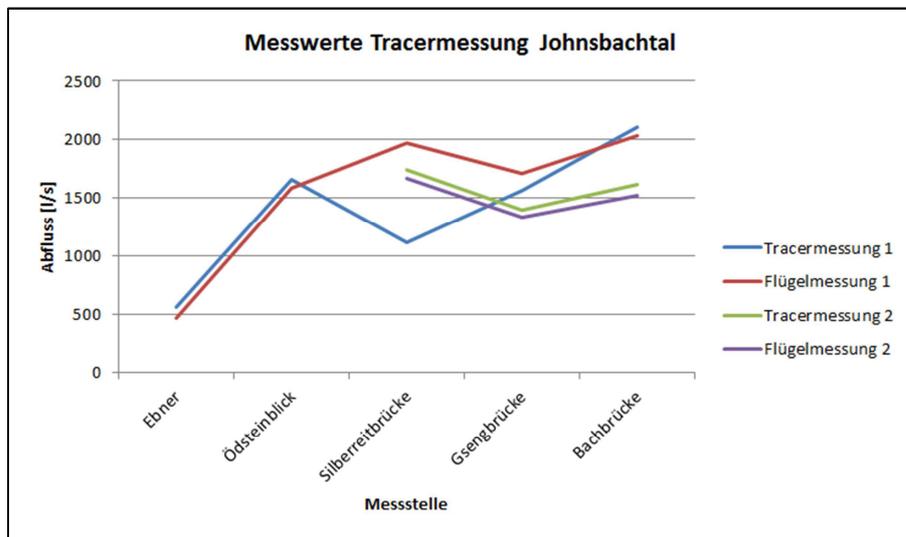


Abb. 7: Diagrammdarstellung des gemessenen Abflusses des Johnsbachs (Quelle: LAURENTSCHITSCH et al., 2014, S. 40)

Zu erkennen sind dabei die gemessenen Abflusswerte der Flügelmessung und der Tracermessung (vertikale Skala) an den einzelnen Messstellen (horizontale Skala). Der Trend ist dabei im Flussverlauf deutlich zunehmend.

Gemessen wurde an den meisten Messstellen auch die Fracht (siehe Abb. 8). Hier zeigt sich jedoch ein gegenteiliges Bild, da die Fracht mit talabwärts zunehmendem Abfluss abnimmt. Da die Transportkapazität eines Fließgewässers laut BAHLBERG & BREITKREUZ (2012, S. 84f) aber mit zunehmendem Abfluss normalerweise auch ansteigen muss, ist davon auszugehen, dass es sich um Messfehler oder um eine besondere lokale Situation an den Messtagen handelt und es sich dabei nicht um das permanente Verhalten des Johnsbachs handelt.

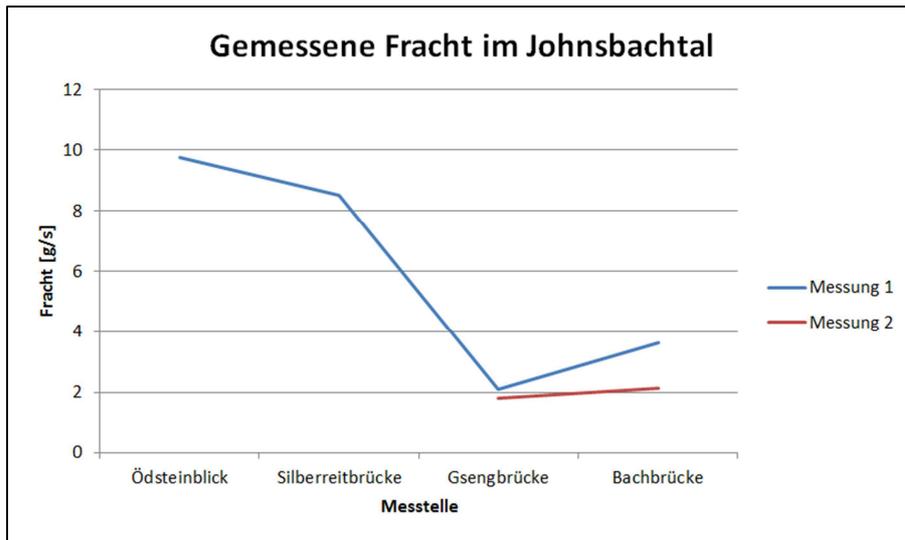


Abb. 8: Diagrammdarstellung der gemessenen Fracht des Johnsbachs (Quelle: LAURENTSCHITSCH et al., 2014, S. 38)

## 1.5 Stand der Forschung

Das Feststellen von Sedimentmächtigkeiten in inneralpinen Tälern ist kein unproblematisches Feld. Dicke Sedimentschichten sind im glazial überprägten Inneralpin keine Seltenheit, trotzdem gilt es nach wie vor als sehr schwierig diese Sedimentfüllungen zu quantifizieren. Das Wissen über die Dicke der Sedimentdecke dient dabei hauptsächlich dem Aufstellen eines Sedimentbudgets, was wiederum eine bedeutende Rolle in vielen Bereichen der Forschung hat (MEY et al., 2015, S. 1301f).

Die Methoden zum Feststellen der Sedimentdicke sind dabei weitreichend. Wie bereits eingangs erwähnt, ist der Ansatz dieser Masterarbeit der Einsatz von Messungen mittels geophysikalischer Methoden, wie es u.a. bereits auch von HOFFMANN & SCHROTT (2002) im Reintal durchgeführt wurde. Andere Ansätze, welche eine Einschätzung der Sedimentmächtigkeit erlauben, kommen dabei auch ohne den Einsatz von geophysikalischen Methoden aus. In MEY et al. (2015) wird die Sedimentdicke mittels der Geländeform an den Talflanken und der Verlängerung dieser mittels mathematischer Berechnungen in den Untergrund eingeschätzt. Dieser Ansatz basiert also auf geographischen Informationssystemen (GIS). Auch Kombinationen der methodischen Ansätze Geophysik und GIS sind denkbar, wie es unter anderem auch von OTTO et al. (2009) im schweizerischen Turtmantal angewendet wurde.

Obwohl das Johnsbachtal in den letzten Jahren Mittelpunkt vieler Forschungen ist, so ist zur Sedimentmächtigkeit außer Schätzung nur wenig bekannt. Genau hier hakt diese Masterarbeit ein und soll im besten Fall erstmalig konkrete Aussagen zur Stärke der Sedimentfüllung bringen. Dies soll in weiterer Folge die Basis zur Bestimmung des Sedimentbudgets im Zuge des Projekts Sedyn-X bilden und auch den Grundstein für weitere Forschungen rund um den Sedimentkörper im Johnsbachtal legen.

## **2. Methodik**

Wie eingangs bereits erwähnt, beschränkt sich die gewählte Methodik um die Mächtigkeit des Sedimentkörpers zu untersuchen, auf geophysikalische Verfahren. Da diese geophysikalischen Methoden stets einen Interpretationsspielraum zulassen, soll nicht nur eine einzelne Messmethode herangezogen werden, sondern auf mehrere zurückgegriffen werden, um die Ergebnisse dieser verschiedenen Methoden miteinander zu vergleichen und schlussendlich soll ein gemeinsames Ergebnis aus diesen Vergleichen generiert werden.

Die Auswahl der Methoden hängt, abgesehen von der technischen Eignung, in erster Linie vor allem von der Verfügbarkeit der Geräte ab. Das Inventar des Instituts für Geographie und Raumforschung verfügt über eine Geoelektrik, ein Georadar und während dem Verfassen der Arbeit wurde auch eine Geoseismik angeschafft. Da theoretisch alle dieser drei Methoden zur Beantwortung der Fragestellung geeignet sind, sollen auch all diese Methoden in der Arbeit ihren Einsatz finden und deren Ergebnisse zu einer Gesamtaussage führen. Auf den folgenden Seiten werden diese drei Methoden nun näher betrachtet um einen Überblick über die Funktionsweise dieser Messanlagen zu bekommen.

### **2.1 Geoelektrik**

Der Begriff Geoelektrik fasst alle elektrischen und elektromagnetischen Verfahren zusammen, welche dazu dienen die räumliche Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit bzw. des spezifischen elektrischen Widerstands zu bestimmen (WEIDELT, 2005, S. 71). In dieser Arbeit kommt die sog. Gleichstromgeoelektrik zum Einsatz, deren Anwendungsmöglichkeiten einerseits die Abgrenzung von lithologischen Einheiten darstellt (wie es diese Arbeit erfordert), jedoch kann die Gleichstromgeoelektrik auch eingesetzt werden um Tiefe und Mächtigkeit von Grundwasserkörpern zu bestimmen, Verwitterungsschichten über Festgestein zu identifizieren, Lagerungsstörungen im Lockergestein und Störungszonen im Festgestein zu entdecken, zur Kartierung von Wasserwegsamkeiten, zur Lokalisierung und Abgrenzung von Altlasten und Deponiekörpern, Beobachtungen von Schadstoffausbreitung, Ortung von Hohlräumen im Untergrund und für viele weitere Einsatzbereiche (LANGE & JACOBS, 2005, S.132).

Realisiert wird die Gleichstromgeoelektrik, indem Elektroden in einem bestimmten Abstand (Spacing) in den Boden geschlagen werden. Jede Messung erfolgt dann unter Teilnahme von je 4 Elektroden. Abbildung 9 und Abbildung 10 zeigen diesen Vorgang schematisch dargestellt:

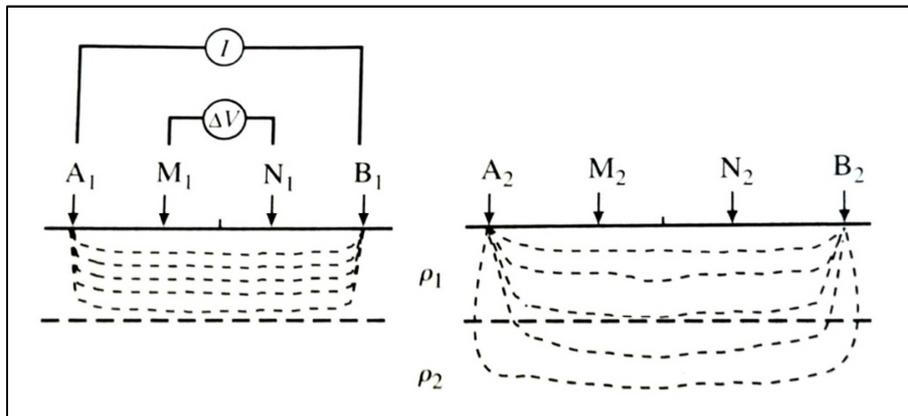


Abb. 9: Schematische Darstellung der Geoelektrik. (Quelle: HAUCK & KNEISEL, 2008, S. 4)

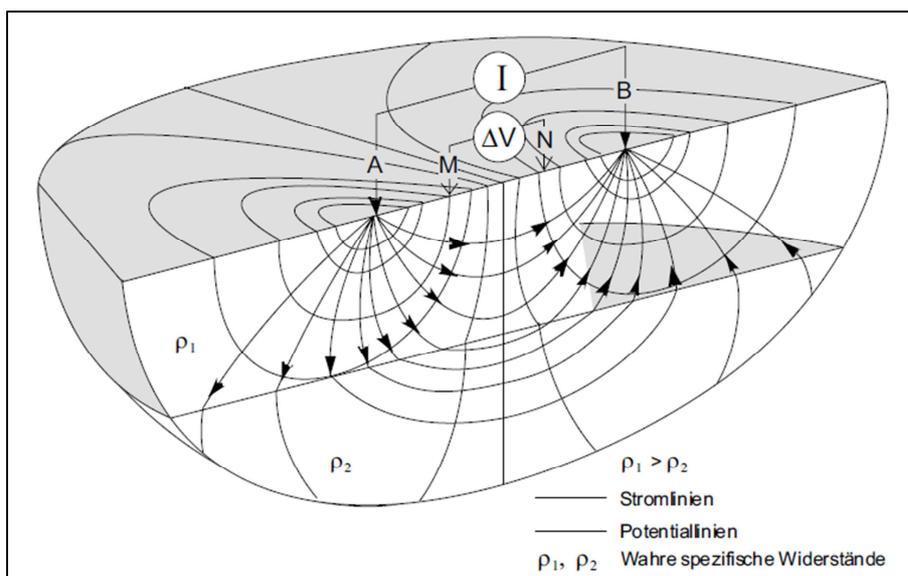


Abb. 10: Dreidimensionale schematische Darstellung der Geoelektrik. (Quelle: LANGE & JACOBS, 2005, S. 129)

Über die beiden äußeren dieser vier Elektroden (A und B) wird Gleichstrom ( $I$ ) in den Untergrund eingebracht. Die beiden inneren Elektroden (M und N) messen den Spannungsunterschied ( $\Delta V$ ), der sich aus dem Widerstand im Boden ergibt. Der spezifische Widerstand selbst wird daraufhin aus diesen gemessenen Größen und einem Faktor ( $K$ ), welcher den Aufbau der Elektroden (Spacing) berücksichtigt, berechnet (HAUCK & KNEISEL, 2008, S. 4).

Der Ablauf der gesamten Messung kann dabei unterschiedlich durchgeführt werden. Man unterscheidet hier zwischen verschiedenen Methoden, nach welchen die Elektroden aufgebaut und angesteuert werden. Die für die hier vorliegende Arbeit wichtigsten Methoden sind die Methode nach Wenner und die Methode nach Schlumberger, weshalb auf diese beiden näher eingegangen werden soll.

Die Methode nach Wenner ist eine klassische Methode zur Untersuchung von horizontalen Änderungen in Untergrundprofilen, da diese grobe Schwankungen des Widerstands in Längsrichtung sehr deutlich zeigt. Für Änderungen in vertikaler Richtung ist diese Methode weniger gut geeignet. Bei einer Messung nach Wenner ist der Abstand zwischen allen vier beteiligten Elektroden stets konstant, es werden nach jeder Einzelmessung die nächstfolgenden vier Elektroden angesteuert (siehe Abb. 11, links) (HAUCK & KNEISEL, 2008, S. 6).

Bei der Messung nach Schlumberger bleibt der Abstand der beiden messenden Elektroden konstant, während der Abstand der beiden äußeren, strominduzierenden Elektroden logarithmisch erhöht wird (siehe Abb. 11, rechts). Die Methode nach Schlumberger eignet sich sehr gut um Untergrundveränderungen in vertikaler Richtung zu untersuchen, weniger jedoch zur Untersuchung von horizontalen Änderungen. Zusätzlich wird dadurch auch eine geringfügig höhere Messtiefe erreicht, als bei der Methode nach Wenner. Da bei der Messung nach Schlumberger mehr Messschritte notwendig sind, dauert diese Messung auch länger als die Messung nach Wenner (HAUCK & KNEISEL, 2008, S. 6f).

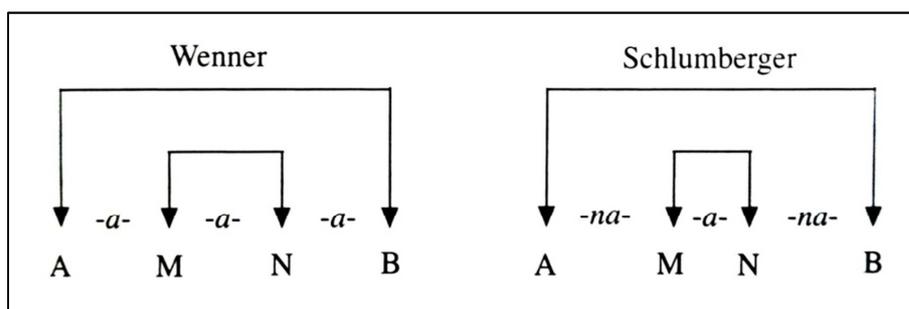


Abb. 11: Schematische Darstellung der Methoden Wenner und Schlumberger. (Quelle: verändert nach HAUCK & KNEISEL, 2008, S. 6)

Auf weitere gängige Methoden wie z.B. die Dipol-Dipol-Messung wird an dieser Stelle nicht eingegangen, da diese für die hier vorliegende Arbeit nicht relevant sind.

Das Ergebnis dieser Messungen ist eine räumliche Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstands im Untergrund, von welchem wiederum auf den Aufbau der Schichtungen im Untergrund geschlossen werden kann, da jede Boden- bzw. Gesteinsart einen eigenen, für ihn typischen spezifischen Widerstand aufweist. Jedoch sind diese typischen Widerstände keine einzelne, exakte Zahl, sondern eine ganze Spannweite an möglichen Widerständen, welche diese eine Boden- bzw. Gesteinsart in Abhängigkeit von Struktur und Feuchtigkeit aufweisen kann. Erkennbar ist dies in Tabelle 1, welche einen Auszug dieser typischen Spannweiten an Widerständen für verschiedene Boden- und Gesteinsarten zeigt. Um mit Hilfe der Geoelektrik sehr sichere Aussagen über die Boden- oder Gesteinsart treffen zu können, ist es aufgrund dieses Sachverhalts also erforderlich, weitere Informationsquellen wie z.B. geologische Karten oder Bohrungen mit einzubeziehen (WEIDELT, 2005, S. 71). Da die absolute Bestimmung der Boden- und Gesteinsarten aber nicht Fokus dieser Arbeit ist, ist dies nicht von primärer Bedeutung.

Material	Wertebereich (Ohmmeter)	
	Minimum	Maximum
Kies	50 (wassergesättigt)	$>10^4$ (trocken)
Sand	50 (wassergesättigt)	$>10^4$ (trocken)
Schluff	20	50
Geschiebemergel	30	70
Ton (erdfeucht)	3	30
Ton (trocken)		$>1000$
Torf, Humus, Schlick	15	25
Mudde, Faulschlamm	10	40
Moorböden	10	150
Sandstein	$< 50$ (klüftig,feucht)	$>10^5$ (kompakt)
Kalkstein	100 (klüftig,feucht)	$>10^5$ (kompakt)
Tonschiefer	50 (klüftig,feucht)	$>10^5$ (kompakt)
Magmatite, Metamorphite	150 (verwittert,feucht)	$>10^6$ (kompakt)
Schwarzschiefer	$<1$	50
Steinsalz	30 (feucht)	$>10^6$ (trocken)
Schneefirn		$>10^5$
Natürliche Wässer	10	300

Tab. 1: Auszug der spezifischen Widerstände für verschiedene Untergrundtypen (Quelle: verändert nach WEIDELT, 2005, S. 98)

## 2.2 Georadar

Georadar (engl. Ground Penetrating Radar, GPR) ist eine der am häufigsten eingesetzten geophysikalischen Methoden. Der Begriff Radar steht für Radio Detection And Ranging. Dabei werden elektromagnetische Wellen im Frequenzbereich von 10 MHz bis 4 GHz eingesetzt um Veränderungen der elektrischen Eigenschaften im Untergrund aufzuspüren (MILSOM & ERIKSEN, 2011, S. 185).

Die Anwendungsbereiche des Georadars reichen dabei von der Untersuchung von Sediment- und Bodenstrukturen, wie es hier in dieser Arbeit zum Einsatz kommt, über Nachweise von Störungen, Klüften, Rissen und Hohlräumen in Festgestein, Ermittlung der Grundwasseroberfläche in Kies, Sand und Sandstein, Ortung von Kabel, Rohrleitung und anderen anthropogenen Einlagerungen, Auffinden von Tonlinsen oder Torfvorkommen, bis hin zu Strukturerkundung im Bergbau und zur Prüfung von Deponieabdichtungssystemen. Eine Einschränkung dieser Einsatzbereiche ergibt sich jedoch, wenn im Untergrund gut leitende Substrate wie beispielsweise feuchte Tone und Schluffe oder salzhaltige Gewässer vorkommen (BLINDOW et al., 2005, S. 391).

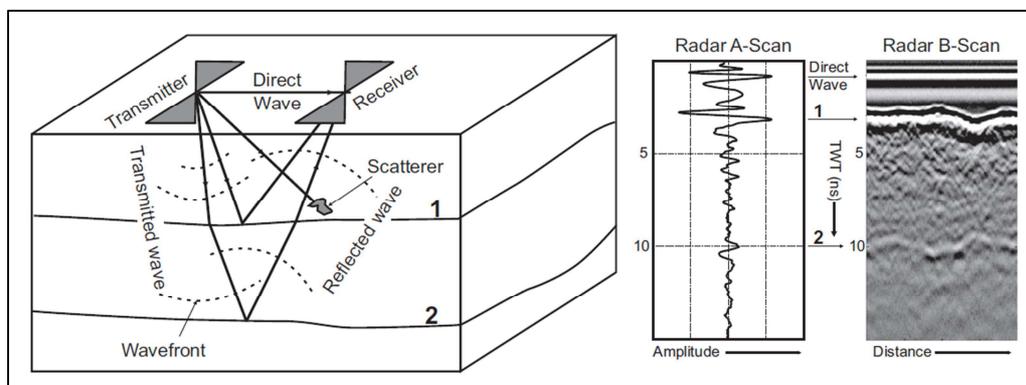


Abb. 12: Schematische Darstellung des Georadars (Quelle: MILSOM & ERIKSEN, 2011, S. 186)

In Abbildung 12 ist das Schema des Georadars grafisch dargestellt. Ein Radarsystem besteht aus einem Sender (Transmitter) und einem Empfänger (Receiver). Die elektromagnetischen Wellen werden vom Sender ausgestrahlt und der Empfänger empfängt die Reflexion dieser vom Sender ausgestrahlten Wellen. Entscheidend ist dabei die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Wellen. Im Vakuum breiten sich diese Wellen mit Lichtgeschwindigkeit aus. Je nach Medium, welches die Wellen durchschreiten, wird deren Geschwindigkeit verlangsamt.

Dieser Geschwindigkeitsverlust wird anhand der Zeit gemessen, welche das elektromagnetische Signal vom Sender zum Empfänger benötigt (MILSOM & ERIKSEN, 2011, S. 186). Der Empfänger kann dabei entweder die gestreuten elektromagnetischen Signale von Einlagerungen im Untergrund empfangen oder die reflektierten Signale von den Schichtgrenzen, weshalb das Georadar für Fragestellungen rund um Untergrundschichtungen generell gut geeignet ist (BLINDOW et al., 2005, S. 389). Solche reflektierenden Schichtgrenzen im Untergrund können beispielsweise Bauelemente (wie z.B. Fundamente, Kanalrohre, Leitungen), Kontaminationen, andere Einlagerungen oder eben – die wie in dieser Arbeit gesuchten – Schichtgrenzen zwischen Boden- und Gesteinsarten sein. Eine ebenfalls reflektierende Schichtgrenze ist der Grundwasserspiegel im Untergrund, weshalb sich das Georadar auch zur Erkundung dieses sehr gut eignet (siehe Abbildung 13).

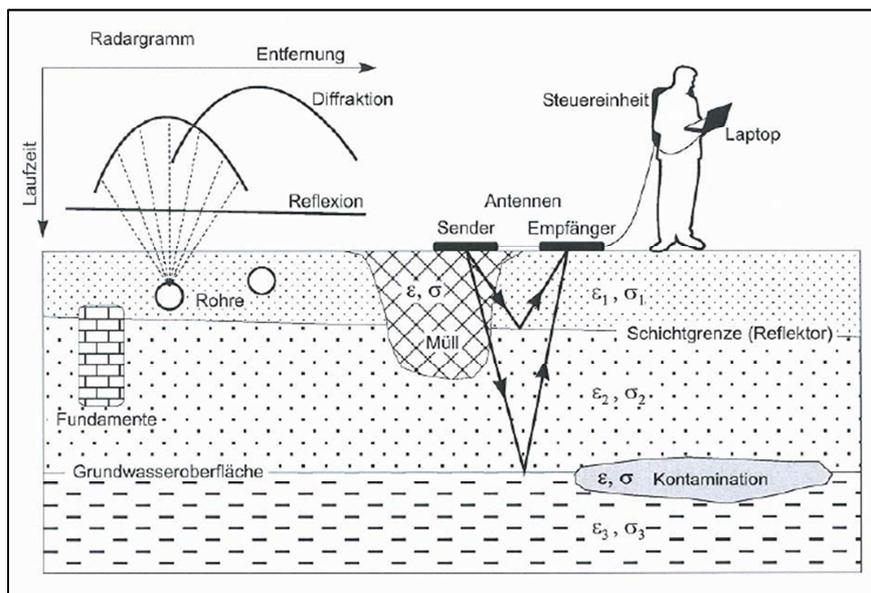


Abb. 13: Messaufbau und Reflexionsverhalten beim Georadar (Quelle: BLINDOW et al., 2005, S. 390)

Was die verschiedenen Methoden des Georadars angeht, so unterscheidet man zwischen zwei prinzipiellen Überlegungen: Zum einen das Antennen-Setup, zum anderen die Antennentypen (Antennenfrequenzen).

Bezüglich des Antennen-Setups gibt es drei Möglichkeiten, die Antennen aufzustellen: Common-Offset, Common Mid-Point und Wide-Angle Reflection and Refraction. Beim Common-Offset bleibt der Abstand zwischen Sender- und Empfängerantenne stets konstant und beide Antennen werden schrittweise entlang der Messstrecke bewegt und die Messungen in einem bestimmten Interwall durchgeführt.

Beim Common Mid-Point (CMP) werden die beiden Antennen ausgehend von der Mitte der Messstrecke schrittweise voneinander wegbewegt. Diese Methode dient hauptsächlich zur Feststellung der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen im Medium und wird meist zusätzlich zur Common-Offset-Methode angewendet, um bei der späteren Auswertung auf die Eindringtiefe schließen zu können. Die dritte gängige Methode ist Wide-Angle Reflection and Refraction (WARR), bei welcher eine Antenne fix positioniert wird und die andere Antenne schrittweise entlang der Messstrecke von dieser entfernt wird (BERTHLING & MELVOLD, 2008, S. 83f). Diese Methode dient speziellen Fragestellungen, die hier nicht von Bedeutung sind, weshalb dieses dritte Antennensetup im Zuge der Arbeit keine Anwendung findet. Anwendung finden hier die Common-Offset-Methode und zur späteren Bestimmung der Eindringtiefe, die CMP-Messung.

Die nächste Überlegung gilt der Antennenfrequenz. Wie bereits zuvor erwähnt, werden Frequenzbereiche von 10 MHz bis 4 GHz eingesetzt. Der Grund für den Einsatz verschiedener Frequenzen liegt darin, dass die Eindringtiefe des Radars in den Untergrund hauptsächlich von der verwendeten Antennenfrequenz abhängig ist. Tiefere Frequenzen ermöglichen im Allgemeinen höhere Eindringtiefen, jedoch geht dies auf Kosten der Auflösung. Höhere Frequenzen bieten zwar eine höhere Auflösung, dringen jedoch nicht so weit in den Boden ein. Die Auswahl der Antennen hängt also hauptsächlich mit der Fragestellung bzw. der zu untersuchenden Bodenschicht zusammen. Ein weiterer Punkt, welcher die Wahl der Antennen maßgeblich beeinflusst, ist auch die Beweglichkeit bzw. die Transportmöglichkeit, denn Antennen mit niedrigerem Frequenzbereich sind in ihrer Bauart länger als jene mit höheren Frequenzen. Und längere Antennen bedeuten nicht nur höheren Transportaufwand, sie liegen bei unebenen Untergrund auch nicht satt auf dem Boden auf, was das Ergebnis maßgeblich beeinflusst (BERTHLING & MELVOLD, 2008, S. 85).

Das Ergebnis einer Messung mit dem Georadar ist ein so genanntes Radargramm:

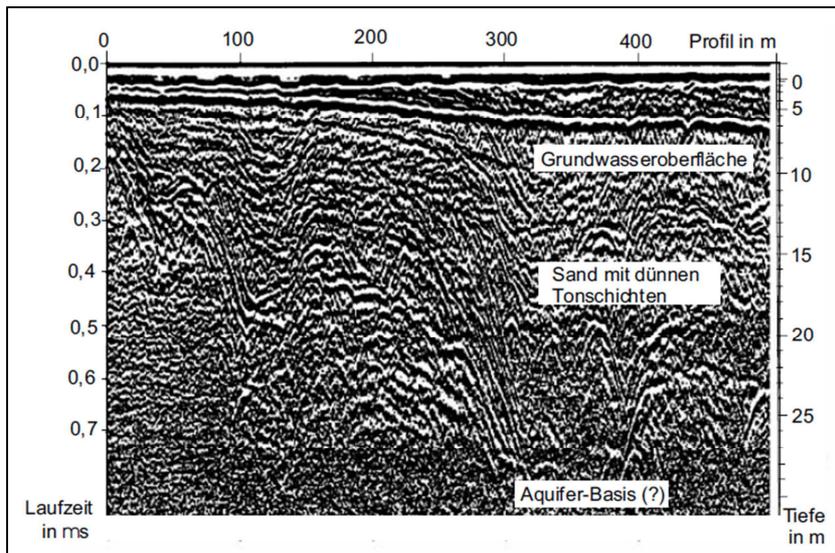


Abb. 14: Beispiel eines Radargramms (Quelle: BLINDOW et al., 2005, S. 412)

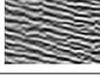
Dieses scheint auf den ersten Blick schwer zu interpretieren, bei genauerem Hinsehen, können aber die Strukturen im Untergrund erahnt werden. Beginnend von der Oberfläche (oberer Rand des Radargramms), kann man die linearen Strukturen der Luftwelle (Direct Wave, siehe auch Abb. 12) erkennen, darunter erkennt man am rechten Bildrand bis in eine Tiefe von ca. 6 Meter eine homogene Struktur ohne deutliche Schichtgrenzen. Hier dürfe es sich um die obersten Bodenschichten handeln. Unter dieser folgt eine sehr auffällige Reflexion einer Schichtgrenze. Dabei handelt es sich um den Grundwasserspiegel, welcher die elektromagnetischen Impulse des Radars stark reflektiert. Unter dem Grundwasserspiegel folgt bis in eine Tiefe von ca. 27 Meter ein eher gleichmäßiger Bereich ohne auffällige Reflexionen, wobei es sich laut dem Autor um Sand mit dünnen Tonschichten handelt, darunter folgt ein Übergang in einen deutlich homogenen Bereich, welcher hier als die Grundwasserbasis vermutet wird.

Wie bei der Geoelektrik, finden sich in der Literatur auch für das Georadar Richtwerte für typische Kennwerte (in diesem Fall u.a. die Ausbreitungsgeschwindigkeiten) in verschiedenen Lithologien:

Material	Velocity ( $V$ ) ( $\text{m ns}^{-1}$ )
Air	0.30
Ice	0.16
Fresh water	0.033
Salt water	0.01
Dry sand	0.15
Wet sand	0.06
Shales and clays	0.08
Silts	0.07
Limestone	0.12
Granite	0.13
(Dry) salt	0.13

Tab. 2: Typische Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Lithologien beim Georadar (Quelle: verändert nach MILSOM & ERIKSEN, 2011, S. 187)

Da Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Radarwellen aber nicht die einzige Möglichkeit sind, vom Radargramm auf die jeweilige Lithologie zurückzuschließen, sondern meist eine optische Interpretation der Radargramme durchgeführt wird, zeigt die folgende Tabelle 3 einen Auszug aus typischen Radarfazien für verschiedene Untergründe:

unit	GPR reflections	
rockfall talus	surface-parallel	
debris-flow talus	surface-parallel but discordant, arched in cross profile	
boulder deposit	irregular, hook-like	
moraine till (deformation)	irregular or crude bedding	
flow till	stratified, slightly declined	
lake or cirque floor	strong attenuation	
bedrock	weak, intersecting	

Tab. 3: Typische Reflexionsbilder verschiedener Lithologien (Quelle: verändert nach SASS, 2010, S. 87)

## 2.3 Geoseismik

Die Geoseismik gilt im Allgemeinen als die effektivste Methode zur Untersuchung von Schichtungen im Untergrund. Dabei macht sich die Geoseismik – wie der Name schon verrät – seismische Wellen zu Nutze. Seismische Wellen sind Schallwellen, die sich durch die Vibration von Felspartikeln ausbreiten. Niedrigenergetische seismische Wellen sind normalerweise elastisch, sprich, sie verformen das Material nicht dauerhaft und verlassen das Gestein unverändert. (MILSOM & ERIKSEN, 2011, S. 211). Bei elastischen Wellen kehren die Partikel nach einer Auslenkung also wieder in ihre Ruheposition zurück (CLAUSER, 2016, S. 63). Hochenergetische seismische Wellen, wie sie nahe des Ursprung der seismischen Aktivität auftreten können, sind jedoch in der Lage, das Gestein durch die starke Erschütterung dauerhaft zu verformen (MILSOM & ERIKSEN, 2011, S. 211).

Die verschiedenen Arten von Wellen werden nach ihrer Ausbreitung unterschieden. Hauptsächlich unterscheidet man dabei zwischen P- und S-Wellen. Bei den P-Wellen (Primärwellen) findet die Auslenkung der Partikel längs zur Ausbreitungsrichtung statt (Longitudinalwelle), bei den S-Wellen (Sekundärwellen) findet sie quer zur Ausbreitungsrichtung statt (Transversalwelle). Zusätzlich werden auch noch komplexere Wellenarten beschrieben, unter anderem die Rayleigh-Welle und die Love-Welle, welche bezüglich ihrer Bewegung eine Kombination aus Primärwelle und Sekundärwelle darstellen. Die folgende Abbildung verdeutlicht die Ausbreitungsbewegung der einzelnen Wellenarten grafisch:

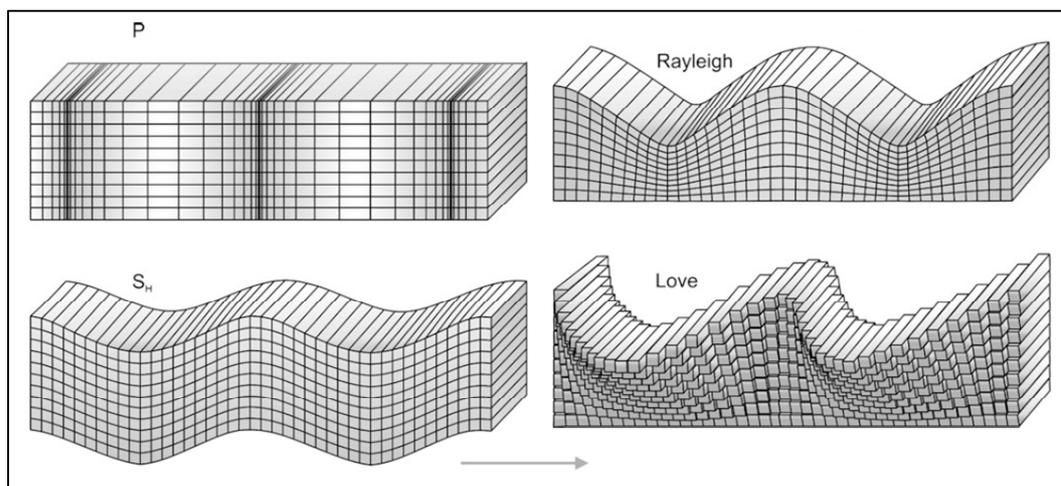


Abb. 15: Arten von seismischen Wellen (Quelle: verändert nach CLAUSER, 2016, S. 67)

Die Welle, die dabei die maximale Geschwindigkeit im festen Medium erreicht, ist die Primärwelle. Die Sekundärwellen haben meist eine nur halb so große Ausbreitungsgeschwindigkeit als die Primärwellen (MILSOM & ERIKSEN, 2011, S. 211). Die konkreten Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Wellen, hängen dabei von der Dichte des Gesteins ab und genau das macht sich die Geoseismik zu Nutze. Gemessen wird dabei meist nur die Geschwindigkeit der Primärwellen, was zur groben Bestimmung der Gesteinsqualitäten, sprich der Gesteinsart, reicht. Im Allgemeinen gilt dabei, je höher die Dichte eines Gesteins, desto höher die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen, wobei erwähnt werden muss, dass es auch Ausnahmen gibt, z.B. Halit (Salz), welches bei relativ niedriger Dichte eine hohe Ausbreitungsgeschwindigkeit aufweist (MILSOM & ERIKSEN, 2011, S. 212).

Trifft eine seismische Welle bei ihrer Ausbreitung auf eine Gesteinsgrenze, wird ein Teil der Energie der Welle reflektiert (Reflexion), ein anderer Teil wird gebrochen (Refraktion). Abbildung 16 erläutert dieses Prinzip grafisch. Die Welle, hier dargestellt als Strahl längs zur Ausbreitungsrichtung, wird in (a) an der Gesteinsgrenze reflektiert und nach dem Reflexionsgesetz (Einfallswinkel = Ausfallswinkel) wieder an die Oberfläche zurückgeleitet. In (b) wird die Welle an der Gesteinsschicht gebrochen (Refraktion) und dringt in einem veränderten Winkel, welcher abhängig von der Gesteinsart ist, mit veränderter Ausbreitungsgeschwindigkeit weiter in die Tiefe vor. Man kann die Refraktion auch weiter unterscheiden nach der einfachen Refraktion (A), bei welcher der Brechungswinkel ( $i$ )  $> 90^\circ$  ist, und der kritischen Refraktion, bei welcher der Winkel ( $i_c$ ) genau  $90^\circ$  beträgt (MILSOM & ERIKSEN, 2011, S. 214f).

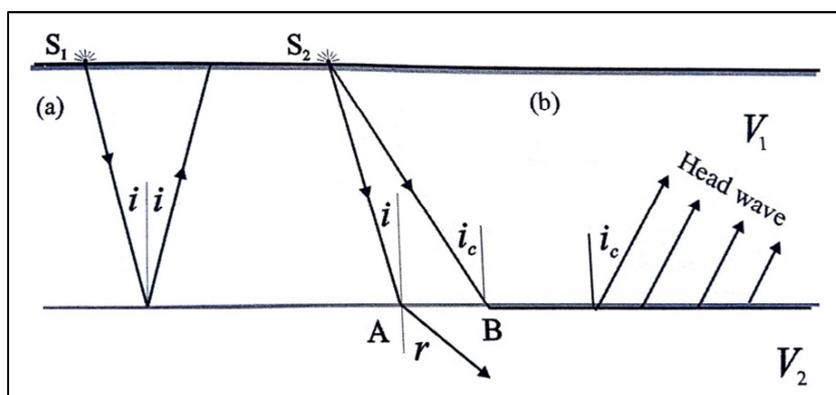


Abb. 16: Schematische Darstellung von Reflexion und Refraktion (Quelle: MILSOM & ERIKSEN, 2011, S. 215)

Die Eindringtiefe der Geoseismik ist abhängig von der Stärke des eingebrachten seismischen Signals. Die Quelle der seismischen Erschütterung kann dabei durch verschiedene Methoden realisiert werden. Zum Einsatz kommen können Hammer, fallengelassene Gewichte oder Sprengsätze. Der Hammer als Erschütterungsquelle ist nur für kleinmaßstäbige Messungen im Bereich von maximal 10 – 20 Meter geeignet. Dabei wird mit einem 2 oder 3 kg schwerem Hammer auf eine Metall- oder Kunststoffplatte am Boden geschlagen, welche den Hammer schlagartig stoppt und dadurch ein definiertes seismisches Signal in den Boden geleitet wird. Ähnlich verhält es sich bei fallengelassenen Gewichten. Dabei wird ein Gewicht mittels eines technischen Hilfsmittels (z.B. Kran) auf mindestens 4m Höhe angehoben und auf den Boden fallen gelassen. Um die Fallhöhe zu verringern kann auch eine Vorspannung mittels elastischen Gummizügen o.ä. erzeugt werden. Die hier verwendeten Gewichte können je nach Einsatzzweck und Verfügbarkeit von Transport- und Hebewerkzeugen von wenigen Kilogramm bis einigen hundert Kilogramm reichen. Die effektivste seismische Quelle stellen jedoch Sprengsätze dar. Dabei wird ein Loch in den Untergrund gebohrt, der Sprengsatz darin platziert und gezündet. Um die Detonationsenergie effektiver in den Untergrund zu leiten und zu großen Energieverlust durch zerberstendes Gestein zu verhindern, wird das Sprengloch oft mit Wasser gefüllt, welches dabei hilft die Energie besser und gleichmäßiger in den Untergrund zu leiten. Unabhängig von der seismischen Quelle, wird die Ausbreitung und deren Geschwindigkeit in weiterer Folge von Geophonen gemessen und aufgezeichnet, welche entlang der Messstrecke angebracht werden (MILSOM & ERIKSEN, 2011, S. 218ff).

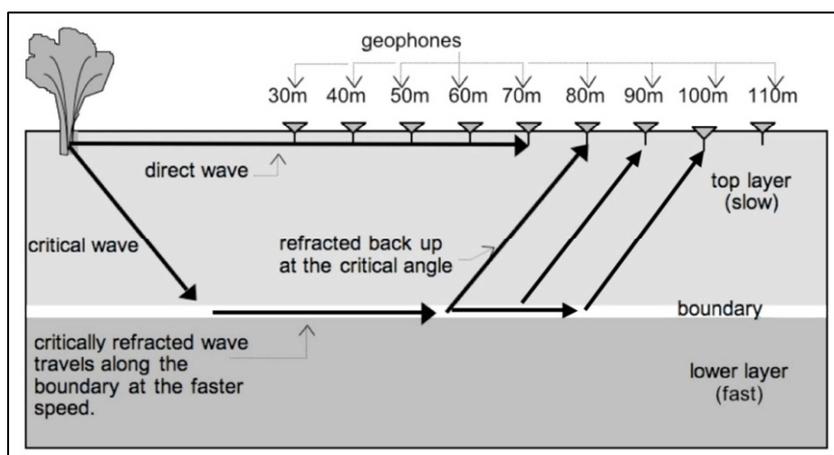


Abb. 17: Prinzip der Refraktionsseismik (Quelle: verändert nach INCORPORATED RESEARCH INSTITUTIONS FOR SEISMOLOGY, 2014)

Eine weitere, technisch spektakuläre Variante, ein sehr starkes seismisches Signal in den Untergrund zu leiten, ist die sog. Vibro-Seismik, wie sie beispielweise von LÜSCHEN et al. (2005) beim Deutsch-Österreichisch-Italienischen Projekt TRANSALP eingesetzt wurde. Dessen Ziel war es, mittels geoseismischen Messungen ein Untergrundprofil der Ostalpen von München bis Venedig zu erstellen. Das seismische Signal wird bei der Vibro-Seismik in Form einer starken Vibration von speziell dafür entwickelten Spezialfahrzeugen erzeugt und durch eine Rüttelplatte in den Untergrund geleitet.



Abb. 18: Spezialfahrzeug zur Signalerzeugung bei der Vibro-Seismik (Quelle: WIKIMEDIA, 2016)

Anwendung findet die Geoseismik – wie auch bei dieser Arbeit gefragt – bei der Ermittlung der Tiefe und des Reliefs der Festgesteinsoberkante unter Lockergesteinsbedeckung, zusätzlich aber auch bei der Erkundung von regionalen und lokalen geologischen Strukturen, Verwerfungen, Störungen, Kluft- und Auflockerungszonen, bei der Erkundung von Schichtgrenzen, besonders bei Grundwässern, Bestimmung des Verlaufs und der Mächtigkeit von Verwitterungszonen und Erosionsrinnen, bei der Abgrenzung lithologisch unterschiedlicher Materialien, Erkundung des Untergrunds unter versiegelten Flächen, bei archäologischen Fragestellungen und in vielen weiteren Anwendungsgebieten (FERTIG, 2005, S. 426f).

Wie bei der Geoelektrik und beim Georadar, gibt es auch bei der Geoseismik bestimmte Richtwerte, in diesem Fall für die gemessene Ausbreitungsgeschwindigkeit. Angegeben ist diese für die Primärwelle ( $v_p$ ), bei manchen Gesteinsarten auch für die Sekundärwelle ( $v_s$ ), jeweils in der Einheit  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Die folgende Tabelle 4 zeigt einen Auszug aus diesen Richtwerten für typische Ausbreitungsgeschwindigkeiten in den verschiedenen Untergründen:

Material	Geschwindigkeit $v_p$ ( $\text{m s}^{-1}$ )	Geschwindigkeit $v_s$ ( $\text{m s}^{-1}$ )	Dichte $\rho$ ( $\text{g cm}^{-3}$ )
Ton	1200-2800	110-1500	1,25-2,32
- sandiger Ton	2000-2750		
Lehm	500-1900	440-1080	0,76-1,57
- feucht	200-1200		
- Seebodenlehm	700-1800		
- Gehängelehm	300-1000		
Sand	300-1500	100-500	1,80-2,05
- trocken	100-600		2,33-2,80
- feucht	200-2000		1,50-2,00
- gesättigt	1300-1800		1,8-2,05
- grob	1836		2,03
- fein	1742		1,98
- sehr fein	1711		1,01
Kies	180-550		1,95-2,20
- feucht	750-1250		1,95-2,20
- mit Steinbröckel	180		
- dicht, grob	420		
Schotter (Kiess.)	100-600		2,33-2,80
- nicht gesättigt	400-800		
- wassergesättigt	1300-2000		
- verkittet	1800-2500		
Dolomit	2000-6250	2900-3740	1,75-2,88
Kalkstein	2000-6250	1800-3800	1,75-2,88
Kalk	3000-6000		
-kreidehaltig	3560		
-feinkörnig	4680		
-kristallin	5500		2,67
Hangschutt	600-820		
Luft	310-360		$1,29 \cdot 10^{-3}$
Wasser	1430-1590		0,98-1,01
Eis	3100-4200	1500-2000	0,97-1,07

Tab. 4: Auszug aus den typischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten von seismischen Wellen in verschiedenen Lithologien (Quelle: verändert nach FERTIG, 2005, S. 462f)

### **3. Praktische Durchführung der Messungen**

Dieses Kapitel widmet sich der praktischen Durchführung der Messungen vor Ort. Die praktische Durchführung erstreckt sich dabei vom Definieren der Messpunkte, über den Messaufbau bis hin zu den fertigen Messungen. Zusätzlich sollen auch die Messbedingungen schriftlich festgehalten werden, da diese das Ergebnis deutlich beeinflussen können.

#### **3.1 Messpunkte**

Die Auswahl der Messpunkte erfolgte nach zwei Kriterien. Da die Messungen das Untersuchungsgebiet so gut wie möglich abdecken sollten, wurde das Untersuchungsgebiet vorerst in einzelne Abschnitte unterteilt, in welchen dann die jeweiligen Messungen stattfinden sollten. Angeboten hat sich hier die Unterteilung des vorderen Johnsbachtals in drei Teilabschnitte entsprechend der Landschaft und Morphodynamik nach LIEB & PREMM (2008): Der erste, südlichste Teilabschnitt ist die eigentliche Zwischenmäuerstrecke, welche den Charakter einer Dolomit-Erosionslandschaft in perfekter Ausprägung zeigt. Der zweite, mittlere Teilabschnitt ist sanfter geformt, da der Dolomit hier großflächig durch zwischeneiszeitlich verfestigten Schutt (Brekzien) vor Abtragung schützt und die Reliefenergie geringer als in der Zwischenmäuerstrecke ist. Hier münden auch die gchiebereichsten Seitengraben wie z.B. der Gsenggraben und der Langgriesgraben in das Haupttal. Im dritten, nördlichsten Teilabschnitt verengt sich das Tal in den anstehenden Kalken wieder und der Bach bedeckte hier aufgrund seines schon geringen Gefälles den Talgrund ursprünglich in seiner ganzen Breite mit Schotter. In jedem dieser drei Teilabschnitte sollte zumindest eine Messung stattfinden, um dadurch Aussagen möglichst über das ganze Untersuchungsgebiet machen zu können.

Das zweite Kriterium für die Lage der Messpunkte war die praktische Durchführbarkeit vor Ort. Da das Gelände und die zahlreichen Hindernisse bereits bekannt waren, wurde in der Planungsphase der Messungen entschieden, die genaue Lage der Profile erst vor Ort zu definieren. Die angesprochenen Hindernisse sind einerseits der Bach selbst, der nicht an jeder Stelle problemlos zu überqueren ist, besonders wenn es darum geht die Kabel der Geoelektrik und der Seismik über das Wasser zu legen.

Das größte Hindernis stellt jedoch die Straße dar. Da das Kabel der Geoelektrik sehr sensibel ist, ist es undenkbar, die Fahrzeuge ohne Schutz über dieses fahren zu lassen. Brücken, unter welche man das Kabel ohne große Umwege legen könnte, sind im Untersuchungsgebiet nicht vorhanden. Eine weitere angedachte Möglichkeit wäre, das Kabel über der Straße mit Kabelkanälen zu schützen, jedoch wäre hier der logistische Aufwand unverhältnismäßig hoch. Die Lösung des Problems fand sich schließlich in den Kanalschächten, die unterhalb der Straße verlaufen. Da diese aber nicht überall im gesamten Untersuchungsgebiet verlaufen und auch nicht in regelmäßigen Abständen, mussten sich die Messpunkte letztendlich nach den Kanalschächten richten.

Ein zusätzliches Problem beim Definieren der Messstellen ergab sich bei den Längen der Messprofile. Da die Eindringtiefe der Geoelektrik von der Auslage abhängt, musste diese so lang wie möglich gewählt werden. Bei der Planung der Messungen wurde eine Einigung auf eine Eindringtiefe von mindestens 30m getroffen, was eine Mindestauslage von 200m erfordert. In einem relativ schmalen Tal, wie es im Untersuchungsgebiet der Fall ist, erweist sich aber bereits eine Auslage von 200m als durchaus schwierig. Trotz dieser Hindernisse und Einschränkungen, konnte aber je eine Messstelle in jedem Drittel des Untersuchungsgebiets gefunden werden. Eine Messstelle im mittleren Drittel erlaubte sogar eine Auslage von 400m, was die Eindringtiefe natürlich auch entsprechend erhöht.

Die drei Messpunkte befanden sich schlussendlich ca. 200m unter dem Neuweggraben bei Straßenkilometer 0,8 mit einer Auslage von 200m (Profil 1), oberhalb des Langgriesgrabens bei Straßenkilometer 2,8 mit einer Auslage von 400m (Profil 3) und auf Höhe des Fehringer Kreuzgrabens bei Straßenkilometer 4,0 mit einer Auslage von 200m (Profil 2). Die Lage dieser drei Messstellen kann Abbildung 19 entnommen werden:

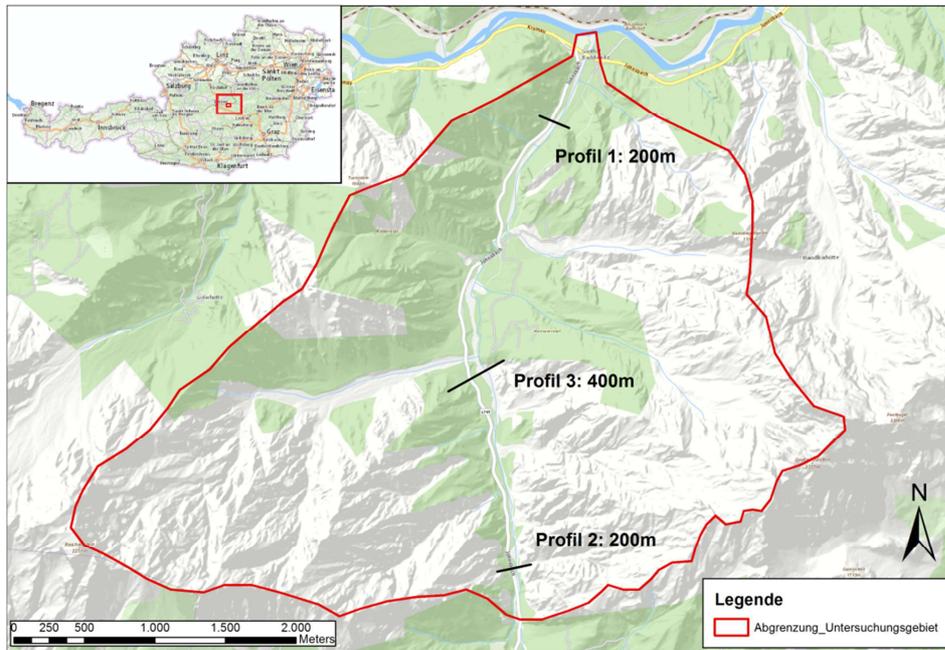


Abb. 19: Messprofile im Untersuchungsgebiet (Quelle: Eigene Darstellung, Kartengrundlage: BASE-MAP.AT)

## 3.2 Messaufbau

### 3.2.1 Geoelektrik

Der grundlegende Messaufbau für die Geoelektrik liegt im Einschlagen von Elektroden in den Untergrund und im Verlegen von Kabeln, an welchen die eingeschlagenen Elektroden befestigt werden. Da ein Elektrodenabstand (Spacing) von 4m gewählt wurde, was auch dem Abstand der Anschlüsse für die Elektroden am Kabel entspricht, war kein Verlegen eines Maßbandes erforderlich. Die Kabel wurden entlang der Messprofile verlegt und die Elektroden an den jeweiligen Anschlussstellen in den Boden geschlagen und mit dem Kabel verbunden (siehe Abbildung 20).



Abb. 20: Elektroden der Geoelektrik (Quelle: Eigene Aufnahme, 2015)

Die Kanalschächte, in welchen die Kabel unter der Straße durchgeführt wurden, waren nicht nur eine Hürde für das Finden der Messstellen. Ein grundlegendes Problem war auch das Durchführen der Kabel, da die Kanalschächte mindestens so lang wie die Fahrbahnbreite (also ca. 8m) waren und mit einem Durchmesser von weniger als einem halben Meter, war es auch nicht denkbar mit dem Kabel einfach durch das Kanalrohr zu gehen. Aufgrund der Sensibilität der Kabel ist es auch nicht möglich gewesen das Kabel „durchzuwerfen“. Die Lösung dieses Problems bildete letztendlich eine Schnur, an welchem ein kleines Gewicht (in diesem Fall ein Stein) befestigt wurde. Dieses wurde mit einigen Versuchen und etwas Glück durch den Kanal geworfen und das Kabel der Geoelektrik wurde dann an dieser Schnur befestigt und vorsichtig durch den Schacht gezogen. Durch die Länge des Schachts mussten zwei Elektroden deaktiviert werden, was das Ergebnis jedoch nicht stark beeinflusste.



Abb. 21: Kabel der Geoelektrik unter der Straße durchgezogen (Quelle: Eigene Aufnahme, 2015)

Das nächste Hindernis für das Verlegen der Kabel war der Johnsbach. Dieser war zwar mit Wathosen einfach zu überwinden, jedoch war dieser an zwei von den drei Messstellen breiter als der Elektrodenabstand. Natürlich wäre es möglich gewesen, die Elektroden auch hier zu deaktivieren, wie es in den Kanalschächten gemacht wurde, jedoch war es mit geringem Mehraufwand auch möglich den Fluss ohne Datenlücken zu überwinden, indem die Elektroden in größeren Steinen im Flussbett eingebohrt wurden.



Abb. 22: Einbohren der Elektroden am Felsen (Quelle: Eigene Aufnahme, 2015)

Um nach dem Einbohren eine leitende Verbindung zwischen dem Bohrloch und dem Kabel herzustellen, wurde eine passende Schraube in das Bohrloch geschlagen und die Verbindung zum Kabel mittels Klemmen realisiert. Damit das Kabel durch die Strömung des Flusses nicht unter Zugspannung leidet, wurde es letztendlich noch mittels Zweigen oder anderen Hilfsmitteln über das Wasser gehängt (siehe Abbildung 23).

Auch am Beginn und am Ende des Profils wurde diese Technik angewendet, um die ersten bzw. letzten Elektroden direkt mit dem anstehenden Gestein an den Talflanken zu verbinden. Dies bietet auch einen zusätzlichen Vorteil bei der Auswertung der Ergebnisse. Durch den direkten Kontakt mit dem anstehenden Gestein an den Talseiten kann ein ungefährender Referenzwert für Festgestein abgelesen werden. Sollten sich Werte in dieser Größenordnung in der Tiefe wiederfinden, kann mit großer Sicherheit gesagt werden, dass es sich dabei um Grundgestein handelt.



Abb. 23: Führung des Kabels über das Wasser und Verbindung mit Gesteinsblock im Fluss (Quelle: Eigene Aufnahme, 2015)

Zuletzt wurden die Kabel mit der Messstation verbunden und die jeweiligen Messungen durchgeführt. An allen Messpunkten kamen die beiden bereits erwähnten Methoden nach Wenner und Schlumberger zum Einsatz. Abhängig von Profillänge und Methode dauerten die einzelnen Messungen zwischen 45 Minuten (Wenner, 200m Auslage) und 4 Stunden (Schlumberger, 400m Auslage).

Während der Wartezeit der Messungen wurde für jedes Profil auch die Topografie, also die Geländeform, mittels eines Inclinometer (Neigungsmesser) aufgenommen und für die spätere Auswertung skizziert.



Abb. 24: Aufbau der Messstation (Quelle: Eigene Aufnahme)

### 3.2.2 Georadar

Der Messaufbau beim Radar ist im Vergleich zur Geoelektrik relativ simpel und schnell durchgeführt. Hier ist das Verlegen eines Kabels entlang der Messstrecke nicht notwendig. Ebenfalls hängt die Eindringtiefe nicht wie bei der Geoelektrik von der Länge des Profils ab. Die einzige Vorbereitung besteht darin, ein Maßband entlang der gewünschten Messstrecke zu verlegen, da die Einzelmessungen in einem gleichmäßigen Abstand durchgeführt werden müssen (Common Offset).

Der Aufbau der Messanlage selbst ist auch schnell durchführbar. Das zentrale Messgerät, welches sich in einem Rucksack befindet wird einerseits mit einem Laptop zur Steuerung des Messgeräts verbunden, andererseits mit den beiden Antennen (Sender und Empfänger). Um den Abstand der beiden Antennen (welche von der Frequenz abhängig ist; z.B. 100Hz = 100cm, 50Hz = 200cm) während der Messung so konstant wie möglich zu halten, können diese noch zusätzlich an ein spezielles Gestell montiert werden, wie in Abbildung 25 zu sehen:



Abb. 25: Messaufbau beim Georadar (Quelle: Eigene Aufnahme, 2015)

Nach Start der Messung am Messgerät werden die Antennen in einem bestimmten Abstand schrittweise entlang des Messprofils bewegt. Auch dieser Abstand ist von der Frequenz der Antennen abhängig (z.B. 100Hz = 25cm, 50Hz = 50cm). Aufgrund dieses Messablaufs sind für die Messung mindestens drei Personen nötig. Eine Person bedient die Messstation und jeweils eine Person ist für die schrittweise Vorwärtsbewegung der beiden Antennen zuständig.

Während der Messung mit dem Georadar sollte darauf geachtet werden, Störsignale soweit wie möglich zu verhindern. Solche Störsignale können beispielsweise durch Mobiltelefone, durch Metall oder durch elektrische Leitungen entstehen, wodurch es auch nicht möglich ist, Radarmessungen während der Messdauer der Geoelektrik an derselben Stelle durchzuführen, auch wenn sich dies durch die Wartezeit sehr anbieten würde.

Die Messdauer hängt bei der Radarmessung stark vom Abstand der Einzelmessungen (sprich von der Antennenfrequenz) und natürlich von der Länge des Messprofils ab. Für ein 50m langes Profil kann aber von ca. einer halben Stunde Aufbauzeit und einer halben Stunde Messzeit ausgegangen werden, je nach Gelände und Hindernissen.

### 3.2.3 Geoseismik

Der Aufbau der Geoseismik ist ähnlich dessen der Geoelektrik. Auch hier wird entlang des Messprofils ein Kabel mit den jeweiligen Anschlussstellen verlegt. Anstatt elektrisch leitender Elektroden werden jedoch Geophone im Boden platziert.



Abb. 26: Die verwendeten Geophone bei der Geoseismik (Quelle: Eigene Aufnahme, 2015)

Diese Geophone werden dann mit dem Kabel verbunden, welches entlang der Messstrecke verlegt wurde. Um nicht zu weit vom Profil abzuweichen und um den Abstand zwischen den Geophonen nicht zu sehr zu variieren, sollten die Geophone in einem Umkreis von maximal 50 cm zu der Anschlussstelle am Kabel im Boden verankert werden.



Abb. 27: Anschluss der Geophone am Kabel (Quelle: Eigene Aufnahme, 2015)

Die Messung selbst läuft im Gegensatz zur Geoelektrik jedoch nicht vollständig automatisch ab. Aufgrund der lokalen Gegebenheiten (Nationalpark) und den beschränkten technischen Mitteln war die einzige hier verfügbare Methode die Hammerschlagseismik. Diese erfordert eine manuelle Durchführung während der Messung durch gezielte Hammerschläge, welche so die Erschütterung in den Boden leiten. Dazu wird eine Metallplatte auf den Boden gelegt und nach dem Start der Messung mit einem Vorschlaghammer so stark wie möglich darauf geschlagen. Der Hammer selbst wird dabei ebenfalls mit einem Erschütterungssensor ausgestattet, welcher das Triggersignal an die Messstation gibt, damit diese die Erschütterungen an jedem Geophon in den folgenden Millisekunden aufzeichnet. Während dieser Zeit sollte sehr darauf geachtet werden, externe Erschütterungsquellen wie z.B. Schritte in der Nähe der Messstrecke zu vermeiden und laute Geräusche z.B. durch Flugzeuge abzuwarten bis diese abgeklungen sind.



Abb. 28: Metallplatte und Vorschlaghammer mit daran befestigtem Erschütterungssensor (Quelle: Eigene Aufnahme, 2015)

Da Hammerschläge im Vergleich zu den weiteren Methoden wie beispielsweise Sprengung oder tonnenschwere Gewichte nur ein sehr schwaches seismisches Signal erzeugen, muss ein solcher Impuls mehrmals an jedem einzelnen Geophon erzeugt werden (in diesem Fall wurde dreimal bei jedem Geophon geschlagen). Dadurch ergibt sich auch für die Seismik eine relativ lange Messdauer, die abhängig von der Profillänge (in diesem Fall 120 m) auch bis zu einer Stunde und mehr betragen kann.

Die Testmessungen mit der Geoseismik zeigten jedoch ein bereits erwartetes Problem was die Eindringtiefe angeht. Die Messungen erreichten nur eine maximale Tiefe von knapp 18 Metern. Da die zuvor durchgeführten Messungen mit der Geoelektrik und dem Georadar bereits beide eine deutlich tiefere Lage des Grundgesteins gezeigt haben, würden Messungen mit der Geoseismik am Talboden keinen Mehrwert zu der eigentlichen Fragestellung beitragen. Zwar hätte die Geoseismik eventuell interessante Zusatzinformation zum Grundwasserstand und zum Abtauchen des Festgesteins in den Randbereichen des Talbodens liefern können, da die Testmessungen aber im Herbst stattfanden und sich die Auswertung der Ergebnisse bis in den Winter verschoben hat, erlaubten die klimatischen Bedingungen keine weiteren Messungen in näherer Zeit. Zudem würden weitere Messungen über die eigentliche Fragestellung hinaus auch den Rahmen der Masterarbeit sprengen.

### **3.3 Messbedingungen**

Um eine spätere Nachvollziehbarkeit und auch eine Vergleichbarkeit zu ermöglichen, sollen nun noch die Messbedingungen kurz festgehalten werden. Die folgend in den Ergebnissen gezeigten Messungen fanden von 25. August 2015 – 27. August 2015 statt. Im Zeitraum vor den Messungen herrschte mehrere Tage durchgehend regnerisches Wetter, welches erst am Vormittag des ersten Messtages nachließ. Dadurch war der Boden im gesamten Gebiet stark durchfeuchtet, was eine ideale Grundlage für die Messungen der Geoelektrik schuf. Die Tage der Messungen waren regenfrei, jedoch bewölkt bei mäßigen Temperaturen, wodurch auch keine starke Austrocknung der Oberfläche stattgefunden hat, weshalb die Messungen auch untereinander vergleichbar sind. Die gute Durchfeuchtung des Bodens ermöglichte es auch, auf zu-

sätzliches Begießen der Elektroden bei der Geoelektrik mit Salzwasser gänzlich zu verzichten.

Die Testmessungen mit der Geoseismik fanden am 6. November 2015 statt. Die Wetterverhältnisse in diesem Zeitraum waren eher als trocken einzustufen, wodurch eine oberflächliche Durchfeuchtung des Bodens nicht gegeben war.

## 4. Ergebnisse

In diesem Kapitel werden nun die Ergebnisse der einzelnen Messungen, gegliedert nach Messmethode, für die einzelnen Messstellen mit Fokus auf die Fragestellung nach der Sedimentmächtigkeit genauer betrachtet.

### 4.1 Geoelektrik

Die Rohdaten aus den Geoelektrik-Messungen wurden mittels des Programms „RES2DINV – 2D Resistivity & IP Inversion“ von Geotomo Software ausgewertet. Bei dieser Software handelt es sich um ein Inversionsprogramm. Durch eine Inversion (auch Vorwärtsmodellierung genannt) können der scheinbare spezifische Widerstand, die Aufladefähigkeit und der Frequenzeffekt ausgewertet und zu tatsächlichen Widerständen umgerechnet werden. Je nach verwendetem Inversionsprogramm erhält man dabei entweder ein „Smooth-Modell“ oder ein „Block-Modell“. Smooth-Modelle weisen kontinuierliche Übergänge zwischen den Schichten auf und Block-Modelle weisen klare Schichtgrenzen auf (LANGE & JACOBS, 2005, S. 159). Das hier verwendete RES2DINV erzeugt Block-Modelle, was für die vorliegende Fragestellung die bessere Wahl ist, da nach einer klaren Schichtgrenze zwischen Sedimentkörper und Grundgestein gesucht wird.

Im ersten Schritt muss die Topografie in die Rohdaten integriert werden, was etwas umständlich ist, da die aufgenommenen Geländewinkel erst in die Höhenänderungen pro Entfernung umgerechnet werden müssen ( $\Delta h$ ). Diese Werte können dann manuell in die Tabelle der Widerstandswerte mit einem Textverarbeitungsprogramm wie z.B. Windows Editor eingetragen werden. Nach einer ersten Inversion der Rohdaten in RES2DINV wurde eine manuelle Fehlerkorrektur vorgenommen, da hier auch einzelne Messfehler sichtbar werden. Diese wirken sich in der Darstellung deutlich aus und sind leicht erkennbar, da Messfehler meist auffällig geradlinige Muster in diesem Bereich zur Folge haben. RES2DINV bietet die Möglichkeit diese Fehler manuell zu beheben, indem diese fehlerhaften Datenpunkte entfernt werden können. Anschließend kann die zuvor eingetragene Topografie mit in die Darstellung einfließen und es kann eine passende Farbskalierung gewählt werden. Die Basis für die Farbskalierung liefern in diesem Fall die Widerstandswerte der in den anstehenden Fels einge-

bohrten Elektroden am Anfang bzw. Ende des Profils. Ausgehend von diesen, kann das Farbschema so gewählt werden, dass die Grenzen zwischen den einzelnen Farben die Grenze zwischen dem Sedimentkörper und dem Grundgestein hervorheben. Diese Skalierung kann in RES2DINV manuell eingetragen und anschließend gespeichert werden, was es ermöglicht dieselbe Skalierung auf alle Profile ohne großen Mehraufwand anzuwenden.

Die Messungen der Geoelektrik wurden entlang aller drei Profile, wie in Abbildung 19 gezeigt, durchgeführt. Die Darstellung und die Auswertung der Ergebnisse erfolgt nun auch in der Reihenfolge der Profile.

Das erste Profil wurde im Norden des Untersuchungsgebiets, ca. 200m unter dem Neuweggraben, bei Straßenkilometer 0,8 unter der Straße durchgeführt und mit einer Auslage von 200m und einem Elektrodenspacing von 4m durch den bewaldeten Talboden, über den Johnsbach und auf der anderen Uferseite hangaufwärts durch ein weiteres bewaldetes Stück bis zum anstehenden Gestein hochgeführt und die Elektroden dort eingebohrt.

Das Ergebnis der Messung nach Wenner ergab dabei folgende Darstellung:

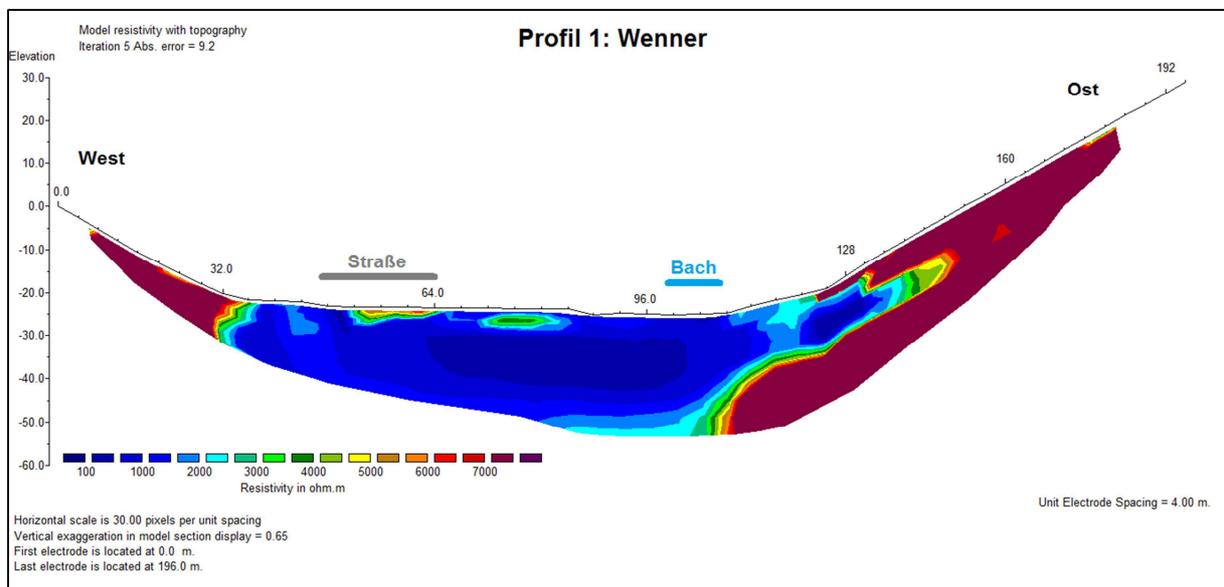


Abb. 29: Ergebnis der Wenner-Messung für Profil 1 (Quelle: Eigene Darstellung / RES2DINV)

Deutlich zu erkennen ist hier vor allem der massive Sedimentkörper der hier in Blau-tönen dargestellt ist. Mit der entsprechenden Skalierung lässt sich auch das Gestein gut hervorheben.

Man erkennt, dass der Festgesteinskörper von beiden Enden des Profils ausgehend rasch in den Untergrund abtaucht. Dass die auf dem Festgestein aufliegende Bodenschicht nicht erkennbar ist, ist auf die eher grobe Auflösung der Geoelektrik mit dem hier verwendeten Elektrodenspacing zurückzuführen. Die Bodenschicht in diesem Bereich ist nur wenige Zentimeter bis maximal ca. einem Meter mächtig, und so dünne Schichten sind bei dieser Auflösung nicht darstellbar.

Der Sedimentkörper nimmt in der Talsohle die volle Eindringtiefe von ca. 30 Metern in Anspruch, wodurch eine Aussage zur eigentlichen Fragestellung, nämlich der Mächtigkeit dieses Sedimentkörpers nicht eindeutig gegeben ist. Einzig der Verlauf der Übergangszone zwischen Sediment und Grundgestein in den unteren 5 Metern erscheint hier in einem leichten Bogen (besonders beim hellblauen Farbton erkennbar), was eventuell darauf schließen lässt, dass man hier bereits nahe dem tiefsten Punkt des Grundgesteins ist. Da dies jedoch lediglich eine Vermutung ist, kann keine genaue Aussage zur Mächtigkeit getroffen werden. Eine Aussage kann jedoch insofern getroffen werden, dass die Sedimentmächtigkeit definitiv höher als 30 Meter ist. Was zusätzlich auffällt, ist die rechte, östliche Talflanke. Hier scheint es im Untergrund hangaufwärts einen Bereich zu geben, welcher geringere Widerstandswerte als das Festgestein an der Oberfläche aufweist. Da die Widerstandswerte in diesem Bereich aber trotzdem relativ hoch im Bereich von 1000 – 5000 Ohmmeter sind (vergleiche auch Kap. 2.1: Tab. 1 mit den typischen Widerstandswerten), dürfte es sich aber vermutlich ebenfalls um Festgestein handeln, welches eventuell zerklüftet und somit etwas durchfeuchtet ist.

Betrachtet man für dieses Profil nun die Messung nach Schlumberger, welche eine etwas höhere Eindringtiefe aufweist, ergibt sich ein ähnliches Bild:

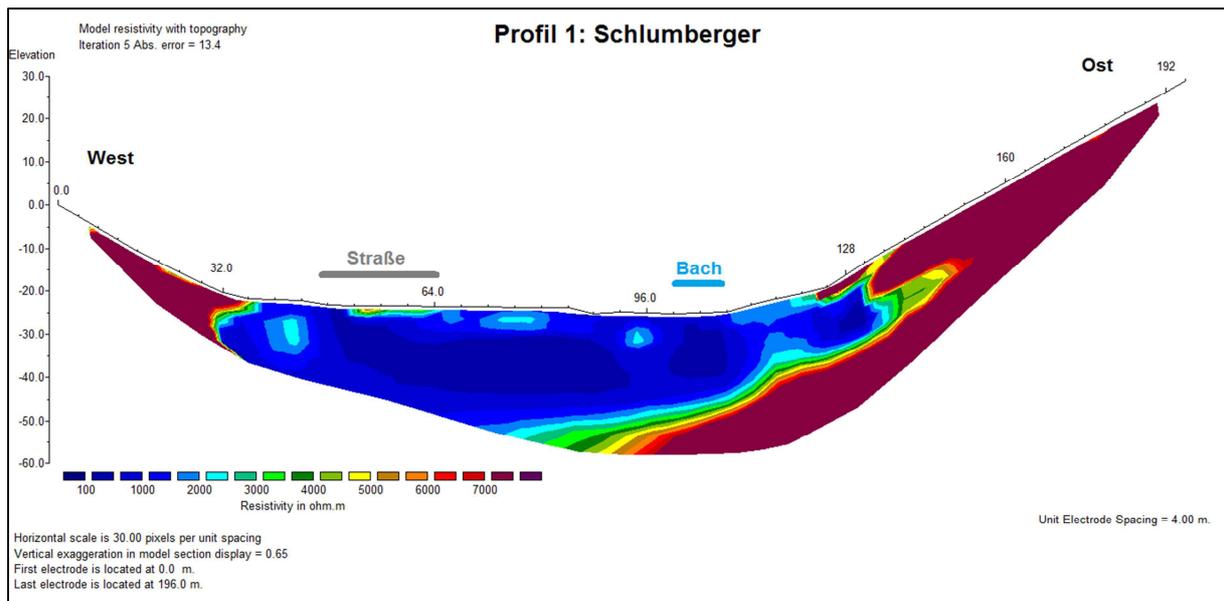


Abb. 30: Ergebnis der Schlumberger-Messung für Profil 1 (Quelle: Eigene Darstellung / RES2DINV)

Auch hier ist zu erkennen, dass das anstehende Gestein auf beiden Hangseiten rasch in den Untergrund abtaucht. Durch die etwas höhere Endringtiefe von nun etwa 35 Metern, wird der Bogen der Übergangszone zwischen Sediment und Grundgestein im Untergrund etwas deutlicher erkennbar, was die Vermutung aus der Wenner-Messung bestätigt und man dem tiefsten Punkt des Grundgesteins hier vermutlich schon sehr nahe ist. Eine absolute Aussage über die Mächtigkeit lässt sich trotzdem nicht treffen, jedoch kann nach diesem ersten Profil gesagt werden, dass die Mächtigkeit des Sedimentkörpers im Johnsbachtal höher als 35 Meter ist, was ein durchaus interessantes Ergebnis ist, da dies die meisten vorab getroffenen Einschätzungen deutlich übertrifft. Zusätzlich kann aber davon ausgegangen werden, dass die Mächtigkeit des Sedimentkörpers keine allzu größeren Tiefen als 40 – 50 Metern einnehmen dürfte, da die ersten Anzeichen für das Erreichen des tiefsten Punktes in der Mitte des Profils bereits erkennbar sind.

RES2DINV bietet auch die Möglichkeit, diese beiden Messungen miteinander zu kombinieren, wodurch sich die folgende Darstellung ergibt:

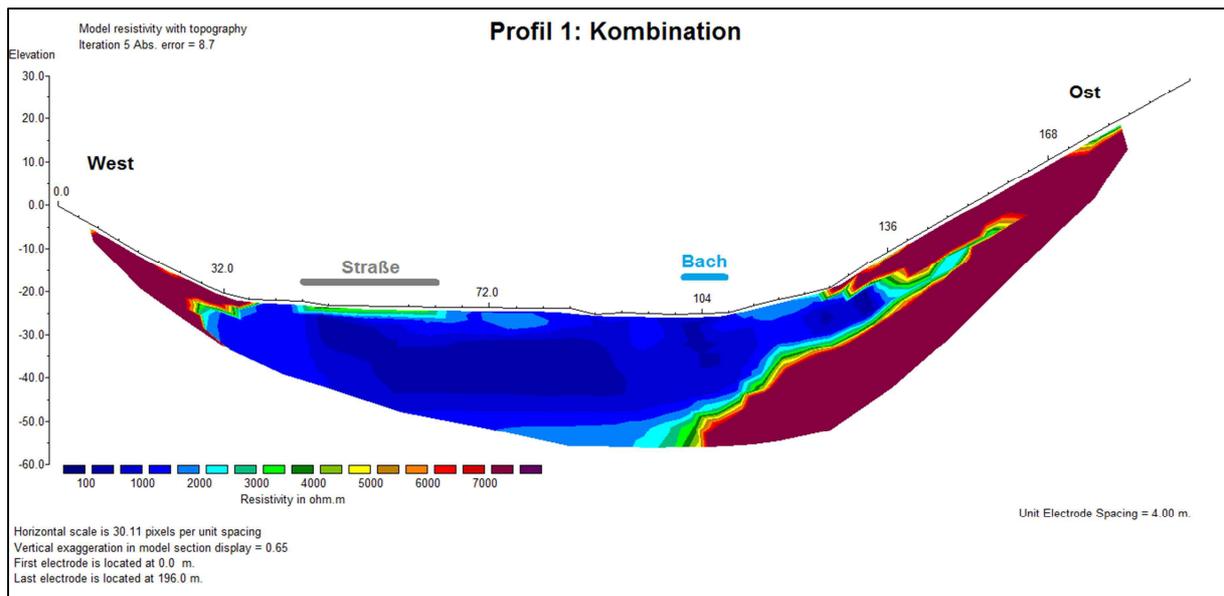


Abb. 31: Kombinierte Darstellung für Profil 1 (Quelle: Eigene Darstellung / RES2DINV)

Diese Ansicht kann selbstverständlich keine neue Information enthalten, da sie lediglich das Ergebnis aus den beiden zuvor gezeigten Profilen darstellt, jedoch werden die Sachverhalte hier noch einmal in einer einzelnen Grafik dargestellt und Schwächen und Stärken der beiden Methoden etwas gedämpft.

Das zweite Profil wurde im Süden des Untersuchungsgebiets auf Höhe des Fehringers Kreuzgrabens bei Straßenkilometer 4,0 ebenfalls mit einer Auslage von 200m und einem Elektrodenabstand von 4m gelegt. Am Beginn wurde das Profil über eine schmale Rinne auf der westlichen Talseite hangabwärts Richtung Straße gelegt, wieder in einem Kanalschacht unter der Straße durchgeführt und in einem Waldstück Richtung Osten bis zum Johnsbach. Nach der Flussüberquerung ging es an einem Schuttkegel hangaufwärts, wo dann die obersten Elektroden wieder in den Fels eingebohrt wurden.

Die Messung nach Wenner brachte bei diesem zweiten Profil folgendes Ergebnis:

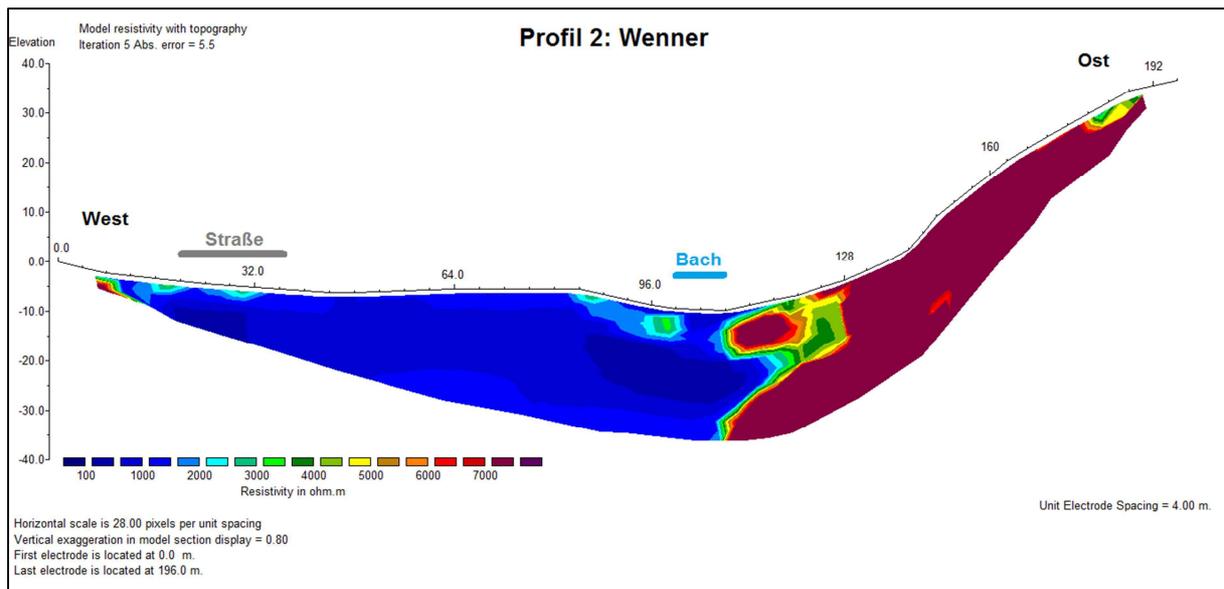


Abb. 32: Ergebnis der Wenner-Messung für Profil 2 (Quelle: Eigene Darstellung / RES2DINV)

Da der Beginn des Profils im Westen (links im Profil) entlang eines kleinen Schuttkegels gelegt wurde und keine Elektroden direkt in anstehendes Gestein eingebohrt wurden, ist oberflächlich auch kein Festgestein zu sehen. Jedoch scheint dieser Schuttkegel nur geringe Mächtigkeit zu haben, da die Widerstandswerte selbst bei dieser geringen Eindringtiefe bereits das Festgestein nach nur ca. 2 Metern erwarten lassen (ganz links im Profil bis ca. Meter 10). Dieses taucht jedoch bereits nach wenigen Metern ab und bereits auf Höhe der Straße (ca. Meter 24 – 36) ist das Grundgestein nicht mehr abschätzbar. Auf der gegenüberliegenden Seite des Profils (Ost) wurden die oberen Elektroden eingebohrt, was wiederum eine gute Referenz für die Grenze von Sedimentkörper und Festgestein liefert. Von der Talsohle hangaufwärts zeigen sich hier im Osten auch sehr hohe Widerstandswerte, was bei einem Blick ins Gelände auf den ersten Eindruck etwas verwundert, da hier ganz deutlich sichtbar Schutt am Hang liegt (siehe Abbildung 33). Zu bedenken ist jedoch, dass nicht wassergesättigte gravitative Sedimente deutlich höhere Widerstandswerte liefern als durchfeuchtete fluviale Sedimente, wie sie im Talboden vorkommen (vergleiche auch Tabelle 1). Zudem wäre auch möglich, dass die Sedimentdecke hier so dünn auf dem Festgestein aufliegt, dass die grobe Auflösung der Geoelektrik diese nicht darstellen kann.



Abb. 33: Östlicher Schuttkegel mit dünner Sedimentdecke an der zweiten Messstelle (Quelle: Eigene Aufnahme, 2015)

Der Sedimentkörper im Talboden ähnelt sehr dem der ersten Messstelle. Das anstehende Gestein im Osten taucht kurz vor dem Johnsbach rasch ab und verschwindet in Bereichen, die aufgrund der Eindringtiefe von knapp 30m nicht mehr erreicht werden können. Eine Tendenz, dass sich das Grundgestein langsam der Horizontalen nähert, wie es an der ersten Messstelle erkennbar war, ist hier jedoch absolut nicht vorhanden. Somit kann für die Messung nach Wenner für das zweite Profil lediglich gesagt werden, dass die Sedimentmächtigkeit im Talboden 30m deutlich überschreitet. Eine genauere Aussage oder eine Abschätzung, wie weit das Grundgestein noch entfernt sein könnte, ist aufgrund dieser Messung nicht zu tätigen.

Wie auch bei Profil 1 fällt zusätzlich wieder die rechte, östliche Talflanke auf. Die etwas geringeren Widerstandswerte im Untergrund könnten wieder auf zerklüftetes und leicht durchfeuchtetes Festgestein zurückzuführen sein. Eine Möglichkeit wäre auch, dass es sich hier um gravitative Sedimente handelt, welche durch andere Korngrößen einen erhöhten Widerstand gegenüber den fluvialen Sedimenten aufweisen. Was auch auffällt ist der Bereich erhöhten Widerstands, der bei ca. Profilmeter 110 - 115 im Untergrund liegt. Hier könnte es sich um einen Gesteinsblock handeln, welcher nach einem Felssturz an dieser Position zum Liegen gekommen ist.

Die Messung nach Schlumberger zeigt hier auch ein sehr ähnliches Bild:

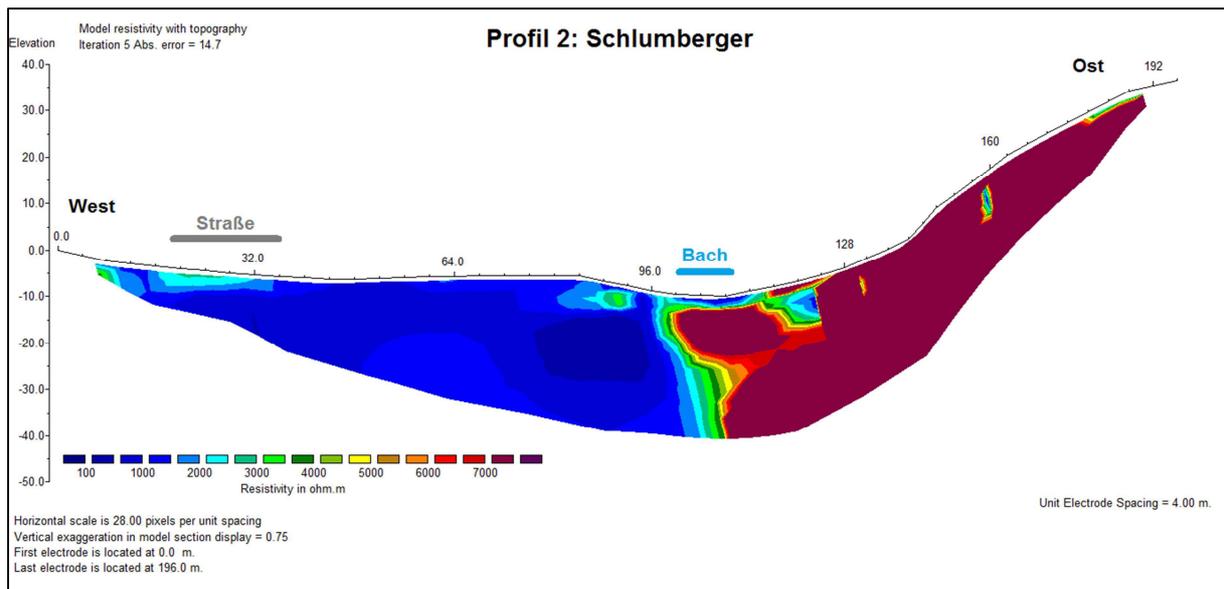


Abb. 34: Ergebnis der Schlumberger-Messung für Profil 2 (Quelle: Eigene Darstellung / RES2DINV)

Es bestätigt sich, dass der Schuttkegel auf östlicher Seite wohl nur sehr geringe Mächtigkeit aufweist und nur eine dünne, nicht messbare Schicht auf dem Grundgestein bildet. Das abrupte Abtauchen des Grundgesteins kurz vor dem Johnsbach, kommt bei der Messung nach Schlumberger noch deutlicher hervor und es lässt sich auch hier keine Tendenz über den weiteren Verlauf dieser Grenzlinie erkennen. Dadurch kann auch bei dieser Messung die Aussage lediglich darauf beschränkt werden, dass über die gesamte Eindringtiefe, welche in diesem Fall nun sogar 35m beträgt, kein Grundgestein im Talboden zu erkennen ist.

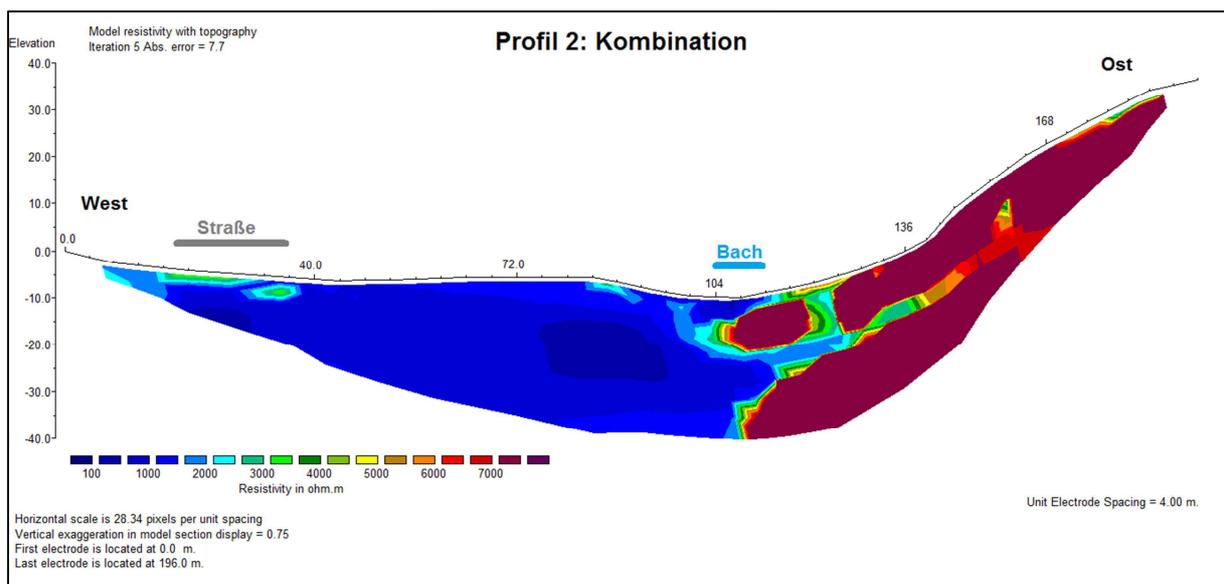


Abb. 35: Kombinierte Darstellung für Profil 2 (Quelle: Eigene Darstellung / RES2DINV)

Auch die kombinierte Ansicht an dieser Messstelle bestätigt das rasche Abtauchen des anstehenden Gesteins im Osten und lässt keinerlei Rückschluss auf den weiteren Verlauf zu. Die Sedimentmächtigkeit liegt in diesem Bereich also deutlich höher als 35m.

Was dieses Ergebnis besonders eindrucksvoll macht, ist ein Blick auf die östliche Gesteinsfront in diesem Bereich, nur wenige Meter südlich des gelegten Profils:



Abb. 36: Östliche Gesteinsfront auf Höhe von Profil 2 (Quelle: Eigene Aufnahme, 2015)

Die senkrechte Wand, die sich hier ca. 30 Meter nach oben erstreckt, verläuft wohl annähernd genauso senkrecht mindestens 35 Meter in den Untergrund. Dies ist nicht nur sehr beeindruckend, es übertrifft auch alle vorab getätigten Überlegungen und Einschätzungen deutlich.

Da bereits schon eine erste grobe Auswertung der Ergebnisse direkt nach den jeweiligen Messungen im Gelände erfolgte, war bereits nach Abschluss des zweiten Profils bekannt, dass mit den bisherigen Messungen der tiefste Punkt des Grundgesteins nicht gefunden wurde. Dadurch wurde der Entschluss getroffen, beim dritten Profil die Auslage zu erhöhen um dadurch eine höhere Eindringtiefe zu erzielen.

Dies schränkte die Positionierung natürlich noch stärker ein, allerdings wurde nach einer erneuten Begehung des Untersuchungsgebiet eine passende Stelle gefunden, die auch der Anforderung, eine Messung in jedem Drittel des Gebiets durchzuführen, entspricht.

Diese dritte Messstelle befand sich ca. 200m südlich des Langgriesgrabens bei Straßenkilometer 2,8. Die Auslage betrug hier nun 400m, das Elektrodenspacing wurde bei 4m belassen. Zwar ist der Talboden an dieser Stelle deutlich breiter, um eine Auslage von 400m zu erreichen, musste das Profil aber trotzdem an den beiden Hangseiten deutlich weiter hinaufgezogen werden als bei den beiden ersten Profilen. Das Kabel wurde an der westlichen Hangseite 100m durch ein steiles bewaldetes Stück und entlang einer darüber gelegenen Lichtung gezogen. Zur Durchführung des Kabels unter der Straße direkt unterhalb des westlichen Hangs wurde ebenfalls wieder ein vorhandener Kanalschacht genutzt. Die folgenden 200m der Auslage erstreckten sich entlang des breiten Talbodens und die letzten 100m folgten einer Schutthalde auf dem östlichen Hang aufwärts, wo die letzten Elektroden wieder in das anstehende Gestein eingebohrt wurden.

Das Ergebnis der Wenner-Messung an diesem Profil ergab folgendes:

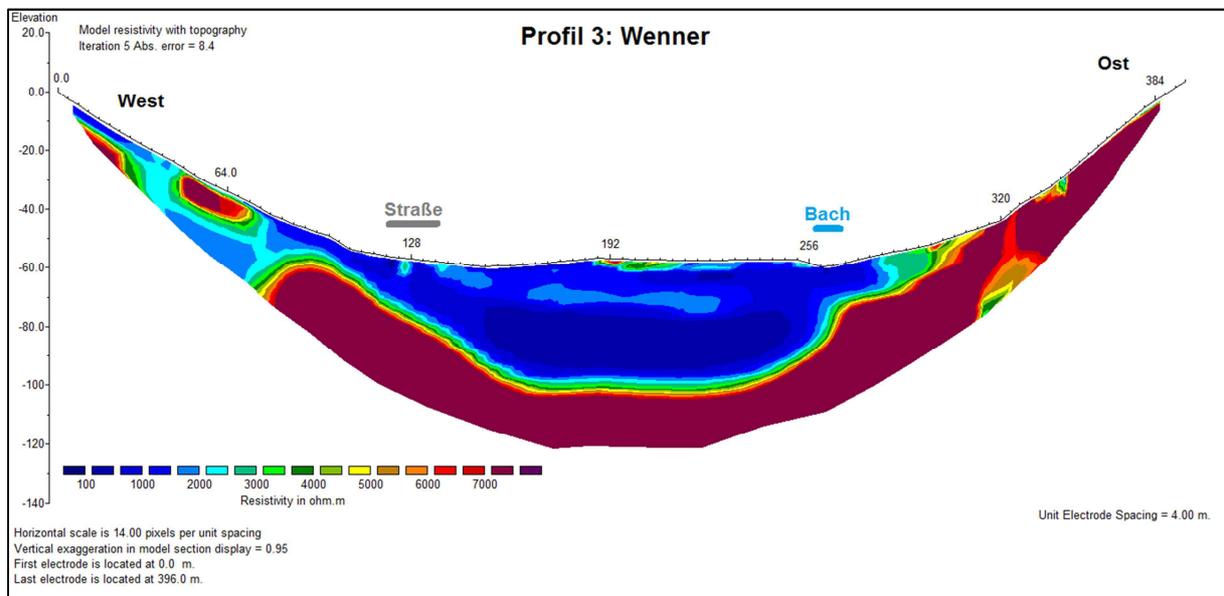


Abb. 37: Ergebnis der Wenner-Messung für Profil 3 (Quelle: Eigene Darstellung / RES2DINV)

Wie bei den ersten beiden Messungen fällt auch hier sofort der mächtige Schuttkörper im Talboden auf.

Durch die höhere Eindringtiefe von nun 70 Metern in der Profilmitte scheint nun auch zum ersten Mal das gesamte Grundgestein im Untergrund sichtbar auf. In der Mitte des Talbodens befindet sich dieses in einer Tiefe von ca. 45 Meter. Dieses Ergebnis ist im Vergleich mit den beiden vorangegangenen Messungen durchaus plausibel. Beide Messungen, sowohl Profil 1 als auch Profil 2 haben bis in eine Tiefe von 35 Meter definitiv kein Grundgestein gezeigt, was auch diese Messung bestätigt. Zudem hat sich bei der Messung an Profil 1 in der Tiefe von 30 – 35 Meter bereits eine leichte Tendenz zur Annäherung an den tiefsten Punkt des Grundgesteins gezeigt, wodurch man mit Vorsicht bereits vermuten konnte, dass das Grundgestein in den nächsten 10 – 20 Metern erreicht werden könnte. Da die nun höhere Eindringtiefe bei der dritten Messstelle das Grundgestein in ca. 45 Meter gezeigt hat, kann mit Vorsicht gesagt werden, dass diese Vermutung an der ersten Messstelle zutreffen könnte. Zwar handelt es sich um eine andere Messstelle, wodurch nicht direkt auf eine andere Stelle geschlossen werden kann, jedoch kann nun durch diese beiden Hinweise auf jeden Fall eine Aussage zur Größenordnung der Sedimentmächtigkeit im Untersuchungsgebiet getroffen werden.

Des Weiteren fällt in diesem dritten Messprofil auch die interessante ursprüngliche Talform auf. Der Talboden weist hier keine markant ausgeprägten Talkanten auf und besitzt einen abgerundeten U-förmigen Querschnitt. Es scheint also, dass das Johnsbachtal (zumindest in diesem Bereich) einem Trogtal entspricht. An der Stelle, wo das Grundgestein in den Untergrund abtaucht, erkennt man sowohl auf westlicher als auch auf östlicher Seite Terrassen. An den Hängen auf beiden Seiten erkennt man auf östlicher Seite, wie bereits bei den beiden bisherigen Profilen, dass hier nur eine sehr dünne Bodenschicht auf dem Grundgestein liegt. Auf der westlichen Hangseite erkennt man entlang der Lichtung, durch welche das Kabel verlegt wurde, eine etwas mächtigere Bodenschicht. Auffällig ist hier auch ein Bereich in der Mitte der Lichtung, der durch seinen großen Widerstand deutlich heraussticht (Profilmeter 60 – 70). Dies ist aber vollkommen plausibel, da hier ein großer Felsblock mit einer Kubatur von mehreren Zehnermetern aus dem Boden ragte, in welchem drei Elektroden eingebohrt wurden.

Die Messung an diesem dritten Profil mit der Methode nach Schlumberger brachte folgendes Ergebnis:

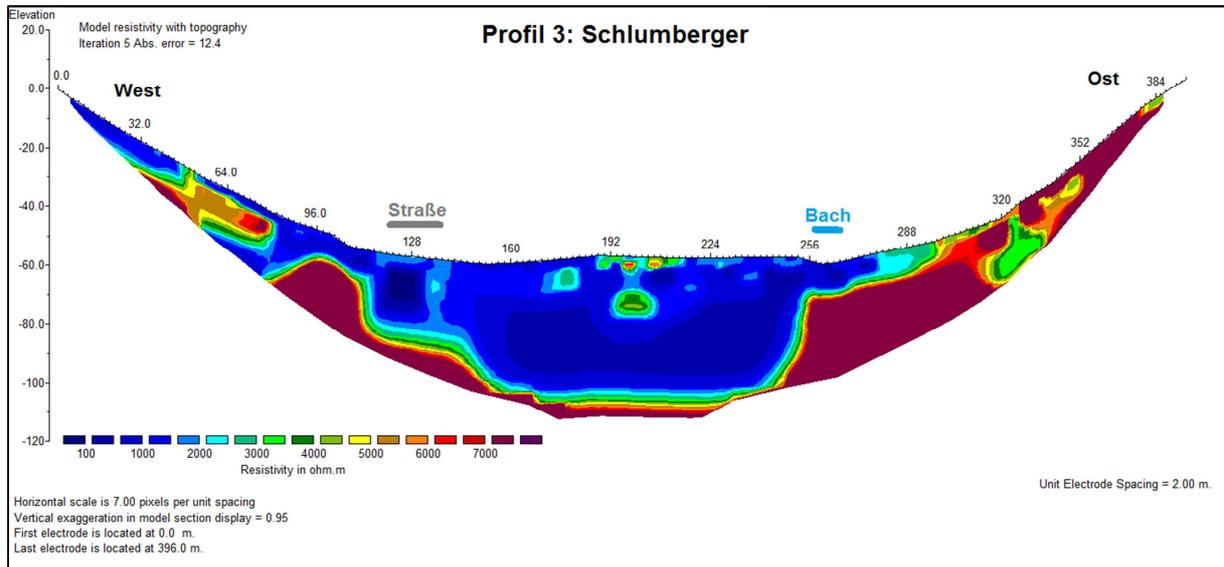


Abb. 38: Ergebnis der Schlumberger-Messung für Profil 3 (Quelle: Eigene Darstellung / RES2DINV)

Das Ergebnis sieht auf den ersten Blick etwas anders aus, als bei der Messung nach Wenner, das Gesamtbild stimmt aber überein. Der ursprüngliche Talboden erscheint hier in einer Tiefe von ca. 50 Metern. Auch die U-förmige Talform sowie die Terrassen an den beiden Talflanken sind wieder deutlich erkennbar. Die Unterschiede in der Darstellung und die Differenz von ca. 5 Metern bei der Tiefe des Grundgesteins dürften auf die bessere horizontale Auflösung bei der Methode nach Wenner bzw. auf die bessere vertikale Auflösung bei der Methode nach Schlumberger zurückzuführen sein. Die grundlegenden Aussagen stimmen jedoch überein.

Ebenfalls interessant ist hier die kombinierte Darstellung (Abbildung 39), die im Vergleich zu Wenner und Schlumberger etwas überspitzt wirkt. Die Mächtigkeit des Sedimentkörpers wird zwar auch hier mit ca. 50 Meter dargestellt, was bezogen auf die Fragestellung das eigentlich entscheidende ist, jedoch wirkt die generelle Talform hier überspitzt. Da es sich hierbei jedoch lediglich um die Kombination der beiden vorherigen resistivity Ergebnisse handelt, soll dies aber nicht als ein bedeutendes Problem betrachtet werden, welches die vorherigen Ergebnisse in Frage stellt.

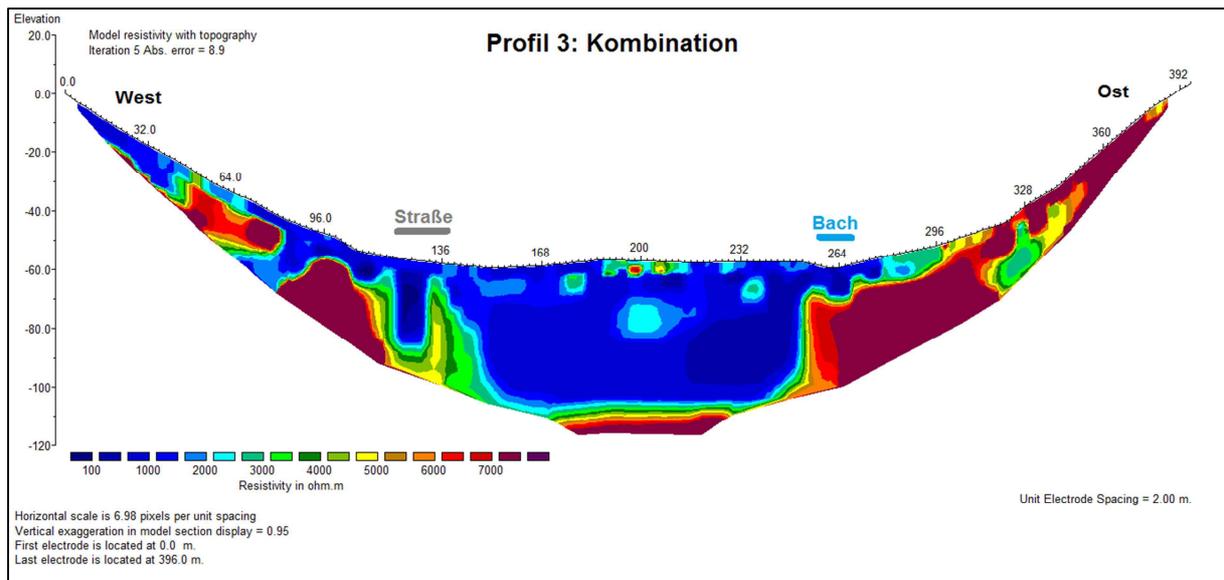


Abb. 39: Kombinierte Darstellung für Profil 3 (Quelle: Eigene Darstellung / RES2DINV)

In Summe kann also gesagt werden, dass die Geoelektrik größtenteils sehr gute und auf den ersten Blick auch plausible Ergebnisse geliefert hat. Durch die, für die Geoelektrik idealen Messbedingungen und einer der Fragestellung angepassten Farbskalierung sind diese Ergebnisse sehr deutlich und es kann die Aussage getroffen werden, dass die Mächtigkeit des Sedimentkörpers im (vorderen) Johnsachtal mit hoher Wahrscheinlichkeit zwischen 45 – 50 Metern liegt. Um dieses Ergebnis zu verifizieren, werden im nächsten Kapitel die Daten der Georadar-Messungen ausgewertet und mit den Geoelektrik-Messungen verglichen.

## 4.2 Georadar

Die Messungen des Georadars erfolgten entlang der gleichen Profile, an welchen auch die Geoelektrik gemessen wurde. Aufgrund der senkrechten Eindringung der Radarwellen in den Untergrund und der daraus folgenden vollen Eindringtiefe ab des ersten Messpunkts, ist es jedoch nicht notwendig die gesamte Auslagelänge der Geoelektrik mit dem Georadar zu untersuchen. Der für die Fragestellung wichtigste Abschnitt entlang des Profils ist der Talboden selbst, weshalb die Messung mit dem Georadar nur in diesem Bereich erfolgen musste. Der Talboden wird auf westlicher Seite von der Straße begrenzt, weshalb diese bei allen Radarmessprofilen als Startpunkt gewählt wurde und von hier aus in Richtung Osten die Einzelmessungen entlang des Geoelektrikprofils über den ganzen Talboden erfolgten. Der Johnsbach

stellt für die Radarantennen ein unüberwindbares Hindernis dar, weshalb das gesamte Profil mit zwei Teilprofilen abgedeckt wurde (zumindest bei Profil 1). Die erste Teilmessung erfolgte von der Straße bis hin zum westlichen Ufer des Johnsbachs, die zweite Teilmessung dann von der östlichen Uferseite bis hin zur östlichen Talkante. Die beiden Einzelmessungen wurden nach Auswertung in einem Bildbearbeitungsprogramm nebeneinandergestellt, um so ein Gesamtprofil zu erhalten.

Die Auswertung selbst erfolgte mit Hilfe der Software „ReflexW“ von Sandmeier Geophysical Research. Die Rohdaten des Georadars sind ohne eine mehrstufige grafische Überarbeitung nicht interpretierbar (siehe Abbildung 40).

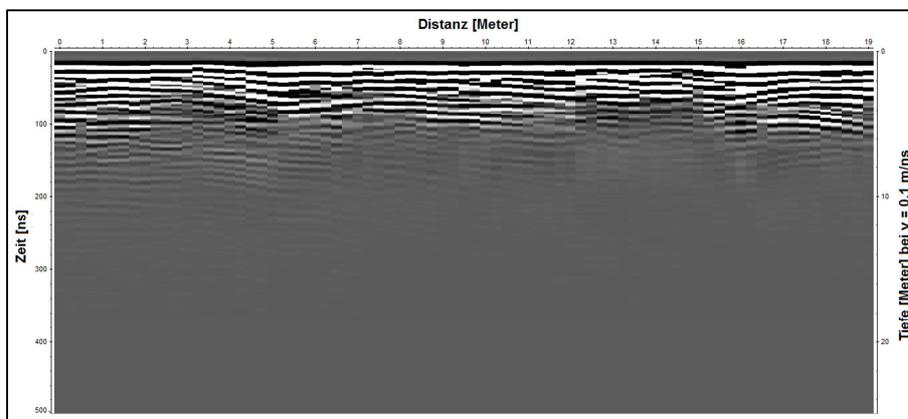


Abb. 40: Rohdaten einer Radarmessung (Quelle: Eigene Darstellung / ReflexW)

Um aus diesen Rohdaten eine interpretierbare Darstellung zu erzeugen sind vier aufeinanderfolgende Schritte notwendig. Der erste Schritt ist eine statische Korrektur („Static Correction“), in welcher der Vorlauf, die so genannte Luftwelle (sprich, das Signal, welches bei der Messung direkt von der Senderantenne oberflächlich zur Empfängerantenne läuft) manuell abgeschnitten wird. In den Rohdaten (siehe Abbildung 40) ist dieser Vorlauf als ein homogener Streifen am oberen Bildrand erkennbar. Im zweiten Schritt wird ein Bandpass-Filter über das gesamte Profil gelegt, welcher die höheren Frequenzen entfernt, da diese meist Störungen darstellen und die weiteren Schritte beeinflussen würden. Da das Radarsignal mit zunehmender Tiefe abgeschwächt wird (in Abbildung 40 sehr deutlich als nach unten hin zunehmend grauer werdende Fläche zu erkennen), muss das Signal verstärkt werden. Hier stehen mehrere Möglichkeiten zur Verfügung, die sinnvollste Variante für diesen Fall stellt aber die Verstärkung nach der abnehmenden Energie des Signals dar („Energy Decay“).

Dabei wird das Signal mit abnehmender Signalstärke zunehmend in die Tiefe verstärkt, wodurch eine gleichmäßige Signalstärke bis in die volle Eindringtiefe angestrebt wird. Im vierten und letzten Schritt der Datenbearbeitung wird noch das Hintergrundrauschen entfernt („Background Removal“) um die Darstellung etwas zu glätten und Strukturen mit dem freien Auge besser erkennen zu können. Um vom fertig bearbeiteten Radargramm auf die Eindringtiefe zu schließen, ist noch ein weiterer Schritt notwendig. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Radarwellen, welche die sogenannte CMP-Messung (Common Mid Point) verrät, bestimmt die Eindringtiefe des Radars. Diese kann ebenfalls mit dem Programm ReflexW ausgelesen werden und über die Plot-Einstellungen eingespeist werden, wodurch die vertikale Skalierung entsprechend der Eindringtiefe angepasst wird. In den Plot-Einstellungen kann ebenfalls die horizontale Skalierung angepasst werden, um die Profile zu entzerren um sie besser vergleichen und aneinanderreihen zu können. Eine Einbindung der Topografie ist in diesem Fall nicht notwendig da die Messungen ausschließlich in der annähernd ebenen Talsohle von der Straße bis zum Johnsbach stattfanden und die Höhenunterschiede in diesem Bereich nur maximal ca. zwei Meter betragen.

Die Auswertung der Radardaten ist selbst nach dieser aufwendigen Bearbeitung noch sehr schwierig und der Interpretationsspielraum relativ hoch. Entgegen der Geoelektrik, welche eine sehr anschauliche Darstellung liefert und eine Aussage mit hoher Eindeutigkeit getätigt werden kann, liefert das Georadar nur sehr abstrakte Darstellungen.

Die erste Messung mit dem Georadar fand bei Profil 1 mit 100MHz-Antennen statt. Nach entsprechender Datenbearbeitung und Zusammenfügen der beiden Teilmessungen ergibt sich folgende Darstellung:

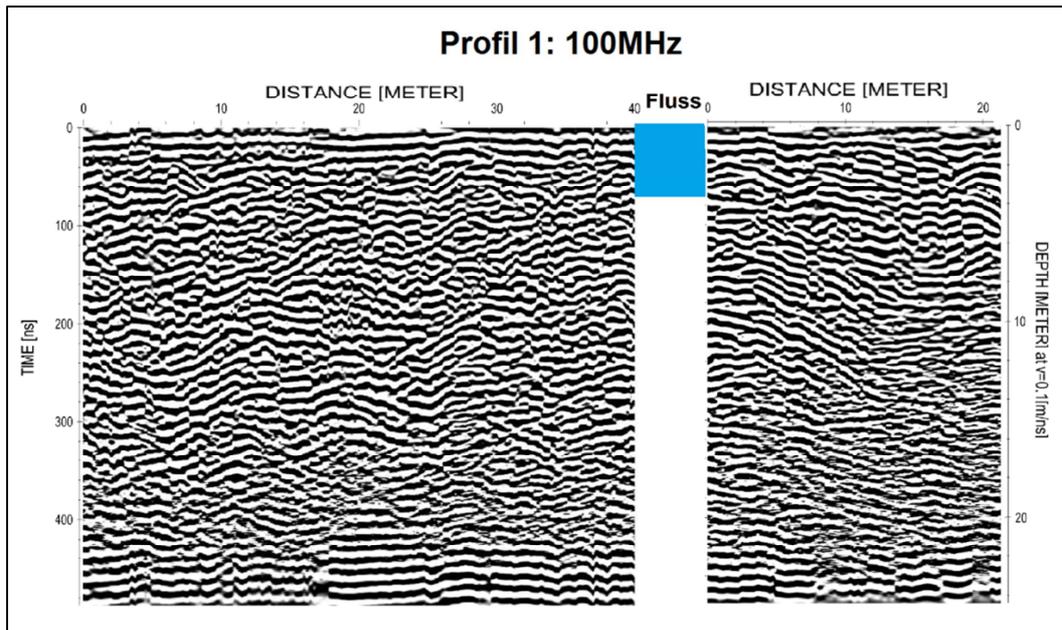


Abb. 41: Radarmessung an Profil 1 mit 100MHz-Antennen (Quelle: Eigene Darstellung / ReflexW)

Die horizontale Achse gibt die Distanz an. Hier ist zu erkennen, dass auf der westlichen Seite des Johnsbachs (linke Bildseite) 40 Meter Profillänge gemessen wurden (entspricht der Distanz von der Straße bis zum Johnsbach) und auf der östlichen Seite (rechte Bildseite) wurden knapp 20 Meter Profillänge gemessen. Die vertikale Skala am linken Bildrand entspricht der Laufzeit des Signals in Nanosekunden [ns]. Diese Skalierung ist ohne Wissen über die Ausbreitungsgeschwindigkeit [m/ns] in diesem Untergrund nicht interpretierbar. Aus diesem Grund wurde vor den eigentlichen Messungen die oben bereits erwähnte CMP-Messung durchgeführt. Somit ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit für diesen Untergrund im Untersuchungsgebiet zu diesem Zeitpunkt bekannt, welche 0,1099 m/ns betrug (siehe Abbildung 42).

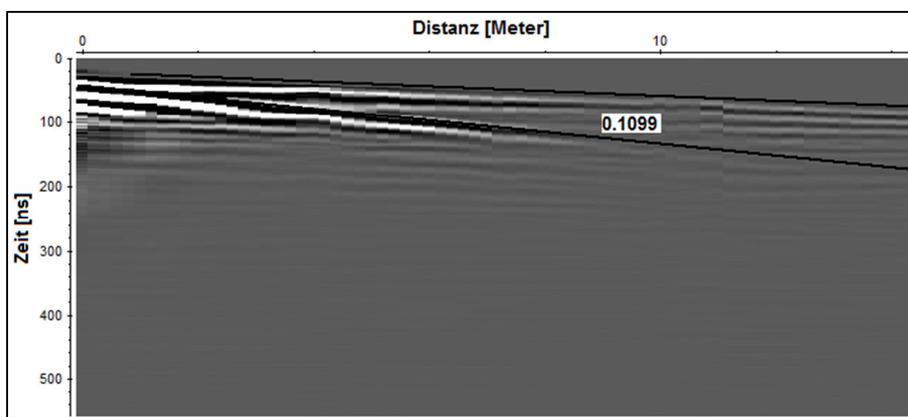


Abb. 42: Ergebnis der CMP-Messung (Quelle: Eigene Darstellung / ReflexW)

Liegen keine Daten zur Ausbreitungsgeschwindigkeit aus CMP-Messungen vor, können auch typische Werte aus der Literatur einfließen. Da aber eine eigene CMP-Messung durchgeführt wurde, wird natürlich der eigene Messwert bevorzugt. Diese Information kann dann in die Darstellung mit einfließen und man kann dadurch von der Laufzeit direkt auf die jeweilige Tiefe schließen. Diese Tiefe ist dann auf der vertikalen Skala am rechten Bildrand abzulesen.

Das Radarogramm selbst zeigt in den oberen Schichten wenig Auffälliges. Am obersten Rand des Radargramms sind lineare Strukturen bis in eine Tiefe von ca. 2 Meter zu erkennen. Hier könnte es sich um Einflüsse der Luftwelle handeln. Da dies aber für die eigentliche Fragestellung keine Relevanz hat, soll darauf an dieser Stelle nicht näher eingegangen werden. In den folgenden Metern dominieren die Strukturen von Sedimentaufschüttungen, welche schräg übereinander geschichtet sind (siehe Kap. 2.2: Tabelle 3). Diese Strukturen sind gleichermaßen bis in eine Tiefe von ca. 20 Meter erkennbar. In 20 Meter folgt dann eine sehr auffällige Schichtgrenze mit linearen Strukturen. Da die Messungen mit der Geoelektrik bei diesem Profil bis in eine Tiefe von mindestens 35 Meter definitiv kein Grundgestein gezeigt haben, handelt es sich bei diesen linearen Strukturen aber vermutlich nicht um das anstehende Grundgestein. Viel wahrscheinlicher ist, dass das Signal von den 100MHz-Antennen in dieser Tiefe schon so schwach ist, dass die Verstärkung bei der Datenbearbeitung nur mehr das Hintergrundrauschen in Form von linearen Strukturen hervorbringt. Man kann hier also wohl von der maximalen Eindringtiefe sprechen. Was bei dieser Messung (und auch bei den folgenden) nicht deutlich erkennbar ist, ist der Grundwasserspiegel. Da es an den Tagen vor den Messungen in der Region ausgiebig geregnet hat (siehe Kap. 3.3: *Messbedingungen*), ist aber davon auszugehen, dass der Grundwasserspiegel nur sehr knapp unter der Oberfläche liegt, und somit nicht eindeutig differenziert werden kann.

Da erste Einschätzungen vorab bereits die Vermutung nahegelegt haben, dass die 100MHz-Antennen nicht die gewünschte Eindringtiefe erreichen würden, wurden auch Messungen mit 50MHz-Antennen durchgeführt, welche zirka eine doppelte Eindringtiefe erreichen.

Die Messungen am ersten Profil mit den 50MHz-Antennen brachten dabei folgendes Ergebnis:

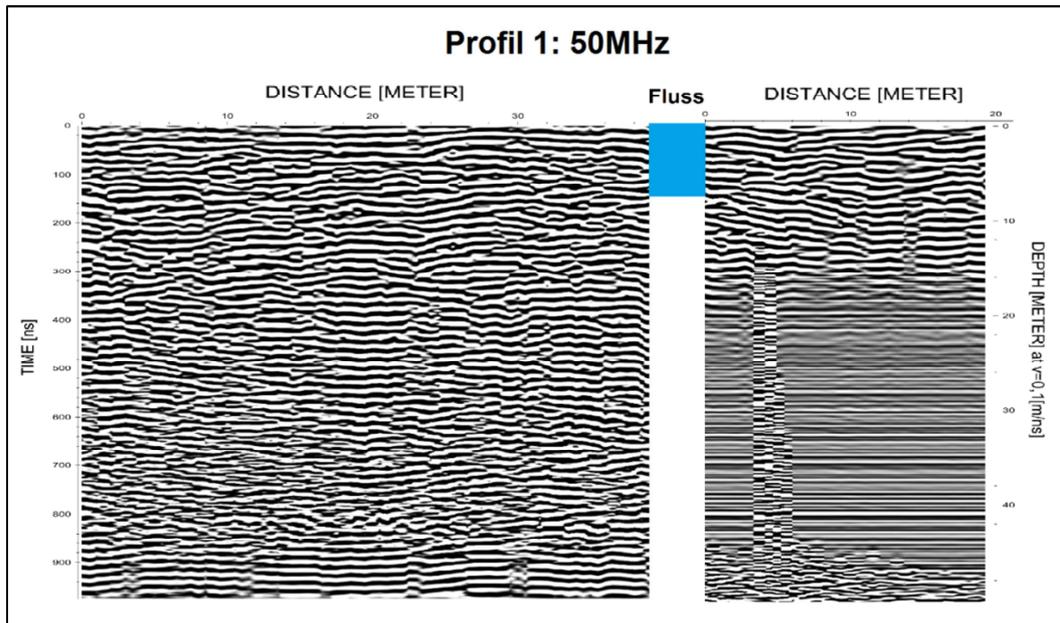


Abb. 43: Radarmessung an Profil 1 mit 50MHz-Antennen (Quelle: Eigene Darstellung / ReflexW)

Die horizontale Skalierung entspricht jener der Messung mit den 100MHz-Antennen, da die Messung an exakt demselben Profil durchgeführt wurde. Die vertikale Skalierung am rechten Bildrand zeigt nun die angepasste Tiefenskala der 50MHz-Antennen, welche hier bis 50 Meter angezeigt wird.

Auch bei diesem Radargramm erkennt man am oberen oberflächennahen Bereich die linearen Strukturen, welche auch bei der 100MHz-Messung sichtbar waren. Bis in eine Tiefe von 40 Metern sind wieder gleichermaßen die Sedimentaufschüttungen erkennbar. Der nun folgende tiefere Bereich jenseits der 40 Meter, der laut den Ergebnissen der Geoelektrik von höchstem Interesse ist, zeigt jedoch wieder die auffällig linearen Strukturen. Da bereits die 100MHz-Messung in den letzten Metern der Messung sehr ähnliche Strukturen gezeigt hat, ist es sehr unwahrscheinlich, dass es sich dabei um etwas anderes als wiederum die maximale Eindringtiefe handelt. Ein weiteres Indiz dafür, dass es sich dabei nicht um Grundgestein sondern schlichtweg um Störungen handelt, ist die östliche Teilmessung (rechte Bildseite). Hier sind bereits ab einer Tiefe von ca. 15 Meter Störungen über die gesamte Messung aufgetreten und die Messung ist dadurch nicht interpretierbar im eigentlichen Sinn.

Die linearen Strukturen ab einer Tiefe von 40 Meter sind jedoch auch in dieser fehlerhaften östlichen Messung gleichermaßen vorhanden, weshalb ziemlich sicher davon auszugehen ist, dass es sich dabei nicht um eine gemessene Schichtgrenze handelt, sondern um das verstärkte Hintergrundrauschen jenseits der maximalen Eindringtiefe. Weshalb es bei der östlichen Teilmessung generell zur großflächigen Störung gekommen ist, kann nicht eindeutig gesagt werden. Da das Messprofil in diesem Bereich nur wenige Meter von einer steilen Felswand entfernt verlief und Radarmessungen sehr empfindlich gegenüber Störungen von außen sind, liegt jedoch die Vermutung nahe, dass es zu Reflexionen der Radarwellen an der Felswand und in weiterer Folge zu Interferenzen während der Messung gekommen ist.

Da die Messung mit den 100MHz-Antennen generell eine viel zu geringe Eindringtiefe aufgewiesen hat, kamen an Profil 2 nur die 50MHz-Antennen zum Einsatz. Hier war es jedoch nicht notwendig zwei Teilmessungen durchzuführen, da der Johnsbach in diesem Bereich direkt an der östlichen Talkante entlang verläuft. Es fand hier also nur eine einzelne Messung mit den 50MHz-Antennen statt, beginnend von der Straße bis hin zum westlichen Ufer des Johnsbachs. Das Ergebnis dieser Messung zeigt nun Abbildung 44:

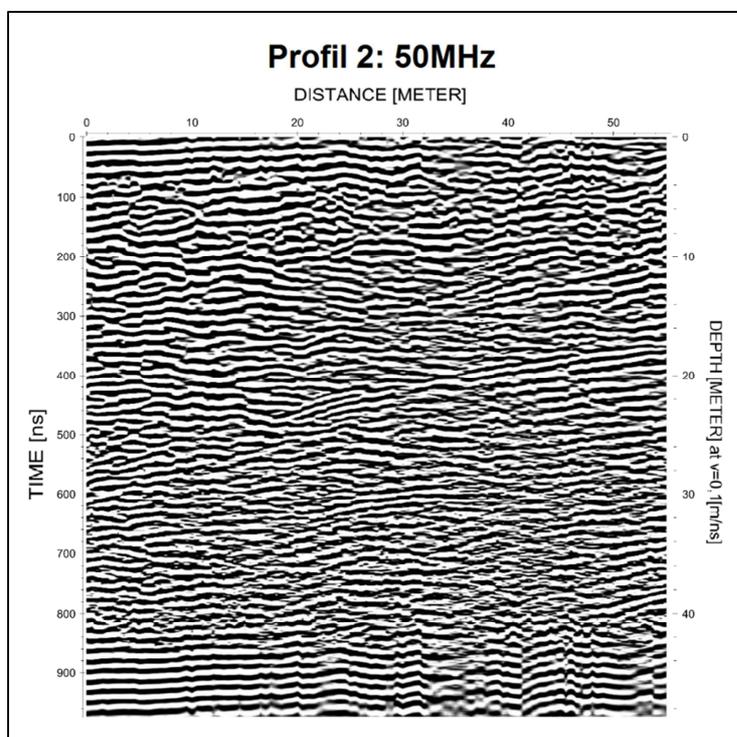


Abb. 44: Radarmessung an Profil 2 mit 50Hz-Antennen (Quelle: Eigene Darstellung / ReflexW)

Die horizontale Achse zeigt wieder die Messstrecke an, welche bei diesem Profil knapp 55 Meter betragen hat. Die vertikale Achse auf der rechten Bildseite zeigt wieder die Tiefe an, welche ebenfalls mit 50 Meter eingestellt ist.

Das Radargramm selbst zeigt auch ein sehr ähnliches Ergebnis wie bei der Messung am ersten Profil. Am obersten Rand des Radargramms sind bis in eine Tiefe von ca. 3 Meter wieder die typischen linearen Strukturen zu erkennen, gefolgt von den gleichmäßigen, übereinanderliegenden Sedimentaufschüttungen bis in eine Tiefe von 40 Meter. Was dann folgt, entspricht auch wieder dem bereits im ersten Profil gesehenen Phänomen, nämlich den Störungen aus der Signalverstärkung. Somit zeigt auch dieses Profil kein Grundgestein aufgrund der zu geringen (interpretierbaren) Eindringtiefe.

An Profil 3 wurde aus zeitlichen Gründen keine Radarmessung durchgeführt, da Aufbau und Messung des 400 Meter langen Geoelektrikprofils den ganzen Tag in Anspruch genommen haben. Aufgrund der bereits bekannten Tiefe des Grundgesteins von knapp 45 - 50 Meter aus der Geoelektrikmessung und der interpretierbaren Eindringtiefe von maximal 40 Meter bei den 50MHz-Radarantennen wurde diese Messung auch zu einem späteren Zeitpunkt nicht durchgeführt, da diese keinen Mehrwert für die eigentliche Fragestellung bringen würde. Eine Messung mit 25MHz-Radarantennen durchzuführen, würde zwar theoretisch Sinn machen, jedoch wäre die praktische Durchführung schlichtweg nicht möglich. Diese Antennen haben eine Breite von 4 Meter und durch die Geländeform und die Bewaldung ist eine Messung mit so breiten Antennen nicht umsetzbar, da sie nicht eben auf den Untergrund aufliegen würden und die Antennenabstände aufgrund der dichten Vegetation nicht eingehalten werden könnten, was eine verfälschte Messung zur Folge hätte. Selbst die 50MHz-Antennen mit einer Breite von 2 Meter bereiteten diesbezüglich schon deutliche Probleme, die jedoch gerade noch handhabbar waren.

Obwohl alle durchgeführten Radarmessungen kein Grundgestein gezeigt haben, haben diese aber trotzdem einen wichtigen Beitrag geleistet. Die Radarmessungen haben bestätigt, dass bis in eine Tiefe von 40 Meter definitiv kein Grundgestein zu erwarten ist. Die Messungen der Geoelektrik haben bis in diese Tiefe ebenfalls kein Grundgestein gezeigt, wodurch die beiden Methoden sich gegenseitig nicht widersprechen. Das Georadar hat somit also die Plausibilität der Geoelektrik bestätigt.

### 4.3 Geoseismik

Wie bereits in Kapitel 3.2.3: *Praktische Durchführung – Geoseismik* erwähnt, fand die Geoseismik an den eigentlichen Messprofilen keinen Einsatz. Zum Zeitpunkt der Messungen mit Geoelektrik und Georadar verfügte das Institut für Geographie und Raumforschung der Karl-Franzens-Universität Graz noch nicht über die notwendigen Gerätschaften zur Messung mittels Geoseismik. Diese waren erst ein paar Wochen nach den durchgeführten Geoelektrik- und Radarmessungen verfügbar. Bevor die Messungen an den drei definierten Profilen stattfinden sollten, wurde im Zuge eines geomorphologischen Praktikums eine Testmessung durchgeführt, um eine erste Auseinandersetzung mit den Geräten zu ermöglichen. Gewählt wurde hierfür ein Seitengraben des Langgriesgrabens, wo Messungen mit der Geoelektrik bereits anstehendes Gestein in ca. 10 Metern Tiefe gezeigt haben. Um die Funktionsweise der Geräte, die Darstellung der Ergebnisse, sowie die Vergleichbarkeit der Ergebnisse zu untersuchen, wurde an dieser Stelle die erste Messung mit der Geoseismik durchgeführt.

Die Auswertung der Seismik-Rohdaten dieser Testmessung erfolgte ebenfalls mit dem Programm ReflexW, welches bereits bei der Auswertung der Radardaten eingesetzt wurde. Die Auswertung selbst erfolgt dabei in vier einzelnen Schritten. Zuerst müssen die Rohdaten der Messung in das Programm geladen werden. Da jede Einzelmessung (sprich, jeder einzelne Hammerschlag) in einer einzelnen Datei gespeichert wird und jede Einzelmessung mit Parametern, wie z.B. der aktuellen Schlagposition, versehen werden muss, müssen alle Dateien einzeln geladen werden. Sind die Dateien geladen, ergibt sich für jede Einzelmessung eine grafische Darstellung der gemessenen Erschütterungen jedes einzelnen Geophons. Abbildung 45 zeigt eine solche Darstellung, in diesem Fall am Beispiel der Einzelmessung bei 45 Meter:

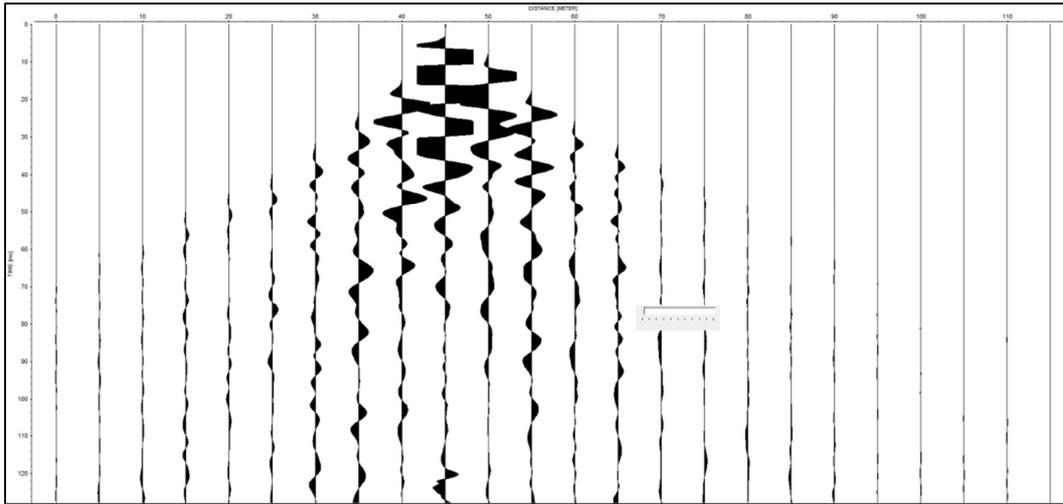


Abb. 45: Rohdaten der Geoseismik (Quelle: Eigene Darstellung / ReflexW)

Wie auch beim Radar, ist an der vertikalen Achse die Signallaufzeit aufgetragen. In der horizontalen Achse findet man die Auslage, wobei die Skalierung dem Abstand der einzelnen Geophone entspricht. Im Gegensatz zu den Radardaten, erkennt man hier aber bereits in den Rohdaten die Funktionsweise der Geoseismik. An der Schlagposition (also die Position, an welcher der Impuls mit Hilfe des Hammers in den Boden gebracht wird, in diesem Fall bei 45 Meter), registriert das Geophon bereits direkt nach dem Hammerschlag ein starkes seismisches Signal. Mit zunehmender Entfernung zur Schlagposition ist in beide Richtungen zu erkennen, dass das Signal einerseits später eintrifft (die Signallaufzeit verlängert sich also) und auch die Signalstärke nimmt mit der Entfernung ab.

Um von diesen Rohdaten auf die Schichtgrenzen schließen zu können, wird der Fokus auf den Erstausschlag aller Geophone gerichtet. Vom Erstausschlag der einzelnen Geophone kann auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen im Untergrund geschlossen werden, wodurch die Position dieses Erstausschlags die Grundlage für die Berechnung des Modells darstellt. Um diese Position zu definieren, müssen Marker an den jeweiligen Positionen gesetzt werden, an welcher der Erstausschlag einsetzt (Pick). ReflexW bietet dafür mehrere, teilweise auch automatisierte Methoden an, zum besseren Verständnis wurde in diesem Fall aber auf die manuelle Methode zurückgegriffen, und die einzelnen Erstausschläge im störungsfreien Bereich händisch markiert (erkennbar durch die roten Kreuzchen):

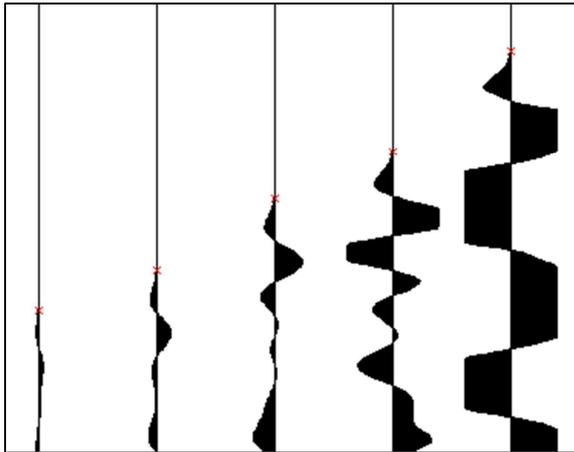


Abb. 46: Manuelles markieren des Erstausschlags (Quelle: Eigene Darstellung / ReflexW)

Dieser Schritt muss natürlich wieder für jede Einzelmessung separat erfolgen und separat gespeichert werden, und ist daher entsprechend zeitintensiv. Diese Erstausschläge aller Einzelmessungen bilden nun die Basis für die folgende Laufzeitanalyse (Traveltime Analysis). Hier können nun alle einzelnen Dateien mit den Erstausschlägen geladen werden und die Laufzeiten werden für jede Einzelmessung in einem einzigen Diagramm dargestellt (siehe Abbildung 47). Ein Rückschluss von diesem Diagramm auf die Bodenschichtung ist aber nach wie vor nicht möglich, weshalb nun der finale Schritt folgt, nämlich die Berechnung eines Modells.

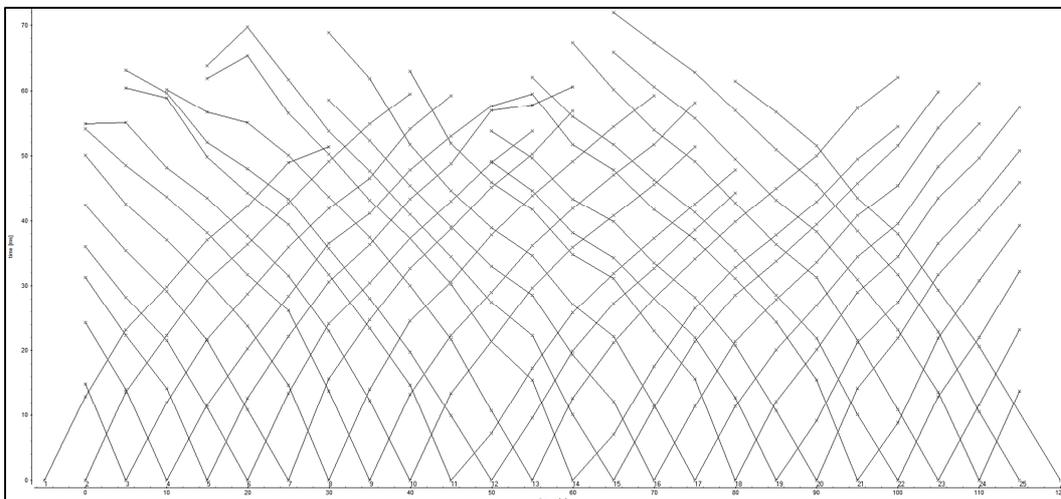


Abb. 47: Berechnung der Signallaufzeiten (Quelle: Eigene Darstellung / ReflexW)

Das berechnete Modell für die Testmessung lässt nun erstmals einen Rückschluss auf die Bodenschichtung zu und sieht wie folgt aus:

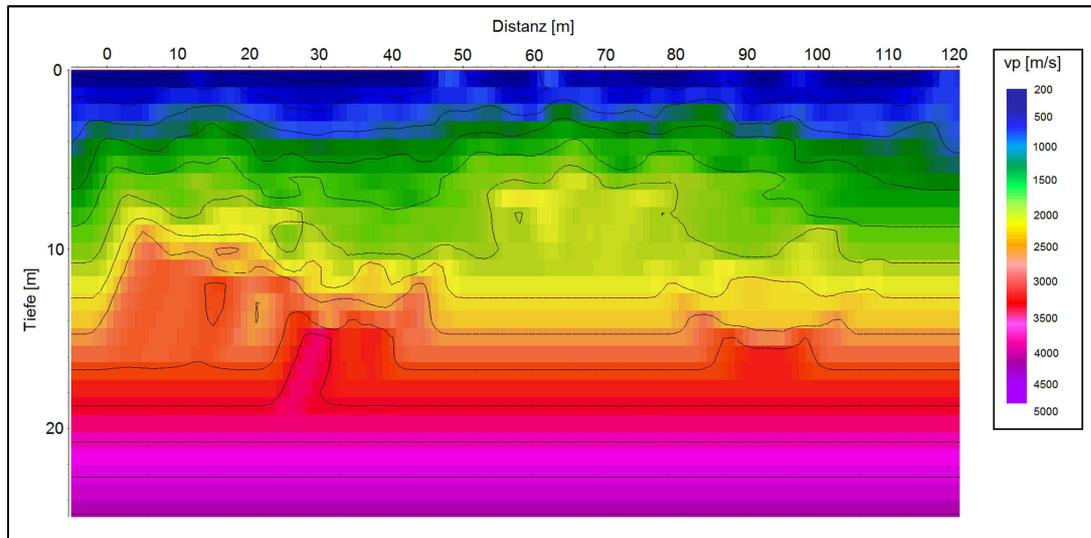


Abb. 48: Fertige Darstellung der Seismik-Messergebnisse (Quelle: Eigene Darstellung / ReflexW)

Auf der horizontalen Achse kann wieder die Auslage des Profils abgelesen werden, auf der vertikalen Achse kann nun jedoch erstmals die Tiefe in Meter abgelesen werden. Da es sich bei dieser Darstellung um eine sog. Tomographie handelt, wie es auch bereits bei der Geoelektrik der Fall war, ist die Interpretation dieser Darstellung auch ähnlich dieser. Anstatt der spezifischen Widerstände im Untergrund, wird nun aber die Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen im Untergrund farblich kodiert dargestellt. In der Farbskala (rechts in der Abbildung) ist zu erkennen, dass die Ausbreitungsgeschwindigkeiten in diesem Diagramm von ca. 200 m/s an der Oberfläche bis ca. 5000 m/s im Untergrund reichen.

Um diese Werte interpretieren zu können, ist ein Blick zurück auf Tabelle 4 (Kap. 2.3) erforderlich, welche die in der Literatur angegebenen typischen seismischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten für verschiedene Lithologien und Böden angibt. Bei den Feldarbeiten war zu sehen, dass die Oberfläche an der Messstelle aus einer Kieschicht besteht. Die tomographische Darstellung der Seismik-Messung bestätigt dies, da im oberflächennahen Bereich (ca. 0 – 2m) Ausbreitungsgeschwindigkeiten von 200 – 500 m/s angegeben werden, was laut Tabelle 4 eindeutig trockenem Kies entspricht. In den darauffolgenden Metern (ca. 2 – 8m) steigt die Ausbreitungsgeschwindigkeit bis auf ca. 1.500 m/s. Diese Geschwindigkeiten entsprechen etwa durchfeuchtetem Kies, was auch bereits vorab zu erwarten war.

In einer Tiefe von ca. 10 – 15 Meter erreichen die Ausbreitungsgeschwindigkeiten Größenordnungen von ca. 2.000 – 2.500 m/s. Ein Blick auf die Tabelle mit den typischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten lässt hier erstmals keine eindeutige Zuordnung mehr zu. Es könnte sich hier weiterhin um Kies handeln, welcher zunehmend verkittet wird. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit könnte aber auch bereits auf den anstehenden Dolomit hindeuten. Da vorhergegangene Messungen mit der Geoelektrik an dieser Messstelle jedoch bereits Grundgestein in einer Tiefe von ca. 10m gezeigt haben, ist davon auszugehen, dass es sich hierbei sehr wohl bereits um den anstehenden Dolomit handelt. Bis in eine Tiefe von ca. 18 Meter erhöhen sich die Ausbreitungsgeschwindigkeiten dann weiter bis auf ca. 3.500 m/s, was definitiv für Grundgestein spricht. Was dann folgt, sind auffällig lineare Strukturen mit hohen Ausbreitungsgeschwindigkeiten bis 5.000 m/s. Die Geschwindigkeit selbst würde zwar auch weiterhin für Grundgestein sprechen, die auffällig linearen Formen (besonders an den eingeblendeten Isolinien erkennbar) sprechen jedoch dafür, dass ab 18 Meter die maximale Eindringtiefe der Hammerschlagseismik erreicht ist. Die Testmessung hat also gezeigt, was vorab bereits schon erwartet wurde, nämlich dass die Eindringtiefe der Hammerschlagseismik nicht annähernd ausreichen würde um die hier vorliegende Fragestellung zu beantworten. Aus diesem Grund und auch aufgrund der bereits fortgeschrittenen Jahreszeit wurde daher auf weitere Messungen mit der Geoseismik am Talboden verzichtet.

## 5. Interpretation der Ergebnisse

Um eine methodenübergreifende Aussage zur Beantwortung der Forschungsfrage zu generieren, widmet sich dieses Kapitel einer zusammenfassenden Interpretation der Ergebnisse.

Die erste angewandte Methode, die Geoelektrik lieferte an der dritten Messstelle ein Vorzeigegergebnis, was die Untersuchung des Sedimentkörpers angeht. Die hohe Eindringtiefe brachte den gesamten Untergrund entlang des Talbodens mit samt seiner Topographie zum Vorschein. Bei dieser Messung zeigte sich eine maximale Sedimentmächtigkeit von 45 – 50 Metern an der tiefsten Stelle in der Mitte des Profils. Aufgrund der sehr schmalen Talform, welche das vordere Johnsbachtal über den Großteil seines Verlaufs aufweist, war dies jedoch die einzige Stelle an welcher sich eine so hohe Auslage, und damit eine so hohe Eindringtiefe umsetzen ließ. Die beiden anderen Messungen mit der Geoelektrik an Profil 1 und Profil 2 erreichten mit einer maximal möglichen Auslage von 200 Metern keine ausreichende Eindringtiefe, um den ursprünglichen Talboden in seiner ganzen Ausprägung darstellen zu können. Während die Messung an Profil 2 zeigte, dass die Talflanken weiterhin steil in den Untergrund abtauchen, zeigte sich an Profil 1 auf der östlichen Talflanke aber bereits, dass sich das Grundgestein in einer Tiefe von 30 – 35 Meter aber bereits deutlich der Horizontalen nähert. Dadurch kann mit hoher Wahrscheinlichkeit vermutet werden, dass der tiefste Punkt nur mehr wenige Meter tiefer liegen muss. Dies ist zwar keine absolute Aussage, wie sie die Messung an Profil 3 lieferte, jedoch kann dies durchaus als Bestätigung der Größenordnung der Sedimentmächtigkeit im vorderen Johnsbachtal betrachtet werden. Die Messung an Profil 2 zeigte keine Abflachung des Grundgesteins im Untergrund, daher kann von Messung 2 auch keine Einschätzung über die Sedimentmächtigkeit ausgehen. Es kann lediglich die Aussage getroffen werden, dass die Sedimentdicke in diesem Talbereich höher als die maximal erreichte Eindringtiefe von 30 – 35 Meter ist. Dies muss aber keinesfalls bedeuten, dass der tiefste Punkt des ursprünglichen Talbodens noch sehr viel tiefer liegt. Bei der Geoelektrik handelt es sich, wie bei allen anderen hier angewendeten Messmethoden, um eine punktuelle Messung, welche daher auch nur die Situation an dieser einen Messstelle mitsamt ihren lokalen Besonderheiten, wie beispielsweise kleinen Übertiefungen im ursprünglichen Talboden oder scharfen Talkanten in diesem Bereich, zeigen kann.

Um dieser Frage aber weiter nachzugehen, wären mehrere Messungen in diesem Abschnitt notwendig, was aber deutlich über den Rahmen dieser Arbeit hinausgehen würde.

Die Ergebnisse des Georadars haben, bezogen auf die Forschungsfrage, keine absolute Einschätzung der Sedimentdicke liefern können. Wie bereits zuvor erwähnt, wurden die für dieses Gelände niederfrequentesten (sprich längsten) Antennen eingesetzt die handhabbar sind, und selbst diese brachten mit einer Breite von 2 Meter bereits einige Probleme mit sich, was die Auflage auf den Untergrund betrifft und auch was die Beweglichkeit durch die teilweise dichte Vegetation angeht. Deren Eindringtiefe reichte mit maximal 40 Meter zwar knapp nicht bis an den ursprünglichen Talboden heran, die Ergebnisse können aber durchaus als Bestätigung der Geoelektrik angesehen werden, da bis in diese Tiefe kein Grundgestein sichtbar wurde. Die Ergebnisse dieser beiden Methoden passen somit also zusammen und widersprechen sich nicht.

Die Hammerschlagseismik hätte bei dieser Größenordnung von Sedimentdicken mit ihrer vergleichsweise sehr geringen Eindringtiefe von ca. 18 Meter keinen weiteren Mehrwert für diese Fragestellung liefern können. Hier hätte lediglich eine deutlich stärkere seismische Quelle und eine somit höhere Eindringtiefe wertvolle Information liefern können. Dies war jedoch nicht durchführbar, da der Einsatz von schweren Gewichten die finanziellen und logistischen Möglichkeiten dieser Masterarbeit überschreiten würde und auch der Einsatz von Sprengladungen ist in einem Nationalpark nicht denkbar.

Was die anfänglichen Vermutungen über die Sedimentmächtigkeit im Johnsbachtal angeht, so kann gesagt werden, dass diese bei weitem übertroffen wurden. Zwar wurde vorab keine konkrete Aussage getätigt, es wurde aber allgemein davon ausgegangen, dass eine Auslage der Geoelektrik von 200 Metern, was einer Eindringtiefe von 35 Meter entspricht, für diese Fragestellung ausreichen sollte. Wie sich aber sehr beeindruckend zeigte, ist die Sedimentmächtigkeit im vorderen Johnsbachtal deutlich höher als angenommen und die Ergebnisse überraschten die meisten involvierten Personen sehr.

## 6. Diskussion

### 6.1 Vergleich der Ergebnisse

Um die Ergebnisse in Relation zu setzen und somit auch weiter auf ihre Plausibilität zu untersuchen, sollen die Ergebnisse verglichen werden. Dieser Vergleich soll einerseits unter den verschiedenen Methoden stattfinden, andererseits soll auch ein Vergleich mit Ergebnissen anderer Untersuchungen stattfinden.

Weil mit der Geoseismik keine Messungen an den eigentlichen Messstellen durchgeführt wurden, macht es wenig Sinn diese Ergebnisse in Vergleich zu den anderen Methoden zu stellen. Ein sinnvoller Vergleich kann aber zwischen den Ergebnissen der Geoelektrik und des Georadars stattfinden. Hier bietet es sich an, die Ergebnisse grafisch übereinander zu legen, wie hier am Beispiel von Profil 1:

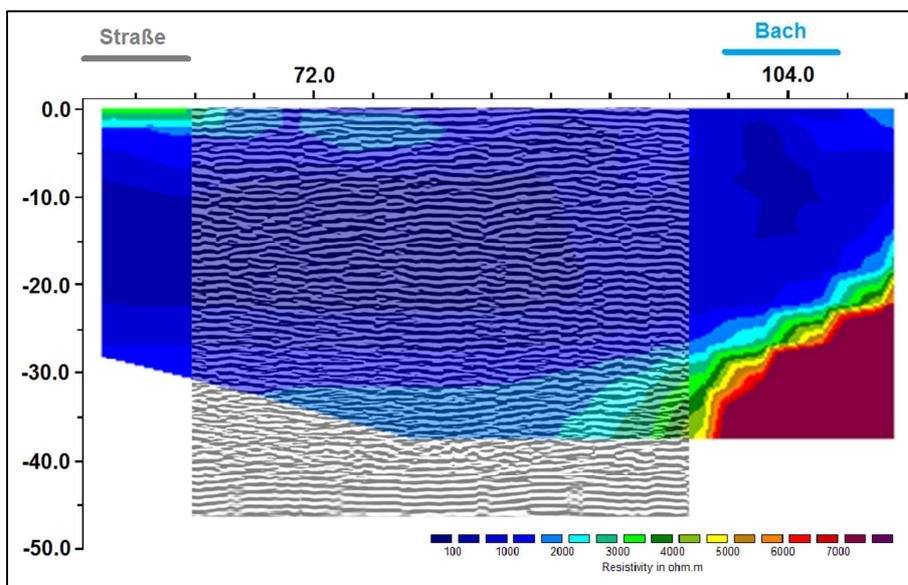


Abb. 49: Vergleich der Ergebnisse Geoelektrik und Georadar (Quelle: Eigene Darstellung)

Das Radargramm der westlichen Messung mit den 50MHz-Antennen wurde lagegerecht über den dazugehörigen Ausschnitt der Geoelektrik gelegt. Interessant wäre hier natürlich auch der östliche Teilabschnitt der Radarmessung, da diese Messung aber starke Störungen aufwies, hätte ein Vergleich wenig Sinn. Im westlichen Teilabschnitt ist aber zu erkennen, dass die Radarmessungen gut mit den Daten der Geoelektrik zusammenpassen, da sich auch hier wieder zeigt, dass der Sedimentkörper die volle Eindringtiefe beider Methoden in Anspruch nimmt. Interessant wäre hier ein Vergleich der Ergebnisse im Bereich des abtauchenden Festgesteins am rechten

Bildrand, jedoch verfehlt die Radarmessung diesen Bereich knapp. Auch an Profil 2 fällt die Radarmessung exakt in den Bereich des mächtigsten Sedimentabschnitts, wodurch auch hier kein abtauchender Reflektor vom Radar erwischt wurde.

Vergleicht man die Ergebnisse dieser Arbeit mit Ergebnissen von anderen, ähnlichen Arbeiten, so liegen diese auch in einem glaubwürdigen Wertebereich. So wurden beispielsweise von OTTO et al. (2009) unter Zuhilfenahme von geophysikalischen Methoden und GIS im schweizerischen Turtmantal Sedimentmächtigkeiten von bis zu 35 Meter gefunden. HOFFMANN & SCHROTT (2002) beurteilten die Sedimentmächtigkeit im bayrischen Reintal aufgrund geoseismischer Messungen mit bis zu 24 Meter. Ein etwas anderes Ergebnis fand sich bei MEY et al. (2015) aufgrund einer GIS-Modellierung der Geländeform. Hier wurde die Sedimentmächtigkeit im schweizerischen Rhônetal mit bis über 300 Meter eingeschätzt. Zwar finden sich in diesem Untersuchungsgebiet Talböden mit bis zu 4 Kilometern Breite, jedoch kamen bereits HOFFMANN & SCHROTT zur Erkenntnis, dass vorhergehende GIS-Modellierungen um bis zu fünffach höhere Sedimentmächtigkeiten im Reintal vorhersagten als die durchgeführten seismischen Messungen dann schließlich zeigten.

Im Zuge einer Masterarbeit am Institut für Geographie und Raumforschung wurde auch bereits eine ganze ähnliche Untersuchung, wie die hier vorliegende, von MELCHER (2015) durchgeführt. Das Ziel dieser Arbeit war ebenfalls die Untersuchung der Sedimentmächtigkeit, das Untersuchungsgebiet befand sich jedoch nicht im Johnsbachtal, sondern im Schöttlgraben bei Oberwölz (Bezirk Murau). Unter Verwendung von Geoelektrik und Seismik (u.a. auch Sprengseismik) wurden im Schöttlgraben maximale Sedimentmächtigkeiten von 30 bis 40 Metern festgestellt, was bezüglich der Größenordnung auch sehr gut zu den hier gefunden Sedimentmächtigkeiten passt.

Interessant ist auch eine Geoelektrik-Messung, die gemeinsam mit Christian Steinbauer vom Institut für Erdwissenschaften an der Karl-Franzens-Universität Graz im Zuge seiner Masterarbeit durchgeführt wurde. Das 400 Meter lange Messprofil wurde im deutlich breiteren Inneren Johnsbachtal, auf Höhe des „Köblwirt“ von der westlichen Talkante über den Talboden bis knapp vor den Johnsbach gelegt.

Dies ist jener Talbereich, in welchem sich der Johnsbach laut LIEB & PRAMM (2008, S. 16) durch den Murkegel am Fuße des Ödstein aufstaut und somit gezwungen wurde, das mitgeführte Material abzulagern und so den Talboden aufzuschütten. Bis zur vollen Eindringtiefe der Geoelektrik von 70 Metern zeigte sich hier der homogene Sedimentkörper ohne auch nur einen einzigen Hinweis einer Annäherung an Grundgestein. In diesem Talabschnitt ist also mit beeindruckenden Sedimentmächtigkeiten von deutlich über 70 Metern zu rechnen.

## **6.2 Zusätzliche Erkenntnisse**

Zusätzlich zu der Sedimentmächtigkeit können mit den vorliegenden Ergebnissen auch Rückschlüsse auf die Talform und auf das Sedimentvolumen im Untersuchungsgebiet getroffen werden. Vor allem Messung 3 der Geoelektrik offenbart durch die hohe Eindringtiefe die ursprüngliche Talform in diesem Bereich. Geht man laut LIEB & PREMM (2008, S. 16f) davon aus, dass das Haupttal des Johnsbachtals in der letzten Eiszeit nicht vergletschert war und hauptsächlich durch fluviale Prozesse geformt wurde, müsste sich hier laut SCHMIDT (2011, S. 404) ein Kerbtal vorfinden lassen. Die Geoelektrik weist hier jedoch eher auf ein Trogtal hin (siehe Abbildung 37 und 38), was laut SCHELLMANN (2011, S. 409) auf eine ehemalige Vergletscherung des Tals hinweist. Bezogen auf den aktuellen Wissensstand um die Vergletscherung des Johnsbachtals könnte dies neue Fragen aufwerfen, es könnte sich aber natürlich auch um eine besondere lokale Situation an dieser Messstelle handeln. Um dem genauer nachzugehen, wären aber weitere geophysikalische Messungen entlang des Haupttals mit entsprechender Eindringtiefe erforderlich.

Die Talform spielt auch bei der Einschätzung des Sedimentvolumens eine große Rolle. Entspricht die Talform einem Trogtal (U-förmig) ergibt sich natürlich ein anderes Volumen als bei einem Kerbtal (V-förmig). Zur Berechnung des Volumens sind auch die Breite des Talbodens und die Länge des Untersuchungsgebiets von großer Entscheidung. Die Länge des Untersuchungsgebiets kann anhand der Straße, welche entlang des Talbodens verläuft, abgeschätzt werden, und beträgt ca. 4.500 Meter. Eine zuverlässige Berechnung der Talbreite kann entweder durch Vermessung vor Ort oder GIS-gestützt umgesetzt werden.

Da dies sehr aufwendig wäre und es sich hierbei auch nicht um eine Fragestellung dieser Masterarbeit handelt, sollen für eine grobe Abschätzung die Talbreiten an den drei Messstellen der Geoelektrik herangezogen werden. An Profil 1 befindet sich die westliche Talkante ungefähr an Profilmeter 35, die östliche Talkante liegt ca. auf Profilmeter 115. Die Differenz zwischen diesen beiden Punkten stellt den heutigen Talboden also mit einer Breite von 80 Metern dar. Nach dem gleichen Berechnungsschema ergibt sich für Profil 2 eine Talbreite von ca. 100 Meter und für Profil 3 eine Talbreite von ca. 170 Meter. Der Einfachheit halber soll das arithmetische Mittel von 116 Metern (gerundet) die durchschnittliche Talbodenbreite im vorderen Johnsbachtal darstellen. Der Einfluss der Talform findet sich im Querschnitt des Sedimentkörpers wieder. Der Querschnitt in einem Kerbtal lässt sich durch ein Dreieck annähern, in einem Trogtal mittels einer halben Ellipse (siehe Abbildung 50).

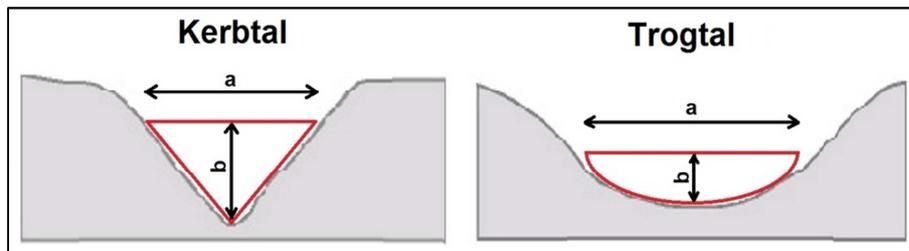


Abb. 50: Vereinfachte Talquerschnitte von Kerbtal und Trogtal (Quelle: verändert nach INSTITUT FÜR GEOGRAPHISCHE WISSENSCHAFTEN, 2016)

Zur Berechnung des ungefähren Sedimentvolumens tragen nun die Talbodenbreite (a), die Sedimentmächtigkeit (b) und die Tallänge (4.500 Meter) bei. Geht man im Untersuchungsgebiet von einem Kerbtal aus, würde das Sedimentvolumen im vorderen Johnsbachtal somit ca. 11.745.000 m<sup>3</sup> betragen. Bei einem Trogtal, wie es sich an Messprofil 3 zeigte, würde das Sedimentvolumen 18.450.000 m<sup>3</sup> betragen.

## 7. Schlussfolgerungen & Ausblick

Um eine Schlussfolgerung aus diesen Ergebnissen zu ziehen, sollen noch einmal die beiden Forschungsfragen aufgeworfen und explizit beantwortet werden. Die Hauptforschungsfrage, welche das eigentliche Thema der Arbeit darstellt, lautet wie folgt:

- *Wie hoch kann die Mächtigkeit des Sedimentkörpers im (vorderen) Johnsbachtal eingeschätzt werden?*

Aufgrund der Messungen lässt sich dies sehr konkret beantworten. Die Messungen der Geoelektrik zeigten, dass die zu erwartende Sedimentmächtigkeit, also die maximale Distanz von der Oberfläche des heutigen Talbodens bis zum anstehenden Grundgestein, zwischen 40 und 50 Metern liegt. Begründet ist diese Aussage auf einer Messung bis in eine Tiefe von 70 Meter, welche das Grundgestein in einer Tiefe von ca. 45 Metern zeigte. Eine weitere Messung mit einer Eindringtiefe von 35 Metern zeigte eine Annäherung des Grundgesteins in die Horizontale und eine dritte Messung mit derselben Eindringtiefe zeigte zwar keine Tendenz, bestätigte aber ebenfalls, dass die Sedimentmächtigkeit definitiv mehr als 35 Meter beträgt.

Die zweite Forschungsfrage, welche durch den Einsatz mehrerer Methoden aufkam, kann nun auch beantwortet werden:

- *Wie eignen sich geophysikalische Methoden generell zur Quantifizierung von Sedimentkörpern in Wildbachsystemen, wo liegen die Vorteile der einzelnen Methoden und welche Methode liefert die besten Ergebnisse im Sinne der Einschätzung von Sedimentmächtigkeiten?*

Die Beantwortung dieser Forschungsfrage muss etwas umfangreicher ausfallen. Es kann gesagt werden, dass sich geophysikalische Methoden generell gut zum Quantifizieren von Sedimentkörpern in Wildbachsystemen eignen. Die größte Einschränkung bildet bei allen Methoden jedoch die Eindringtiefe. Der Aufwand der verschiedenen Methoden ist zwar unterschiedlich, im Vergleich mit anderen denkbaren Methoden, wie z.B. Bohrungen, ist der Aufwand aller geophysikalischen Methoden aber trotzdem als gering einzustufen. Ein weiterer Vorteil geophysikalischer Methoden ist die Erreichbarkeit im Gelände. Das Equipment ist von Hand tragbar, wodurch auch schwer erreichbare Bereiche wie z.B. hoch gelegene Seitengraben relativ einfach erreicht werden können.

Die Ergebnisse, die geophysikalische Methoden liefern, sind zwar mit etwas Interpretationsspielraum verbunden, dennoch sind die Ergebnisse durchaus als genau einzustufen.

Nachteile gibt es jedoch, was die technischen Grenzen der einzelnen Methoden angeht. Wie bereits erwähnt, ist der größte Nachteil aller Methoden die oft zu geringe Eindringtiefe. Besonders bei der Geoseismik zeigte sich dies deutlich. Die Eindringtiefe zeigte sich jedoch auch bei den anderen Methoden mit Nachteilen verbunden. Um bei der Geoelektrik eine hohe Eindringtiefe zu erreichen, muss die Auslage des Profils vergrößert werden, was bei rauem Gelände oder bei schmalen Tälern, wie man es im vorderen Johnsbachtal vorfindet, oft sehr schwierig ist. Zudem kommt noch, dass die höchste Eindringtiefe nur in der Mitte des Profils erreicht wird. Beim Georadar kann eine höhere Eindringtiefe nur durch niederfrequente Antennen erreicht werden. Da niederfrequente Antennen jedoch auch länger sind, entstehen große Probleme bei dichter Vegetation und auch bei rauem Untergrund, da die Antennen parallel geführt werden müssen und durchgehend auf dem Boden aufliegen sollen. Selbst bei den hier verwendeten 50MHz-Antennen mit einer Breite von 2 Metern waren diese Probleme bereits sehr deutlich vorhanden.

Bei den Vorteilen unterscheiden sich die einzelnen Methoden hier mehr voneinander. Die Geoelektrik ist relativ unempfindlich gegen Störungen von außen. So lange ausreichender Kontakt zum Untergrund besteht, sind die Messungen sehr zuverlässig. Anders sieht es dabei bei der Geoseismik aus, welche bereits sehr empfindlich gegen leichte Vibrationen ist, wie sie beispielsweise von Schritten, Lärmquellen oder auch fließenden Gewässern ausgehen können. Auch das Georadar ist hier empfindlicher was externe Störungen angeht, wie sich bei der Messung an Profil 1 gezeigt hat. Die Vorteile des Georadars sind dabei jedoch der schnelle Aufbau, der schnelle Messablauf, und die volle Eindringtiefe über das ganze Messprofil. Die Vorteile der Geoseismik können hier nur schwer beurteilt werden, da die Testmessung nicht direkt mit den anderen Messungen zu vergleichen ist.

Was die Ergebnisse angeht, so hat auch jede Methode ihre Vor- und Nachteile. Die Geoelektrik hat sich bei diesen Untersuchungen aber als jene Methode mit den besten und anschaulichsten Ergebnissen gezeigt. Die Stärken liegen ganz klar in der Zuverlässigkeit und in der Interpretierbarkeit der Ergebnisse.

Auch die Auswertung der Rohdaten ist bei der Geoelektrik als eher unproblematisch zu bewerten.

Der Nachteil der höchsten Eindringtiefe in der Mitte des Profils wirft aber natürlich auch bei den Ergebnissen einen Schatten auf das Gesamtbild. Das Georadar wird oft für Fragestellungen wie die hier vorliegende verwendet, da die Stärken des Georadars im Finden von Reflektoren (Schichtgrenzen) liegen. Dieser Vorteil ist hier aufgrund der (in diesem Fall) zu geringen Eindringtiefe leider nicht zum Tragen gekommen. Eine klare Aussage über die Eignung des Radars lässt sich also aus eigener Erfahrung nicht tätigen. Als Nachteil der Ergebnisse des Georadars kann aber gesagt werden, dass die Interpretation sehr schwierig ist und sehr viel Erfahrung benötigt. Die Geoseismik, welche allgemein als die beste Methode zur Beantwortung solcher Forschungsfragen gilt, lieferte bei der Testmessung sehr anschauliche und gut zu interpretierende Ergebnisse was das Finden des Grundgesteins im Untergrund angeht. Die Darstellung der Ergebnisse ist deutlich und Schichtgrenzen kommen gut zum Vorschein. Als Nachteil kann hier gesagt werden, dass die Auswertung der Rohdaten eher aufwendig und zeitintensiv ist.

Was es aber bei allen Methoden zu bedenken gibt, ist die Subjektivität der Ergebnisse. Zwar scheinen geophysikalische Methoden auf den ersten Blick als sehr objektiv, großen Spielraum gibt es jedoch bei der Darstellung der Ergebnisse. Eine Farbskalisierung, wie sie hier bei den Ergebnissen der Geoelektrik und bei der Geoseismik angewendet wurde, muss der Fragestellung angepasst und auch vom Verfasser selbst erstellt werden. Dadurch können die Ergebnisse teilweise verfälscht werden oder gewisse Sachverhalte können unbeabsichtigt untergehen. Diese Fehlerquellen können zwar etwas ausgeglichen werden, wie es beispielsweise bei der Geoelektrik durch direktes Einbohren der Elektroden ins anstehende Festgestein an den Talflanken angestrebt wurde, ein Interpretationsspielraum seitens des Verfassers ist aber trotzdem stets gegeben.

Als Ausblick kann gesagt werden, dass diese Masterarbeit die Grundlagen für viele weitere Untersuchungen des Sedimentkörpers im Johnsbachtal geschaffen hat. Da nun die ungefähre Mächtigkeit des Sedimentkörpers bekannt ist, so wie auch die Probleme, die geophysikalische Messungen in diesem Untersuchungsgebiet mit sich bringen und teilweise auch, wie diese gelöst werden können, kann dieses Grundwis-

sen herangezogen werden, und zukünftige Forschungen können sich somit mehr auf die Messungen selbst fokussieren.

Weitere Untersuchungen könnten sich beispielsweise um die nun aufgetretenen Fragen rund um die Topographie des ursprünglichen Talbodens drehen. Zusätzliche Messungen könnten dadurch auch die Bestimmung der ursprünglichen Talform ermöglichen, um so eventuell neues Wissen rund um die glaziale Vergangenheit des Johnsbachtals zu generieren. Potential für weitere Forschungen rund um den Sedimentkörper im Johnsbachtal ist also definitiv gegeben.

## Quellenverzeichnis

- BAHLBERG H, BREITKREUZ C. (2012): Grundlagen der Geologie. 4. Auflage. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. 423 S.
- BERTHLING I., MELVOLD K. (2008): Ground-Penetrating Radar. In: HAUCK C., KNEISEL C. (2008): Applied Geophysics in Periglacial Environments. Cambridge University Press, New York. 240 S.
- BLINDOW N., RICHTER T., PETZOLD H. (2005): Bodenradar. In: KNÖDEL K., KRUMMEL H., LANGE G. (2005): Handbuch zur Erkundung des Untergrunds von Deponien und Altlasten, Band 3: Geophysik. S. 389 – 424. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1102 S.
- CLAUSER C. (2016): Einführung in die Geophysik – Globale physikalische Felder und Prozesse der Erde. 2. Auflage. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. 409 S.
- FERTIG J. (2005): Seismik – Prinzip der Methode, Anwendungsmöglichkeiten, Grundlagen. In: KNÖDEL K., KRUMMEL H., LANGE G. (2005): Handbuch zur Erkundung des Untergrunds von Deponien und Altlasten, Band 3: Geophysik. S. 425 – 466. Springer-Verlag, Heidelberg, 1102 S.
- HASITSCHKA J. (2010): Alpingeschichte kurz und bündig: Johnsbach im Gesäuse. Österreichischer Alpenverein (Hrsg.), Innsbruck. 122 S.
- HAUCK C., KNEISEL C. (2008): Electrical Methods. In: HAUCK C., KNEISEL C. (2008): Applied Geophysics in Periglacial Environments. Cambridge University Press, New York. 240 S.
- HOFFMANN T., SCHROTT L. (2002): Modelling sediment thickness and rockwall retreat in an Alpine valley using 2D-seismic refraction (Reintal, Bavarian Alps). Geographisches Institut der Universität Bonn. In: Zeitschrift für Geomorphologie. Nr. 127. S. 153 – 173.
- LANGE G., JACOBS F. (2005): Gleichstromgeoelektrik. In: KNÖDEL K., KRUMMEL H., LANGE G. (2005): Handbuch zur Erkundung des Untergrunds von Deponien und Altlasten, Band 3: Geophysik. S. 128 – 173. Springer-Verlag, Heidelberg, 1102 S.

LAURENTSCHITSCH M., WERNI C., ZECHNER G. (2014): Praktikumsbericht Angewandte Geomorphologie – Abflussmessungen. Institut für Geographie und Raumforschung, Karl-Franzens-Universität Graz. 43 S.

LIEB G.K., PRAMM M. (2008): Das Johnsbachtal – Werdegang und Dynamik im Formenbild eines zweitgeteilten Tales. In: DER JOHNSBACH. SCHRIFTEN DES NATIONALPARKS GESÄUSE, Band 3, Nationalpark Gesäuse GmbH. 191 S.

LÜSCHEN E., BORRINI D., GEBRANDE H., LAMMERER B., MILLAHN K., NEUBAUER F., NICOLICH R. (2005): Transalp – Deep crustal Vibroseis and explosive seismic profiling in the Eastern Alps. Elsevier-Verlag, Amsterdam. 26 S.

MELCHER B. (2015): Bestimmung von Sedimentmächtigkeiten in einem alpinen Wildbachsystem mittels Refraktionsseismik. Masterarbeit am Institut für Geographie und Raumforschung, Karl-Franzens-Universität Graz. 102 S.

MEY J., SCHERLER D., ZEILINGER G., STRECKER M.R. (2015): Estimating the fill thickness and bedrock topography in intermontane valleys using artificial neural networks. In: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH – EARTH SURFACE. Nr. 120. S. 1301 – 1320. American Geophysical Union, Washington D.C. 2624 S.

MILSOM J., ERIKSEN A. (2011): Field Geophysics. Wiley-Blackwell, West Sussex. 287 S.

OTTO J., SCHROTT L., JABOYEDOFF M., DIKAU R. (2009): Quantifying sediment storage in a high alpine valley (Turtmantal, Switzerland). Earth Surface Process and Landforms, Nr. 34. S. 1726 – 1742. John Wiley & Sons, Weinheim. 2110 S.

SASS O. (2010): Geophysikalische Untersuchung von alpinen Hangsedimenten und Rückschlüsse auf Prozessraten. Salzburger Geographische Arbeiten, Band 46. S. 83 – 94. Universität Salzburg. 110. S.

SHELLMANN G. (2011): Formbildung durch glaziale Prozesse. In: GEBHARDT H., GLASER R., RADKE U., REUBER P. (2011): Geographie – Physische Geographie und Humangeographie. 2. Auflage. S. 407 – 412. Spektrum-Verlag, Heidelberg. 1330 S.

SCHMIDT K. (2011): Formbildung durch fluviale Prozesse. In: GEBHARDT H., GLASER R., RADKE U., REUBER P. (2011): Geographie – Physische Geographie und Human-geographie. 2. Auflage. S. 398 – 407. Spektrum-Verlag, Heidelberg. 1330 S.

WEIDELT P. (2005): Geoelektrik – Grundlagen. In: KNÖDEL K., KRUMMEL H., LANGE G. (2005): Handbuch zur Erkundung des Untergrunds von Deponien und Altlasten, Band 3: Geophysik. S. 71 – 100. Springer-Verlag, Heidelberg, 1102 S.

## Onlinequellen

BASEMAP.AT (2016): Verwaltungsgrundkarte von Österreich. Stadt Wien und Österreichische Länder bzw. Ämter der Landesregierung. URL: <https://www.basemap.at/> [Zugriff: 03.05.2016]

INCORPORATED RESEARCH INSTITUTIONS FOR SEISMOLOGY (2014): Determining shallow earth structure. URL: [http://www.iris.edu/hq/inclass/lesson/determining\\_shallow\\_earth\\_structure](http://www.iris.edu/hq/inclass/lesson/determining_shallow_earth_structure) [Zugriff: 03.05.2016]

INSTITUT FÜR GEOGRAPHIE UND RAUMFORSCHUNG GRAZ (2016;1): Sedyn-X – Interdisziplinäre Untersuchung von Sedimentströmen im Johnsbachtal. Karl-Franzens-Universität Graz. URL: <http://geographie.uni-graz.at/de/forschen/schwerpunkte/alpine-landschaftsdynamik/projekte/sedyn-x/> [Zugriff: 01.11.2015]

INSTITUT FÜR GEOGRAPHIE UND RAUMFORSCHUNG GRAZ (2016;2): Integrative Kooperationsplattform Johnsbachtal – Das Johnsbachtal. Karl-Franzens-Universität Graz. URL: <https://geographie.uni-graz.at/de/forschen/johnsbachtal/uebersicht/> [Zugriff: 05.04.2016]

INSTITUT FÜR GEOGRAPHISCHE WISSENSCHAFTEN [2016]: Talformen in der Übersicht. Freie Universität Berlin. URL: [http://www.geo.fu-berlin.de/v/pg-net/geomorphologie/fluvialmorphologie/flussnetze\\_talformen/talformen/talformen\\_uebersicht1/](http://www.geo.fu-berlin.de/v/pg-net/geomorphologie/fluvialmorphologie/flussnetze_talformen/talformen/talformen_uebersicht1/) [Zugriff: 03.06.2016]

LANDESSTATISTIK STEIERMARK (2014): Endgültige Bevölkerungszahl zum Stichtag 31.10.2013 für das Finanzjahr 2015. URL: [www.statistik.steiermark.at/cms/dokumente/10004611\\_103034729/a5e2daa9/ST-Bevzahl%2031.10.2013%20f%C3%BCr%20Finanzjahr%202015.xls](http://www.statistik.steiermark.at/cms/dokumente/10004611_103034729/a5e2daa9/ST-Bevzahl%2031.10.2013%20f%C3%BCr%20Finanzjahr%202015.xls) [Zugriff: 10.03.2016]

LANDESSTATISTIK STEIERMARK (2015): Bevölkerungsdichte 2015. URL:  
[http://www.statistik.steiermark.at/cms/dokumente/11679864\\_103034908/86e33039/Bev%C3%B6lkerungsdichte%202015.pdf](http://www.statistik.steiermark.at/cms/dokumente/11679864_103034908/86e33039/Bev%C3%B6lkerungsdichte%202015.pdf) [Zugriff: 10.03.2016]

NATIONALPARK GESÄUSE GMBH (2015): Datenportal Johnsbachtal-Gesäuse Online.  
URL: <http://www.nationalpark.co.at/de/news/newsarchiv/news-2015/3808-datenportal-johnsbachtal-gesaeuse-online> [Zugriff: 05.04.2016]

WIKIMEDIA (2016): Vibroseis vehicle.jpg. URL:  
[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Vibroseis\\_Vehicle.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Vibroseis_Vehicle.jpg) [Zugriff: 05.04.2016]