



universität
wien

MASTERARBEIT

„Geologisch-geophysikalische Untersuchungen der Sandgrube Steinbrunn und ihrer Umgebung (Nördliches Burgenland)“

Verfasser

Friedrich August Steirer, B.Sc.

angestrebter akademischer Grad

Master of Science (MSc)

Wien, 2014

Studienkennzahl lt. Studienblatt: A 066 815
Studienrichtung lt. Studienblatt: Masterstudium Erdwissenschaften UG2002
Betreuer: Ao. Univ.-Prof. Dr. Hermann Häusler

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	4
1.1 Lage der Sandgrube Steinbrunn.....	6
1.2 Historische Entwicklung.....	6
2 Geologie	7
2.1 Das Wiener Becken	8
2.1.1 Geographische Lage	8
2.1.2 Aufbau	8
2.1.3 Tektonische Entwicklung	10
2.1.4. Sedimentologische Entwicklung.....	11
2.2 Das Eisenstädter Becken.....	13
2.3 Schichtfolge des Wiener und Eisenstädter Becken.....	14
2.4 Das Leithagebirge	16
2.5 Die Sandgrube Steinbrunn	17
2.5.1 Stratigraphie.....	20
2.5.2 Tektonische Entwicklung	21
3 Geophysik	23
3.1 Geoelektrik	24
3.1.1 Differenzierung der Verfahren.....	24
3.1.2 Grundlagen	25
3.1.2.1 Das Ohmsche Gesetz.....	25
3.1.2.2 Eigenschaften elektromagnetischer Wellen	25
3.1.2.3 Maxwell-Gleichungen	26
3.1.2.4 Ausbreitungsverhalten elektromagnetischer Felder	28
3.1.2.5 Leitfähigkeitsmechanismen.....	29
3.1.3 Gleichstrom-Geoelektrik	30
3.1.3.1 Prinzip der Messmethode	31
3.1.3.2 Wahrer und scheinbarer Widerstand	31
3.1.3.3 Konfigurationsfaktor	32
3.1.3.4 Multielektrodenanordnungen	33
3.1.3.5 Inversion von Messdaten.....	35
3.2 Georadar	37
3.2.1 Entwicklung.....	37
3.2.2 Anwendungsbereiche.....	38

3.2.3 Grundlagen	38
3.2.4 Ausbreitung und Geschwindigkeit von Radiowellen	39
3.2.5 Dielektrizitätskonstante und elektrische Leitfähigkeit.....	39
3.2.6 Energieverluste und Dämpfung	40
3.3 Seismik	41
3.3.1 Entwicklung.....	42
3.3.2 Elastizitätstheorie.....	43
3.3.3 Elastische Parameter.....	43
3.3.4 Arten seismischer Wellen	44
3.3.5 Die Geschwindigkeit seismischer Wellen	46
3.3.6 Reflexions- und Refraktionsseismik.....	47
3.3.7 Diffraktion	49
3.3.8 Seismische Quellen.....	49
3.3.9 Aufnahmetechnik.....	51
3.3.10 Auflösungsgrenzen seismischer Daten	53
4 Ergebnisse	54
4.1 Übersichtspläne und Legende.....	55
4.2 Geoelektrik	58
4.2.1 Einteilung der Widerstandsbereiche	58
4.2.2 GE-Profil 1.....	59
4.2.3 GE-Profil 2.....	61
4.2.4 GE-Profil 3.....	62
4.2.5 GE-Profil 4.....	64
4.2.6 GE-Profil 5.....	66
4.2.7 GE-Profil 6.....	68
4.2.8 GE-Profil 7.....	69
4.2.9 GE-Profil 8.....	71
4.2.10 GE-Profil 9.....	72
4.2.11 GE-Profil 10.....	74
4.3 Georadar	76
4.3.1 Profil GPR1, 50-100 Meter.....	77
4.3.2 Profil GPR 1, 150-200 Meter.....	78
4.3.3 Profil GPR 1, 225-300 Meter.....	79
4.3.4 Profil GPR 3, 150-100 Meter.....	80

4.3.5 Profil GPR 3, 475-425 Meter.....	81
4.3.6 Profil GPR 3, 525-475 Meter.....	82
4.3.7 GPR 4, 200MHz, 0-75 Meter.....	83
4.3.8 Profil SP1, 200MHz.....	84
4.4 Seismik	87
5 Zusammenfassung.....	91
6 Danksagung.....	93
7 Quellenangaben	94
7.1 Literaturverzeichnis	94
7.2 Abbildungsverzeichnis	98
7.3 Tabellenverzeichnis	101
Anhang	102
I Kurzfassung.....	102
II Lebenslauf.....	103

1 Einleitung

Die vorliegende Masterarbeit wurde im Zuge des Masterstudiums „Erdwissenschaften“ an der Universität Wien erstellt. Zentrales Thema ist die am Südostrand des Wiener Beckens gelegene ehemalige Sandgrube Steinbrunn im Bezirk Eisenstadt-Umgebung, Burgenland.

In der Sandgrube sind nach Exner, 2009, eine Reihe Südwest-geneigter Isoklinalfalten in nahezu unkonsolidierten Sand- und Schluffschichten freigelegt. Konkret handelt es sich dabei nach Grundtner et al., 2009, um brackisch-limnische Sedimente des Pannonium (Oberes Miozän, Neufelder Schichten, Cáy-Formation).

Erstmals dokumentiert wurden die Verfaltungen in der ehemaligen Sandgrube in einer Arbeit von W. Meyer im Jahr 1974 im Auftrag der burgenländischen Landesregierung, im Laufe der Jahre folgten weitere Publikationen anderer Autoren.

Eine regionaltektonische Interpretation von Peresson & Decker aus dem Jahr 1997 ordnete die Verfaltungen einer spätmiozänen, Ost-West-gerichteten Kompressionsphase der Beckeninversion zu, die der Ost-West-gerichteten Haupttextensionsphase im frühen und mittleren Miozän folgte (Exner, 2009).

Demgegenüber steht die Arbeit von Exner et al. aus dem Jahr 2008, wonach eine alternative Interpretation der Deformationsstrukturen (also der Verfaltungen) als Stirnbereich einer Rotations-Block-Rutschung erfolgte, wobei Verkürzungen für die Bildung der Isoklinalfalten verantwortlich sind (Exner, 2008).

Im Jahr 2009 wurde eine Arbeit von Grundtner et al. publiziert, in der eine insgesamt 24 Meter mächtige Abfolge von karbonatischen Sanden, Silten, Tonen und detritären Kalken definiert wurde, die generell ein coarsening upward und shallowing upward zeigt; dabei wurden insgesamt 3 Einheiten mit unterschiedlichen Ablagerungsbedingungen und Lithologien definiert (siehe auch Unterkapitel 2.5).

Nach Grundtner et al., 2009, ist der hangende Teil der Sandgrube durch relativ grobe, gut sortierte Sande und Sandsteine charakterisiert, in denen sich Rinnenstrukturen finden; diese Strukturen wurden als Ablagerungen einer fluviatilen Überflutungsebene interpretiert.

Durch die Arbeit von Grundtner et al., 2009, wurde die liegende Einheit A der Sandgrube (siehe Unterkapitel 2.5) in das Ober-Pannonium eingestuft, wodurch sich die von Peresson & Decker 1997 definierte spätmiozäne Kompressionsphase in das Pliozän/Pleistozän verschiebt (persönl. Mitteilung H. Häusler, 25.05.2014).

Durch Häusler, in Druckvorbereitung, wird eine tektonische Entstehung der Faltenstrukturen im Pliozän/Pleistozän dargestellt; dabei erfolgt ein Vergleich mit den westlich der Sandgrube gelegenen ehemaligen Kohletagbaugebieten in den Neufelder Schichten (siehe geologische Übersichtskarte im Unterkapitel 2.5).

Wie durch unzählige Fotos der parallelgeschichteten Kohlelagen belegt, finden sich in den riesigen Tagbaugebieten innerhalb der Neufelder Schichten nirgends synsedimentäre Rutsch- oder Gleitstrukturen (Häusler, in Druckvorbereitung). Weiters erscheint nach Häusler, 2012, die Ausbildung eines Paläoabhangs in den von Grundtner et al., 2009, definierten Ablagerungen einer fluviatilen Überflutungsebene als ziemlich unwahrscheinlich, damit einhergehend wird auch die Entstehung von Rutschungen und Gleitungen der Weichsedimente, die zur Entstehung der sedimentären Verfaltungen mit einer Wellenlänge und Amplitude von mehreren Metern geführt haben soll, unwahrscheinlich.

Aus diesen unterschiedlichen Interpretationen und Überlegungen zur Entstehung der Verfaltungen in der ehemaligen Sandgrube Steinbrunn ergaben sich auch die Fragestellungen dieser Masterarbeit:

- Sind die Verfaltungen durch sedimentäre Prozesse (im Sinne einer Rutschung) oder durch tektonische Prozesse -konkret durch die oben beschriebene Kompressionsphase- entstanden?
- Im Falle des Zutreffens der sedimentären Interpretation der Verfaltungen: Lässt sich ein Abscherhorizont beziehungsweise Paläoabhang nachweisen, an dem die Schichtpakete abgerutscht sein könnten?

- Treten die Verfaltungen nur punktuell, also in der unmittelbaren Umgebung der Sandgrube auf, oder sind sie auch in größerer Entfernung von dieser zu finden?
- Bis in welche Tiefe erstrecken sich die Verfaltungen?
- Lassen sich in der geologischen Karte eingezeichnete Störungen auch in den Ergebnissen der geophysikalischen Untersuchungen (Geoelektrik, Georadar, Seismik) wiederfinden?

Um einen Beitrag zur Klärung dieser Fragen leisten zu können, erfolgten die geophysikalischen Untersuchungen sowohl in der unmittelbaren Umgebung der Sandgrube als auch in größerer Entfernung (bis maximal rund 1,6 Kilometer) zu dieser (unter anderem zu sehen auf den Übersichtsplänen auf den Seiten 56 und 57 sowie auf den Übersichtsplänen im Papierformat A1, Maßstab 1:2500, auf der Innenseite des hinteren Buchdeckels).

Ursprünglich war gedacht, die Problemstellung nur mithilfe von Gleichstrom-Geoelektrik sowie Seismik zu bearbeiten, zu einem späteren Zeitpunkt ergab sich durch gemeinsame Praktika mit der TU Wien die Einsatzmöglichkeit weiterer Methoden, konkret Georadar (mit 200 und 400 MHz-Antenne), Gravimetrie und Geomagnetik. Die beiden letztgenannten Methoden werden nur der Vollständigkeit halber erwähnt werden und bleiben ansonsten in dieser Arbeit unberücksichtigt, da die Datenmenge über den Umfang dieser Arbeit hinausgehen würde.

Die geophysikalischen Daten wurden im Zuge von 3 Praktika sowie mehreren Einzeltagen gesammelt. Konkret fand Praktikum Nummer 1 im Zeitraum 28.09.2011 bis 02.10.2011 statt, Praktikum 2 und 3 folgten im Zeitraum 10.-13 und 18.-20. Juni 2012; weitere Messungen fanden am 21., 22. und 26.01.2012 statt. Die Praktika 2 und 3 (11.-13 sowie 18.-20. Juni 2012) wurden in Zusammenarbeit mit der TU Wien, Department für Geodäsie und Geoinformation, Forschungsgruppe Geophysik, durchgeführt; durch die hohe Anzahl an teilnehmende Studenten war es möglich, eine große Menge an unterschiedlichen Messungen durchzuführen.

1.1 Lage der Sandgrube Steinbrunn

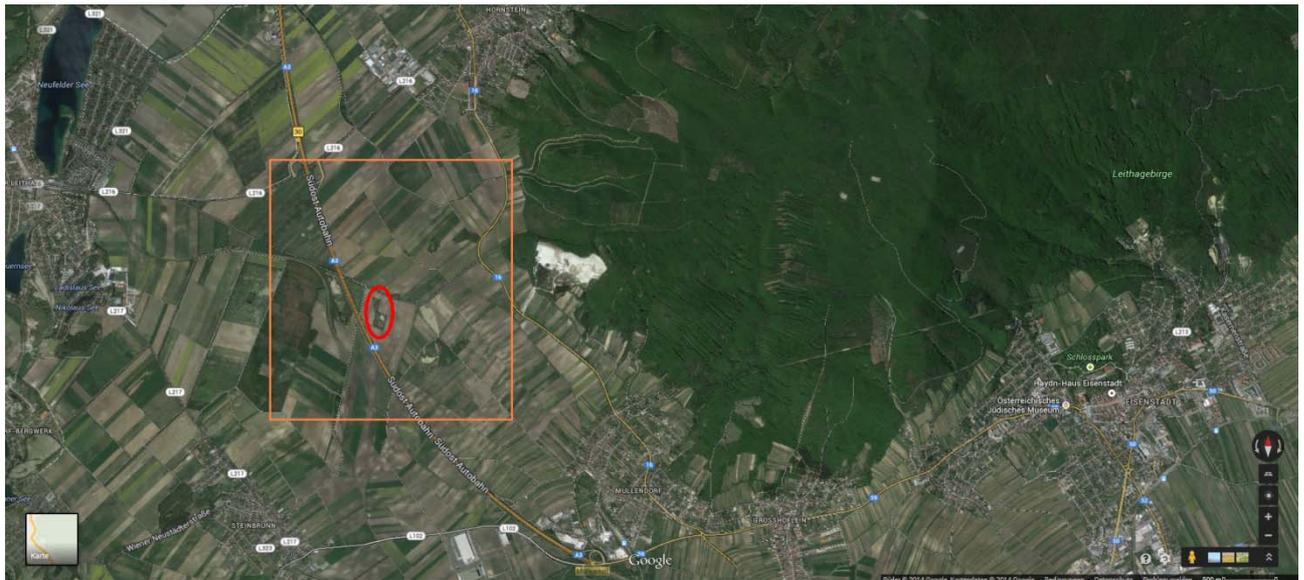
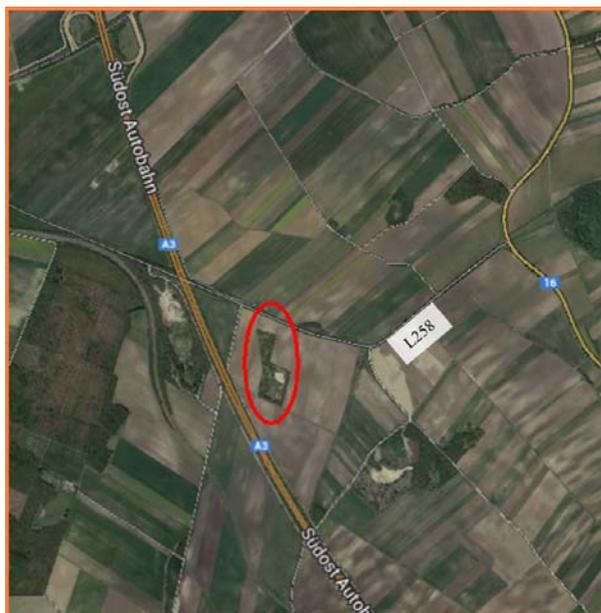


Abb. 2: Google Maps, 2014: Screenshot Eisenstadt-Umgebung; Burgenland



Steinbrunn ist eine Marktgemeinde im nordwestlichen Burgenland, die zum Bezirk Eisenstadt-Umgebung zählt. Die Sandgrube liegt etwa 1,3 km vom südwestlichen Rand des Leithagebirges entfernt und ist über die Landesstraße Neufelder Ast (L258) erreichbar, welche die Ödenburger Straße (B16) mit der Neufelder Straße (L216) verbindet. Der Neufelder Ast hat eine Gesamtlänge von rund 3,2 km, ungefähr in der Mitte der Strecke wird die Südost Autobahn mittels einer Brücke überquert. Die Sandgrube befindet sich rund 500 Meter südwestlich dieser Brücke und ist über einen Feldweg erreichbar, der kurz nach der Brücke -in Fahrtrichtung Hornstein- nach rechts abzweigt.

Abb. 1: Google Maps, 2014: Vergrößerter und modifizierter Ausschnitt aus Abbildung 1

1.2 Historische Entwicklung

Seit ihrer Inbetriebnahme im Jahre 1965 wurde die Sandgrube durch die Firma Heigl dazu genutzt, Quarzsand für die Bauindustrie sowie andere technische Zwecke (als Strahl-, Filter-, und Glassand) zu gewinnen; da das abgebaute Material aber zu inhomogen war, wurde der Abbau bereits 1969 wieder eingestellt (Häusler, in Druckvorbereitung). Im Jahre 1974 erfolgte -durch einen Auftrag vom Amt der burgenländischen Landesregierung- eine geodätische Wandaufnahme durch Wolfgang Meyer, in der auch erstmals die geologische Bedeutung der in der ehemaligen Sandgrube aufgeschlossenen Strukturen erwähnt wurde. 1980 erfolgte die Erklärung zum Naturdenkmal durch einen Bescheid der Bezirkshauptmannschaft Eisenstadt-Umgebung, im Jänner 2008 wurde das bis zur Unkenntlichkeit verschüttete und verwachsene Naturdenkmal durch die Abteilung 5 der burgenländischen Landesregierung wieder freigelegt (Grundtner et al., 2009).

2 Geologie

Nachfolgend wird versucht, die geologischen Faktoren, welche zur Entstehung der Faltenstrukturen in der ehemaligen Sandgrube Steinbrunn geführt haben dürften, darzustellen. Das Untersuchungsgebiet liegt im Grenzbereich zwischen dem Rand des südöstlichen Wiener Beckens und dem benachbarten Eisenstädter Becken. Um die Entstehung des Wiener Beckens verstehen zu können, folgt eine Betrachtung der Entwicklung des großtektonischen Rahmens, also nach Piller et al., 1996, der Deckeneinheiten des alpin-karpatischen Überschiebungsgürtels. Außerdem erfolgt eine Darstellung der Stratigraphie und der Paläogeographie des Wiener und Eisenstädter Beckens. Wesentliche Einflussfaktoren auf die Entwicklung der Strukturen in der ehemaligen Sandgrube Steinbrunn sind neben dem großtektonischen Rahmen auch die lokale Tektonik, konkret die Hebung des nordöstlich gelegenen Leithagebirges sowie die Absenkung von Schollen entlang von Staffelbrüchen südwestlich und nordöstlich der Hochzone, auf der sich die ehemalige Sandgrube befindet.

2.1 Das Wiener Becken

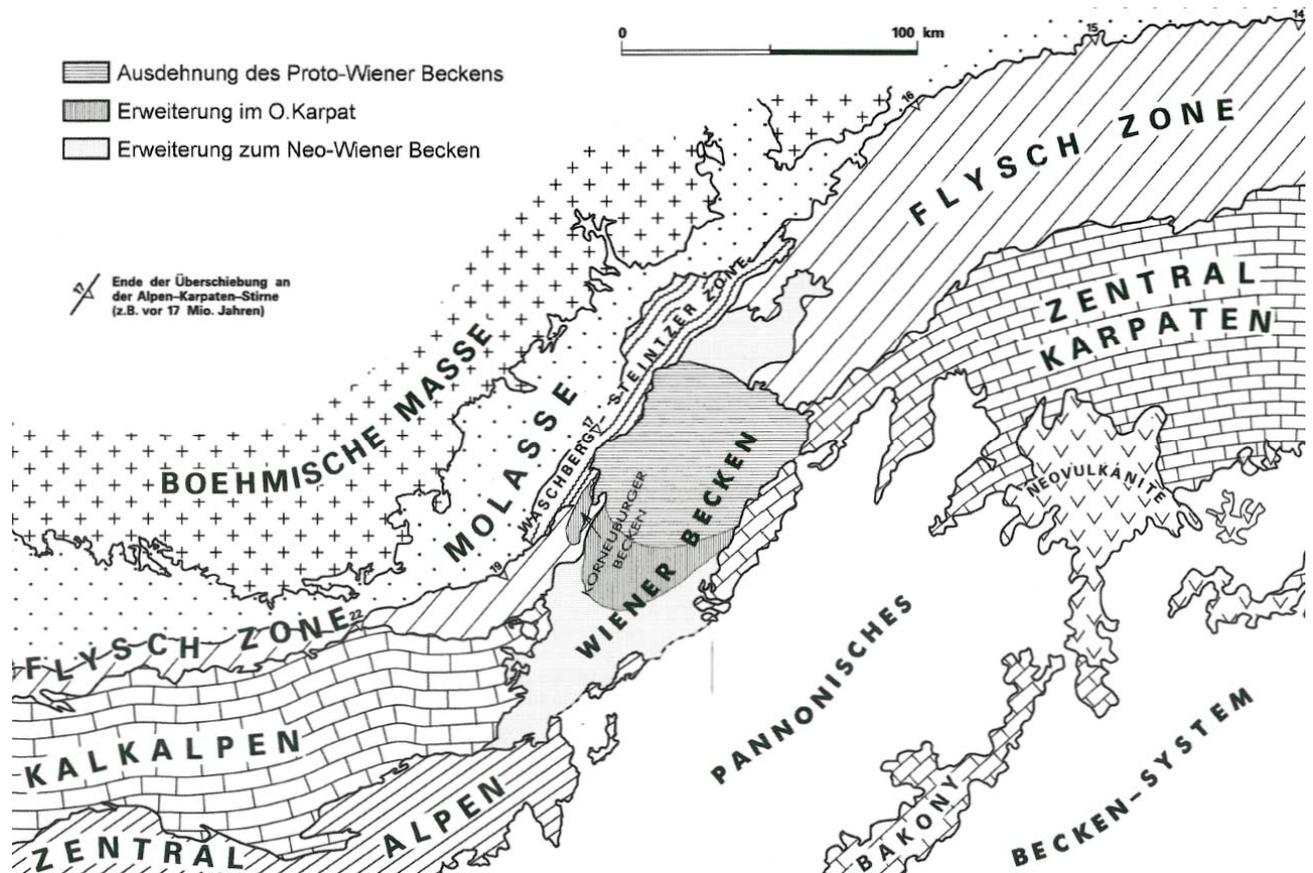


Abb. 3: Wessely, 2006: Das Wiener Becken innerhalb des alpin-karpatischen Überschiebungsraums

2.1.1 Geographische Lage

Das Wiener Becken liegt mit einer Längserstreckung von rund 200km und einer maximalen Breite von circa 50km eingesunken zwischen den Ostalpen und den Westkarpaten; die Gestalt des Beckens ist spindelförmig, in den Bereichen mit der größten Einsenkung ergibt sich eine rhomboedrische Form; durch die Donau wird das Becken in einen Nord- und Südteil gegliedert (Wessely, 2006). Der südlichste Punkt ist der Ort Gloggnitz in Niederösterreich, im Nordosten reicht das Wiener Becken bis nach Napajedl in Tschechien; der Westrand des Beckens wird von den alpinen Einheiten der Grauwackenzone, den Decken der nördlichen Kalkalpen sowie der Flyschzone gebildet; nördlich der Donau bildet die Waschbergzone die Begrenzung, die östlich anschließende Begrenzung bilden (von N nach S) die Kleinen Karpaten, die Hainburger Berge, das Leitha- und das Rosaliengebirge (Piller et al., 1996).

2.1.2 Aufbau

Die Hauptelemente, die das Wiener Becken definieren, sind seichte Randschollen, Eintiefungszonen, mediane Hochzonen sowie Bruchzonen mit unterschiedlichem, zum Teil sehr hohem Bewegungsmaß; als Resultat des schrägen Zerrungsmechanismus bilden die Brüche, welche die Einsenkung der einzelnen Beckenteile begleiten, ein bestimmtes Muster (Wessely, 2006). Die Brüche sind nach Wessely, 2006, häufig kulissenartig angeordnet (wie Fiederklüfte), die Neigung der Fläche beträgt meist 50-60° und die Größe des Versatzes bewegt sich zwischen wenigen Metern bis zu acht Kilometer.

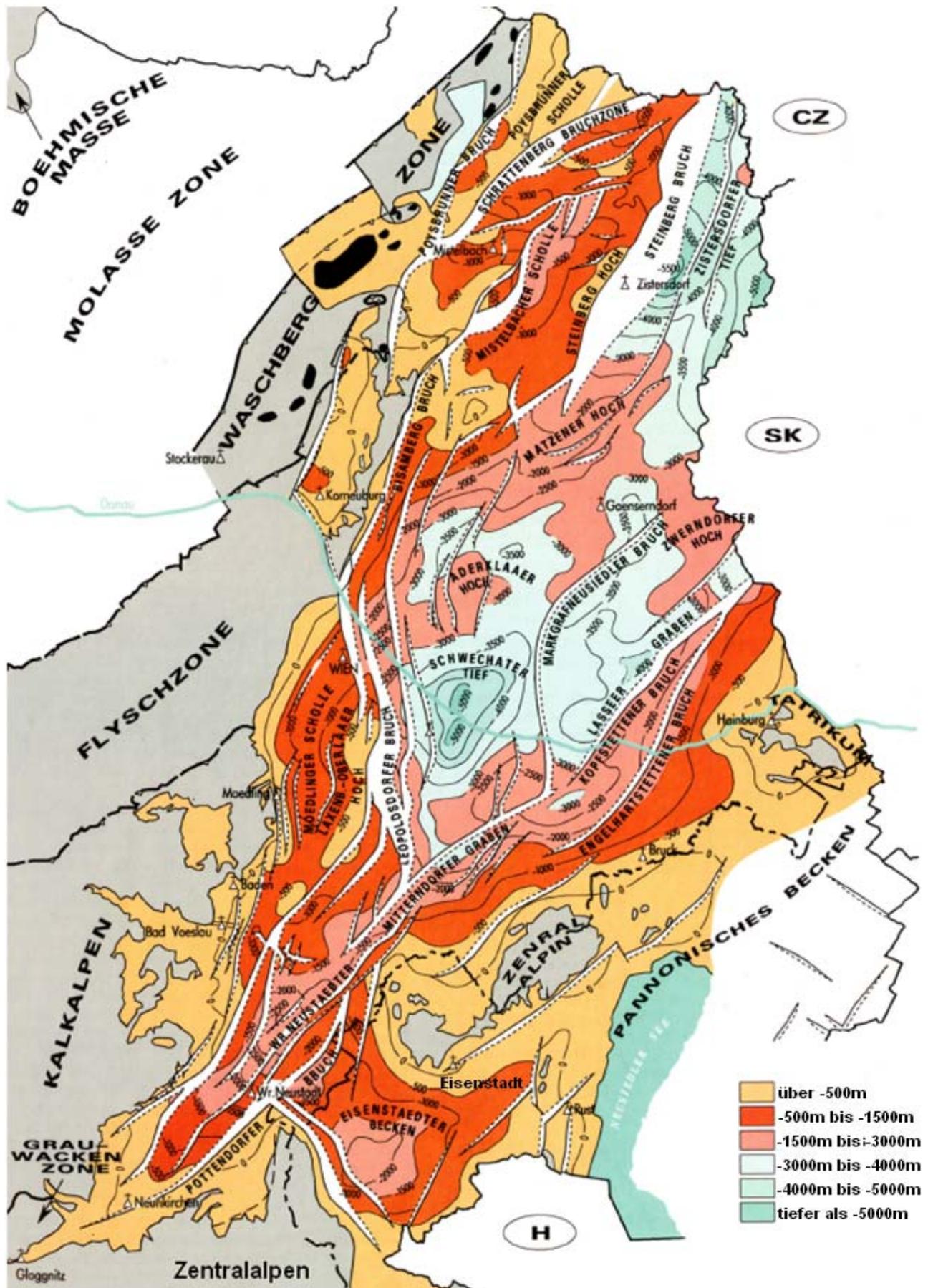


Abb. 4: Strukturkarte des Untergrundes des Wiener Beckens, modifiziert nach Wessely, 2006.

2.1.3 Tektonische Entwicklung

Die Interpretation des Wiener Beckens als pull-apart-Struktur erfolgte erstmals 1985 in einer Arbeit von Leroy H. Royden, basierend auf der rhomboedrischen Form des Beckens, der Form der linkstretenden en-echelon Störungen im Becken sowie ihrer Lage entlang eines Systems von sinistralen Transferstörungen zwischen den Ostalpen und den Westkarpaten (Decker, 1996). Nach der Interpretation von Royden, 1985, scheinen diese linkstretenden Störungen vor allem als Grenzblätter in den karpatischen Decken fungiert zu haben, die die Bereiche aktiver nordvergenger Überschiebungen östlich des Wiener Beckens von Bereichen westlich des Beckens trennten, in denen die Überschiebungen bereits abgeschlossen waren.

Durch neue strukturgeologische Daten des Wiener Beckens und der angrenzenden Ostalpen ist mittlerweile eine wesentlich komplexere tektonische Interpretation nötig (Decker, 1996).

Dementsprechend entstand das Becken nach Decker, 1996, durch 3 tektonische Hauptphasen:

- (1) eine frühe piggyback-Becken Phase,
- (2) die eigentliche pull-apart Entwicklung
- (3) eine Phase der regionalen Hebung und der Beckeninversion.

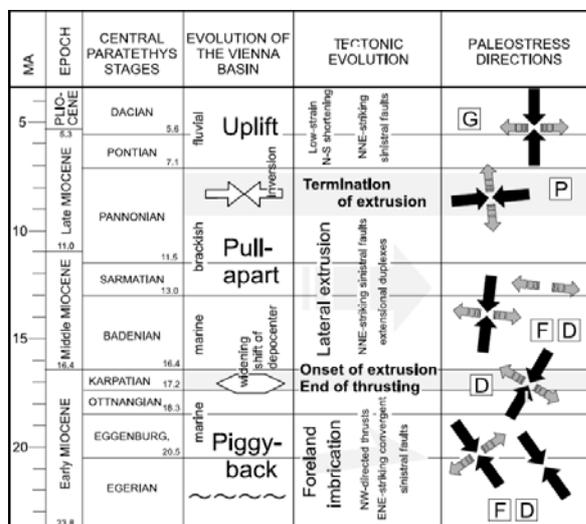


Abb. 5: Decker, 1996: Zeitliche Abfolge der Entwicklung des Wiener Beckens und korrelierte tektonische Ereignisse am Übergangsbereich zwischen Alpen und Karpaten

(2.) Das pull-apart Becken (Mittelmiozän):

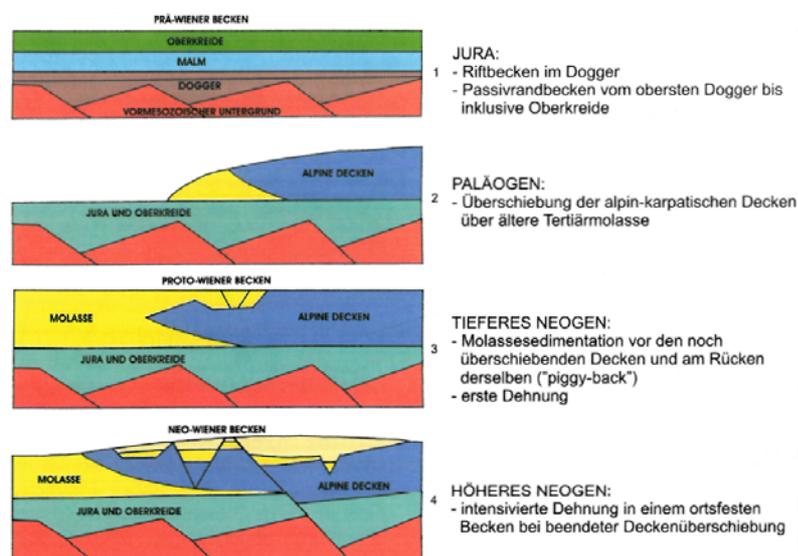
Ab dem oberen Karpatium bis unteres Badenium begann der eigentliche Haupteinbruch des Beckens, durch den es seine heutige (rhomboedrische) Form erreichte, dies geschah, da die alpinen Decken bereits ihre endgültige Position erreicht hatten, während die karpatischen Decken noch weiter nach Norden drängten (Faupl, 2003). Somit wurde im Übergangsbereich zwischen Ostalpen und Westkarpaten die Überschiebungstektonik im Karpatium beendet, indem sich die regionale Deformation zu ostwärts gerichteter lateraler Extrusion änderte (Decker, 1996). Anhand paläogeographischer Rekonstruktionen ist erkennbar, dass das Wiener Becken die rhomboedrische Form zur selben Zeit erlangte und dass der Wechsel vom piggy-back Becken zum pull-apart Becken in weniger als 1 Million Jahre passierte (Decker, 1996). Die Beckenentwicklung vom Karpatium bis zum Pannonium war durch rasche Subsidenz im Sinne eines Riftbeckens charakterisiert; die Subsidenz erreichte Werte bis 5,8 km innerhalb des angegebenen Zeitraumes (Decker, 1996).

(3.) Ost-West gerichtete Verkürzung und das Ende der pull-apart-Subsidenz:

Nach Decker et al., 2005, wurde die Extrusion des Steiermark-Westkarpatenkeiles, sinistrale Seitenverschiebungen sowie die Subsidenz durch die pull-apart Entwicklung im Obermiozän und Pliozän durch eine starke Veränderung des regionalen Spannungsfeldes von N(NW) zu E-W

gerichteter Kompression gestoppt (Decker et al., 2005). Nach Piller et al., 1996, führte diese Änderung des überregionalen Spannungsfeldes von N-S-gerichteter Kompression und E-W-Dehnung zu E-W-gerichteter Kompression im oberen Miozän zum Ende der pull-apart-Entwicklung des Wiener Beckens. Großtektonisch betrachtet wurde nach Peresson & Decker, 1997, die ostwärts gerichtete laterale Extrusion der Ostalpen durch dieses Kompressions-Ereignis beendet sowie Seitenverschiebungen wie die Salzachtal-Ennstal Störung, die Periadriatische Störung, die Mur-Mürz Störung und Seitenverschiebungen in den Westkarpaten umgekehrt. Dasselbe gilt auch für die bis dahin sinistrale Wiener Becken Transfer Störung; infolge der umgekehrten Wirkungsrichtung der Spannung verlief die Bewegungsrichtung jetzt entgegengesetzt (Decker et al., 2005). Nach Peresson & Decker, 1997, löste die Ost-West-Kompression die Umorientierung der Extensionsrichtungen des alpinen Deckenstapels aus. Belege für diese kinematische Änderung wurden in den Ostalpen, den Westkarpaten sowie dem pannonischen Raum gefunden (Decker, 1996).

Nachfolgende Darstellung von Wessely, 2006, zeigt schematisch die Entwicklung des Wiener Beckens; es erfolgt eine Einteilung in Prä-, Proto- und Neo-Wiener Becken.



Nach Wessely, 2006, erhielt das Becken die heutige Ausdehnung ab dem Badenium, diese blieb auch über Sarmatium und Pannonium bestehen (siehe Phase 4 der Abbildung).

Das Becken wurde ortsfest, da die alpinen Überschiebungen hier aufhörten; im nordöstlich gelegenen Karpatenbogen dauerten sie an, was weiterhin zu Zerrung und Extension und dadurch zu verstärkten Abschiebungsraten an Brüchen im Becken führte (Wessely, 2006).

Abb. 6: Wessely, 2006: Entwicklung des Wiener Neogenbeckens sowie seiner Vorläufer

2.1.4. Sedimentologische Entwicklung

Der Schichtumfang des Sedimentstapels im Wiener Becken entspricht einem Zeitraum von 20 Millionen Jahren, etwa vom tiefen Miozän bis in die Nacheiszeit; dabei handelt es sich lithologisch um grobe Ablagerungen von Küsten und Flussmündungen sowie auch um Feinsedimente des Beckeninneren und Kalkbildungen im Seichtwasserbereich (Wessely, 2006). Durch Meeresspiegelschwankungen (eventuell verursacht durch astronomische Zyklizitäten) wurde der Sedimentstapel in mehrere Hauptsequenzen und diese wiederum in rhythmische Abfolgen gegliedert, wobei Hochzonen im Becken zur Ausbildung geringmächtiger Seichtwasserentwicklungen führten, dem gegenüber stehen bruchbedingte Tiefschollen (Wessely, 2006). Tabelle 1 aus Strauss et al., 2006 auf der folgenden Seite liefert einen Überblick bezüglich der sedimentären Entwicklung des Wiener Beckens, zusätzlich sind die wichtigsten tektonischen Ereignisse enthalten.

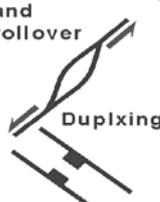
ATNTS2004		STANDARD CHRONO-STRATIGRAPHY			REGIONAL STAGES			PLANKTONIC FORAMINIFERA (Mediterranean)		CALCAREOUS NANOFOSSILS (Mediterranean)		VIENNA BASIN SEDIMENTARY EVOLUTION	MAIN TECTONIC EVENTS
TIME (Ma)	POLARITY	SERIES	SUB-SERIES	STAGE	CENTRAL PARATETHYS	EASTERN PARATETHYS	C-EUROPEAN MAMMALS						
0		PLEISTOCENE	HOLOCENE	0-0.13				MQ	MNN21 a		↑ terrestrial Intermittant erosion, loess deposition, and soil formation fluvial sedimentation in local fault-bounded basins	Normal faulting and rollover 	
1	C1			0.13-0.95						MPL8			MNN20
1.778		PLIOCENE	MIDDLE	0.95-1.06				MN 18	MNN19		↑ terrestrial erosion and local fluvial accumulation	Graben formation 	
2	C2			1.06-2.588						MPL7			MNN18
2.581				2.588-3.600						MPL6			MNN16-17
3	C2A			3.600-4.187						MPL5			MNN14-15
4				4.187-5.332						MPL4			MNN13
5	C3			5.332-6.033						MPL3			MNN12
6				6.033-7.140						MPL2			Non Distinctive Zone
7	C3A			7.140-7.454						MPL1			Non Distinctive Zone
8	C4			7.454-8.699						MN 15			
9	C4A			8.699-9.779						MN 14			
10		MIOCENE	UPPER	9.779-11.600							↑ terrestrial erosion and local fluvial accumulation	BASIN INVERSION	
11	C5			11.600-12.014						MN 13			
12				12.014-13.015						MMi13			
13	C5A			13.015-13.383						MMi12			
14	C5B			13.383-13.734						MMi11			
15	C5C			13.734-14.194						MMi10			
16	C5D			14.194-14.784						MMi9			
17	C5E			14.784-15.974						MMi8			
18	C5F			15.974-16.303						MMi7			
19	C5G			16.303-17.235						MMi6			
20	C6	17.235-20.040						MMi5					
21	C6A	20.040-21.083						MMi4					
22	C6B	21.083-22.467						MMi3					
23	C6C	22.467-23.030						MMi2					
								MMi1					
								P22					

Tabelle 1: Strauss et al., 2006: Stratigraphie und Evolution des Wiener Beckens vom Miozän bis rezent, in Korrelation mit den wichtigsten tektonischen Ereignissen

2.2 Das Eisenstädter Becken

Das Eisenstädter Neogenbecken ist über die Wiener Neustädter Pforte direkt mit dem Wiener Becken verbunden; dadurch ergab sich auch eine sehr ähnliche Entwicklung zu diesem, so dass das



Eisenstädter Becken als ein Teilbecken des Wiener Beckens betrachtet werden kann (Piller et al., 1996). Es hat etwa dreieckige Form mit einer maximalen Ausdehnung von 20x20km; die Beckenfüllung erreicht (im Gegensatz zum Wiener Becken) nur rund 1500 Meter (Harzhauser & Piller, 2005). Im Norden wird das Eisenstädter Becken durch das Leithagebirge begrenzt, im Osten durch den Ruster Höhenzug, im Süden durch den Brennergebirge-Brennerriegel-Zug sowie im Westen durch das Rosaliengebirge und die Horststruktur der Wiener Neustädter Pforte (Ödenburger Pforte) im Neogen (Tollmann, 1985).

Die südliche Begrenzung bildet ein Kristallinrücken mit untermiozäner Schotterauflagerung, der sich vom Rosaliengebirge bis zum Brenner erstreckt und auch die Abgrenzung zum Steirischen Becken darstellt (Harzhauser & Piller, 2005).

Abb. 7: Das Eisenstädter Becken & Umgebung, modifiziert nach Tollmann, 1985

Das Eisenstädter Becken wurde entlang von Randbruchsystemen tief eingesenkt, das ist unter anderem daran ablesbar, dass die ältesten marinen Bildungen des Badenium bis auf Höhe des Leithagebirges emporreichen; am Rand zum Leithagebirge verläuft eine SW-NE ziehende Bruchchar von Höflein nach Eisenstadt und oberhalb von Sankt Georgen, es handelt sich bei dem aus fünf hintereinander gestaffelten Brüchen bestehenden System um eine antithetische Bruchterasse, da beim Aufkippen der höheren Scholle jeweils Kristallinstreifen aus dem Tertiär emporgehoben wurden (Tollmann, 1985).

Folgendes Darstellung von Sauer et al., 1992, ist ein Querschnitt durch den Grenzbereich zwischen Wiener und Pannonischem Becken, zu sehen ist die späte ostwärts gerichtete Verkippung des Pannonischen Beckens im Vergleich zum Wiener Becken und dem Eisenstädter Subbecken (Sauer et al., 1992).

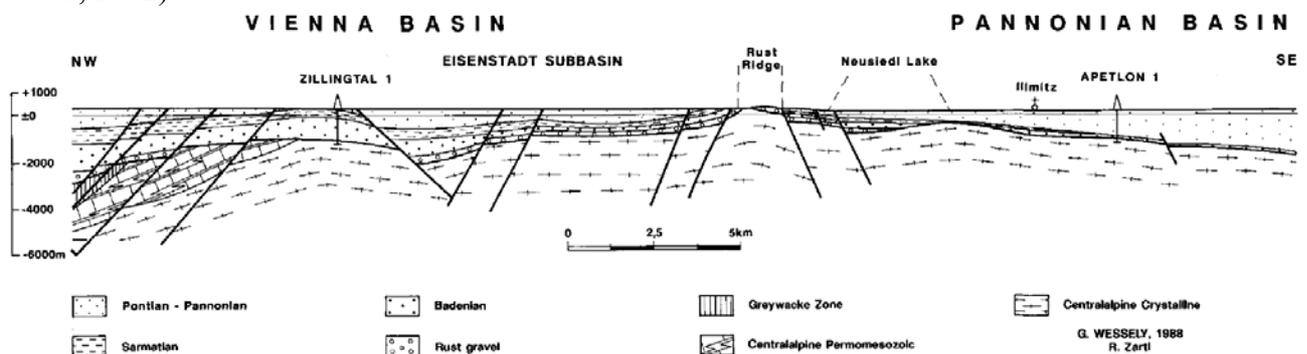
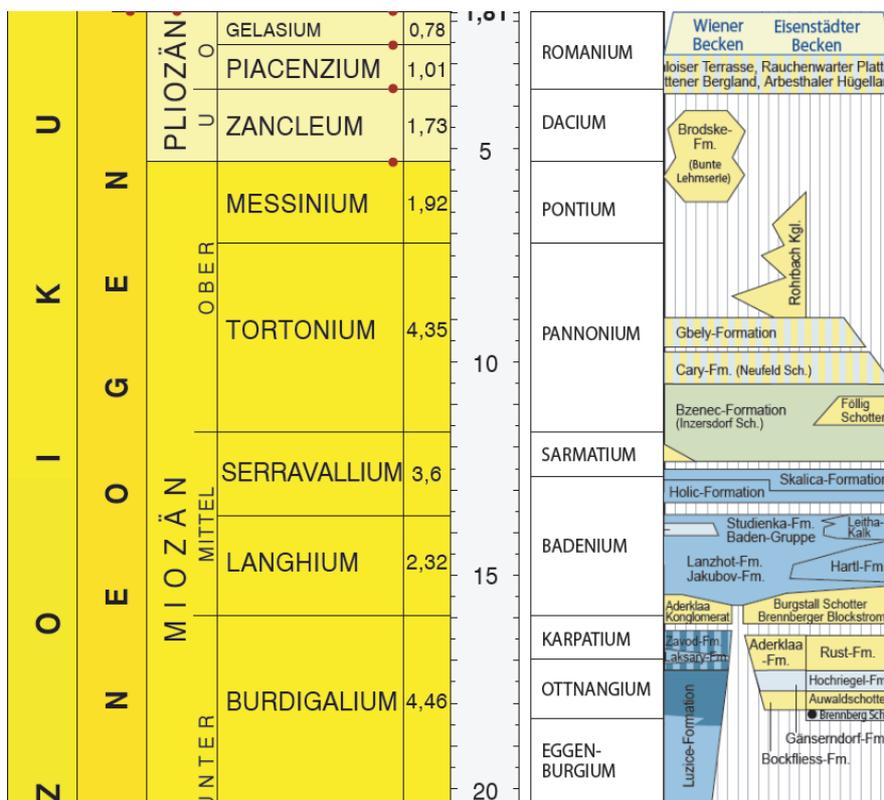


Abb. 8: Sauer et al, 1992: Querschnitt durch den Grenzbereich zwischen Wiener- und Eisenstädter Becken

Obenstehendes Profil aus Sauer et al., 1992, beginnt im südlichen Wiener Becken, es schneidet die Tiefbohrung Zillingtal 1, das Eisenstädter Becken, den Ruster Höhenzug, den Neusiedler See und endet -nach passieren einer weiteren Tiefbohrung (Apetlon 1)- im pannonischen Becken. Zu sehen ist der unterostalpine Horstbereich (siehe auch Seite 17) der Wiener Neustädter-Ödenburger Pforte im Bereich der Tiefbohrung Zillingtal 1, der asymmetrisch nach Südwesten abgesenkte Teil des neogenen „Eisenstadt-Subbeckens“ und der unterostalpine Horst des Ruster Höhenzuges (Häusler, in Druckvorbereitung). Nordwestlich der Hochscholle (bzw. des Horstbereiches) befinden sich 3 jeweils etwa 100m tief abgesenkte Staffeln, im Südosten ein einzelner Bruch (Tollmann, 1985). Durch diese Staffelbrüche wurden die Kohleflöze der Neufelder Schichten gegen das südliche Wiener Becken hin abgesenkt, sie belegen eine junge Zerrungstektonik (Häusler, in Druckvorbereitung).

2.3 Schichtfolge des Wiener und Eisenstädter Becken



Zu Beginn der Entwicklung (Eggenburgium bis Karpatium, während des piggy back Stadiums), als sich die alpinen Decken noch Richtung Norden über die Molassezone bewegten, wurde der Alpenkörper nördlich der Donau vom Molassemeer ausgehend marin transgredierte, es kam zur Bildung der Luzice und Laaer Schichten; für den Bereich des südlichen Wiener Beckens und des Eisenstädter Beckens datieren die ersten miozänen Ablagerungen (Bockfließ, Gänserndorfer, Aderklaaer Schichten) in das Ottnangium und frühe Karpatium (Harzhauser & Piller, 2005).

Tabelle 2: Ausschnitt aus der stratigraphischen Tabelle von Österreich; Schichtfolge Wiener und Eisenstädter Becken, modifiziert aus: Piller et al., 2004

Es handelt sich dabei um Sedimente terrestrisch-fluviatiler und limnischer Entstehung, diese standen mit fluviatilen Systemen des südlichen Wiener Beckens in Verbindung, ein Hinweis darauf, dass das Leithagebirge zu dieser Zeit noch keine morphologische Barriere dargestellt hat; die Beckenbildung setzte erst ab dem frühen Badenium ein und es kam erstmals zu einer marinen Ingression im Eisenstadt-Sopron Becken (Harzhauser & Piller, 2005).

Der Zeitabschnitt des Badenium ist durch weitverbreitete Ablagerungen von fossilreichen Tonen im Bereich der Becken charakterisiert, daneben bilden sich aber auch Karbonatsedimente (Leithakalke) in diversen Faziesbereichen, wobei die Leithakalka die einzige Korallen(riff)phase der gesamten Parathetys repräsentieren (Harzhauser & Piller, 2005). Der Leithakalk bildet die Randfazies des badenischen Meeres und hat eine große lithologische Variationsbreite; wie die gesamte marine Schichtfolge im burgenländischen Raum wurde er im Zeitraum frühes bis spätes Badenium gebildet, die Hauptbildungsphase erstreckte sich vom mittleren bis ins spätes Badenium (Zorn, 2000). Nach Strauss et al., 2006, war das Leithagebirge im Badenium während der Meeresspiegel-

Hochstände vollständig von Wasser bedeckt, wodurch es zur Bildung von mächtigen Corallinaceae-Kalkschichten (Leithakalk-Plattform) kam (Strauss et al., 2006).

An der Badenium / Sarmatium-Grenze kam es zu einem Meeresspiegeltiefstand, infolgedessen das Leithagebirge inklusive der neogenen Auflage trocken fiel; es folgte eine tiefgründige Erosion der Leithakalke und Täler schnitten sich ein (Harzhauser & Piller, 2005). Durch einen neuerlichen Meeresspiegelanstieg im Sarmatium wurden die topographisch niedriger gelegenen Bereiche des Badenischen Kalksteines erodiert, was zur Bildung von detritärem Leithakalk, Sedimentation entlang von Rinnen und zur Bildung von seltenem autochthonen Bryozoa/Serpulidae-Kalkstein führte, welcher auch die obersten bekannten miozänen Sedimente des Leithagebirges darstellt (Strauss et al., 2006).

Die Paläogeographie im Pannonium wurde durch die Kollisionstektonik des karpatischen Orogens mit dem Rand der europäischen Platte und durch die Bildung eines pannonischen Backarc-Beckensystem bestimmt (Kovac et al., 2006). Es folgte eine zunehmende Kontinentalisierung in Mittel- und Südost-Europa, der aquatische Bereich in der zentralen Parathetys wurde auf das pannonische Beckensystem beschränkt (Harzhauser & Piller, 2005).

Der so vor circa 11,6 Millionen Jahren entstandene brack- bis süßwasserhaltige Pannon-See ist somit ein Relikt der zentralen Parathetys, umgeben von Alpen, Karpaten und Dinariden (Harzhauser & Piller, 2005). Zu Beginn des Pannonium fand eine Transgression statt, wodurch der Großteil der sarmatischen Ablagerungen überdeckt wurde; vor allem Ton und Sand wurden in einem lakustrinen Environment (dem Pannon-See) abgelagert (Strauss et al., 2006).

Im Pontium kam es durch den Rückzug des Pannon-Sees im Eisenstadt-Sopron-Becken sowie im südlichen Wiener Becken zur Ablagerung von Sedimenten auf Überflutungsebenen mit Kohlesümpfen und lokalen Süßwassertümpeln; diese werden durch die Neufeld-Formation repräsentiert (Häusler, in Druckvorbereitung).

2.4 Das Leithagebirge

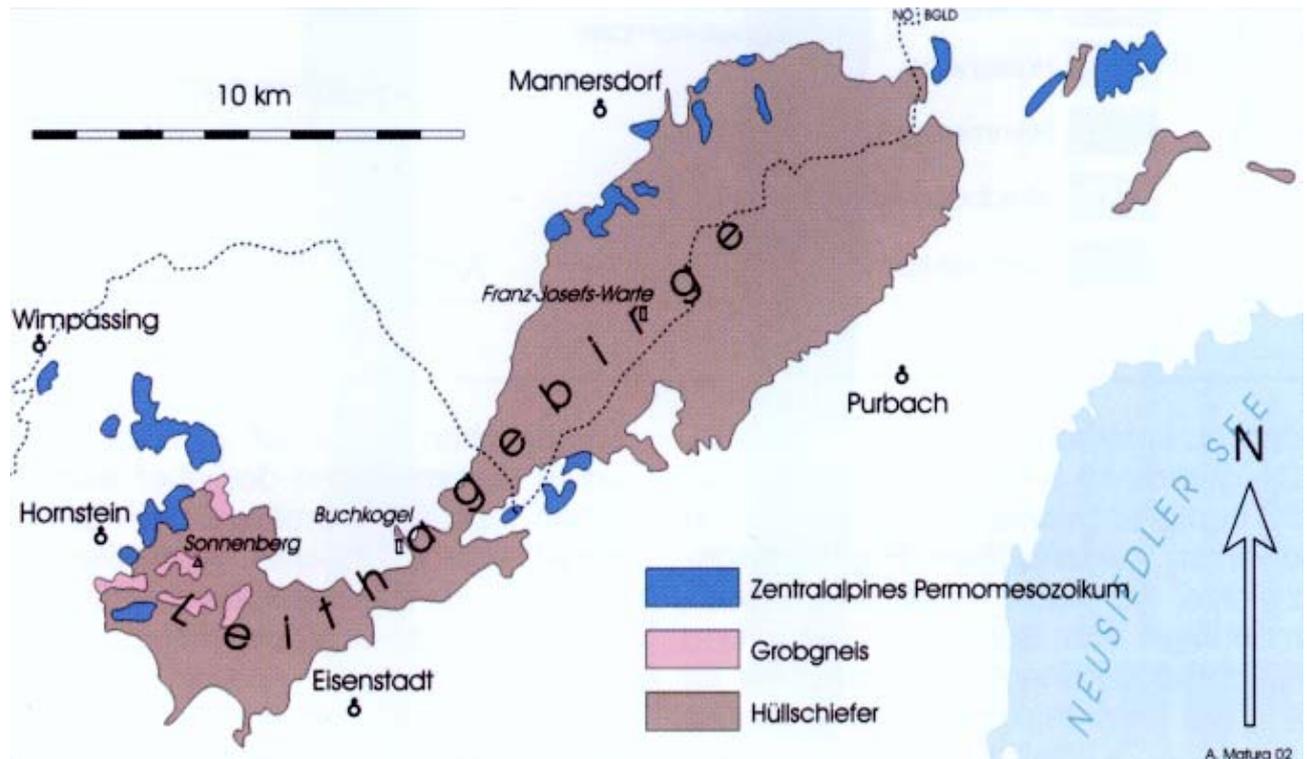


Abb. 9: Wessely, 2006: Der kristalline Kern des Leithagebirges

Konkret besteht das Leithagebirge im Südwesten aus Grobgneis, ansonsten vorwiegend aus Glimmerschiefern; diese können neben Muskovit und Chlorit auch öfter Biotit und gelegentlich Granat führen (Pahr, 1980).

Im Nordwesten tritt Amphibolit auf, oft diaphoritisch, meist in dünnen Bändern, teilweise auch größeren, gelegentlich mit Granat; mit dem Amphibolit kommen auch Pegmatit und Aplit vor (Pahr, 1980).

Von dieser Gesteinsgesellschaft deutlich abgesetzt sind die Gesteine mit sedimentärer Struktur (diese zählen aber auch zum Unterostalpin); es handelt sich dabei um die Scharfeneckarkosen, weiters Semmeringquarzit und dunkelgrauer Dolomit (Pahr, 2000). Die Scharfeneckarkose (Alpiner Verrucano) wird faziell als grob- bis feinklastische, terrestrische Bildung des Permium interpretiert; es handelt sich um Quarz-Muskovit-Phengit-Mikroklinschiefer mit im Allgemeinen schlechter Sortierung und Korngrößen im mm bis cm-Durchmesser (Häusler, in Druckvorbereitung). Die Semmering-Quarzit-Formation umfasst basale Metaquarzkonglomerate, Metaarkosen und Metaquarzite mit einer Gesamtmächtigkeit von mindestens 40m; von Liegend zu Hangend ist eine Abnahme der Korngröße festzustellen (Häusler, in Druckvorbereitung).

Die oben erwähnten sedimentären Gesteine sind dem Grundgebirge aufgelagert, zum Teil anscheinend auch tektonisch eingeschaltet; sie wurden alpidisch metamorph (Grünschieferfazies), während es im Grundgebirge zu Diaphtorese gekommen ist (Pahr, 1980).

Der Großteil des Unterostalpins, aus dem der kristalline Kern des Leithagebirges besteht, wird von badenischem Leithakalk bedeckt. Im Leithakalk am Südwestrand des Leithagebirges wurde -entsprechend der unmittelbaren Kristallinüberlagerung- ein starker terrigener Siliziklastikaanteil festgestellt (Häusler, in Druckvorbereitung). Einen „Spezialfall“ des Leithakalkes findet man im NNW von Müllendorf gelegenen Kreidesteinbruch, da hier der Leithakalk aus diagenetischen Gründen zum Großteil in kreidiger Form vorliegt, die Fossilien wurden zum Teil zerstört (Zorn, 2000).

2.5 Die Sandgrube Steinbrunn

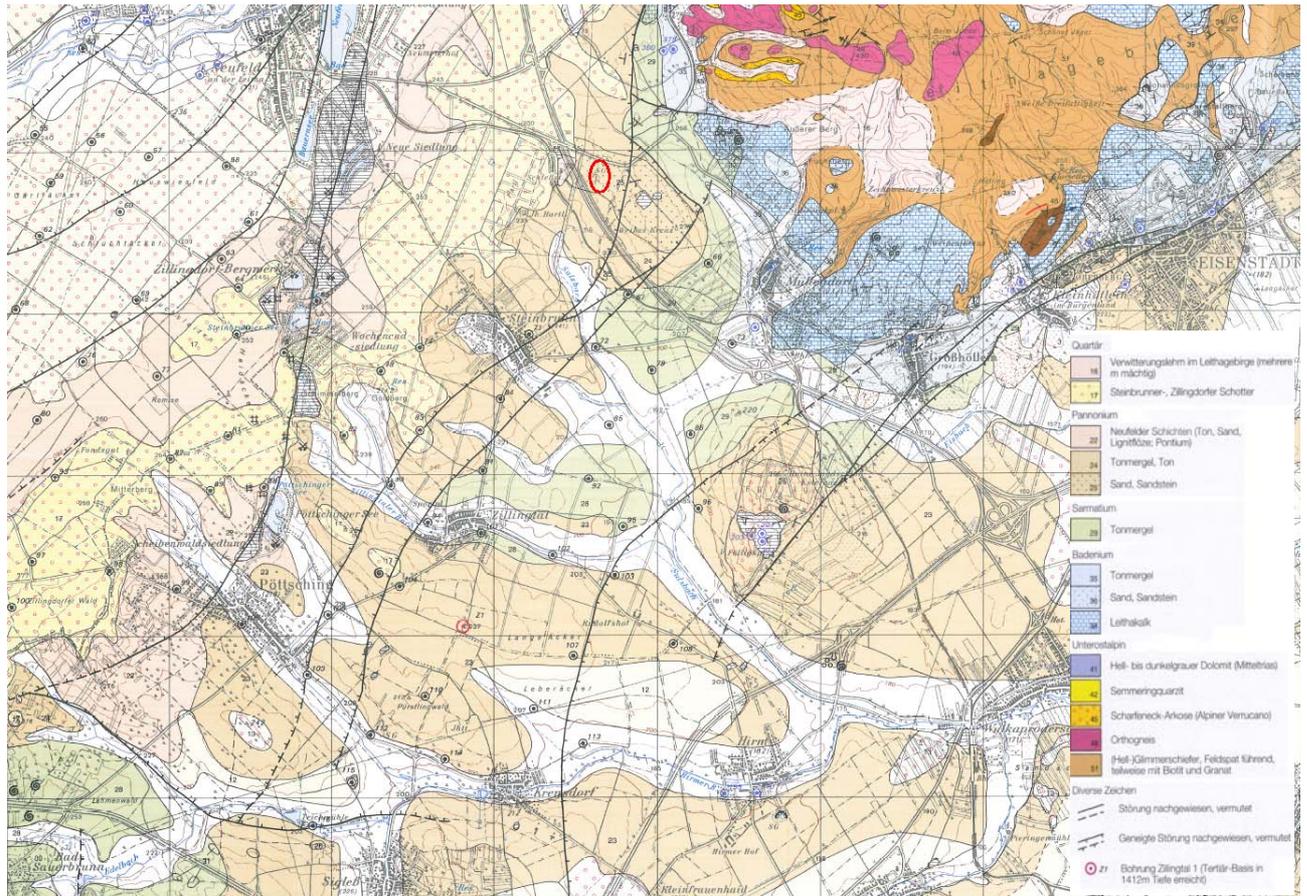


Abb. 10: Ausschnitt aus der geologischen Karte Blatt 77 Eisenstadt, Maßstab 1:50000; Brix & Pascher (Bearb.), 1994

Auf obigem Ausschnitt der geologischen Karte Blatt 77 Eisenstadt ist der Bereich der Wiener Neustädter (Ödenburger) Pforte abgebildet, die ehemalige Sandgrube Steinbrunn ist mit einer roten Ellipse markiert.

Die Wiener Neustädter Pforte bildet eine morphologische Senke zwischen Leithagebirge (in der Karte im Nordosten) und Rosaliengebirge (am nördlichen Fuß des Rosaliengebirges liegt Bad Sauerbrunn, in der Karte ganz im Südwesten); in dieser morphologischen Senke streicht in der südwestlichen Fortsetzung des Leithagebirges eine relative Hochzone horstartig in Richtung Rosaliengebirge (Häusler, in Druckvorbereitung). Nach Tollmann, 1985, liegt die maximale Breite der zentralen, SW-ziehenden Hochscholle bei 2km.

In Richtung der beiden benachbarten Neogenbecken brechen Schollen ab, also nach Nordwesten in Richtung südliches Wiener Becken und nach Südosten in Richtung Mattersburger Becken (Häusler, in Druckvorbereitung).

Auf der Karte ist die Bohrung Zillingtal 1 eingezeichnet, die innerhalb der Hochzone abgeteuft wurde und die Tertiär-Basis in 1412m Tiefe erreicht hat.

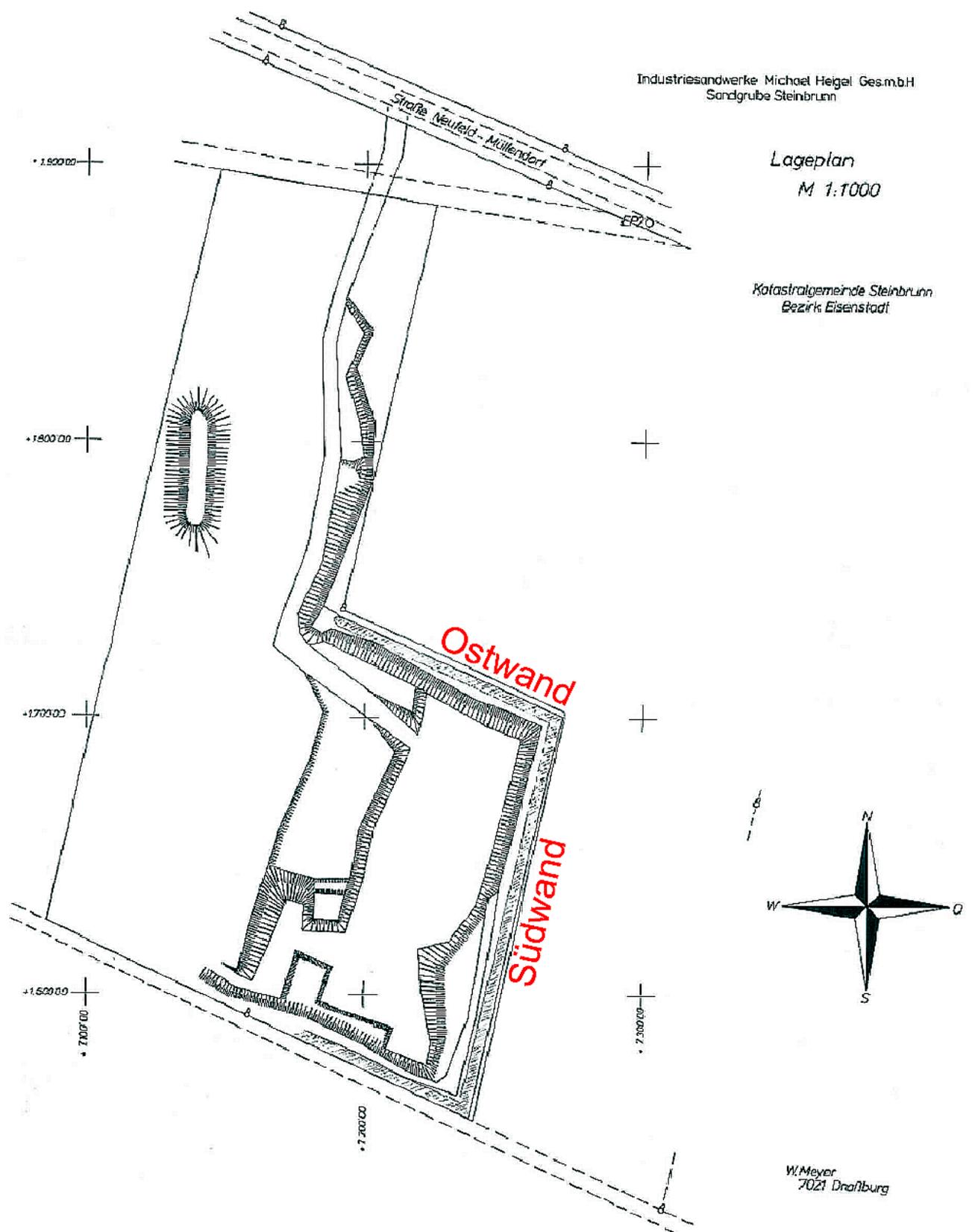


Abb. 11: Lageplan der Sandgrube Heigel in Steinbrunn, modifiziert übernommen aus Meyer, 1974

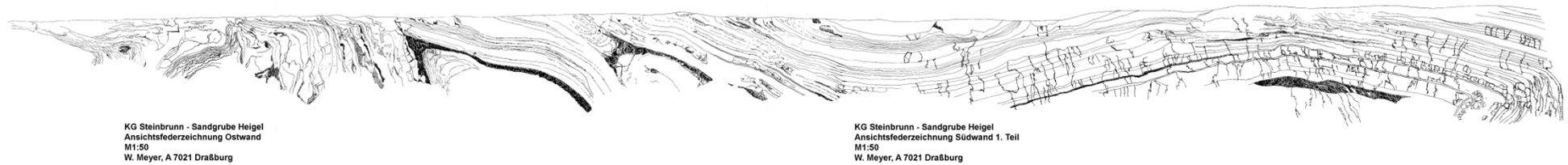


Abb. 12: Ansichtsfederzeichnung der Ost- und eines Teiles der Südwand der ehemaligen Sandgrube, modifiziert übernommen aus Meyer, 1974



Abb. 13: Foto der Ostwand sowie eines Teiles der Südwand der ehemaligen Sandgrube aus dem Jahr 2008 (Foto: Häusler, 2008)

Nach Meyer, 1974, besteht die Sandgrube auf drei Seiten, konkret der östlichen, südlichen und westlichen, aus den stehengebliebenen, etwa acht Meter hohen, abbaubedingt entstandenen Wänden, an denen geologische Schichtenbildungen, Verwerfungen und tektonische Verstellungen erkennbar sind; die nördliche Seite besteht aus etwa 4 Meter hohen, angeschütteten Sandhalden.

Die aufgeschlossene Wand hat eine Gesamtlänge von 239 Meter (Meyer, 1974)



Abb. 14: Fortsetzung der Südwand (Foto: Häusler, 2008)

2.5.1 Stratigraphie

Die aktuellste biostratigraphische Einordnung der Ablagerungen in der Sandgrube Steinbrunn stammt aus einer Arbeit von Grundtner et al. aus dem Jahr 2009.

Allgemein ist eine gute Gliederung der Sedimente des Pannonium, zu denen auch die Ablagerungen in der Sandgrube Steinbrunn zählen, durch einige Molluskengattungen möglich, da diese eine rasche endemische Evolution durchlaufen haben (Grundtner et al., 2009). Die liegendste Einheit der Sandgrube Steinbrunn kann nach Grundtner et al., 2009, durch das relativ häufige Auftreten von limnischen Bivalven wie *Mytilopsis neumayri* und *Melanopsis sturii* in das Oberpannonium eingestuft werden. Durch diese Zuordnung zählt die Serie der Sandgrube bereits zu den Neufelder Schichten, diese sind im Bereich der Sandgrube, also im Randbereich des Leithagebirges, im Gegensatz zur weiter westlich gelegenen Fazies im Neufelder Kohlerevier, noch nicht kohleführend ausgebildet (Häusler, in Druckvorbereitung).

In der untenstehenden Abbildung ist das von Grundtner et al., 2009, aufgenommene Profil der Sandgrube Steinbrunn zu sehen, wobei Einheit A das Liegende und die Einheiten B und C das Hangende darstellen; die Blickrichtung ist nach Osten. Das Profil ist insgesamt 24m mächtig und besteht aus karbonatischen Sanden, Silten, Tonen und detritären Kalken, die ein generelles coarsening upward und shallowing upward zeigen (Grundtner et al., 2009).

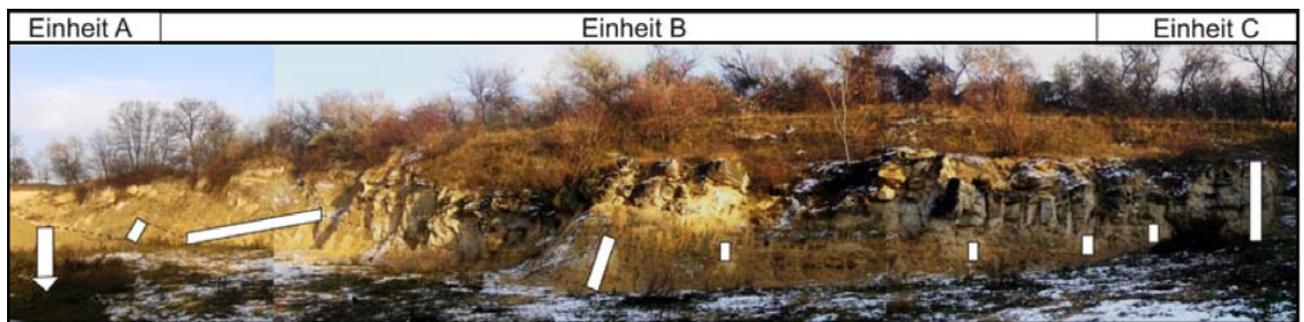


Abb. 15: Grundtner et al., 2009: Positionen der Profilaufnahme innerhalb der Sandgrube (Blickrichtung Osten), vom Liegenden (Einheit A links) zum Hangenden (Einheiten B und C rechts)

Auf der nächsten Seite folgt eine Darstellung des sedimentologischen Gesamtprofils der Sandgrube Steinbrunn aus Grundtner et al., 2009.

Einheit A (das Liegende) besteht aus Tonen und Silten, die in einem lakustrinen Environment abgelagert wurden und einen relativ geringen Karbonatanteil (20%) haben; mineralogisch beinhaltet Einheit A Quarz, Kalzit, Dolomit, etwas Feldspat sowie Smektit, Muskovit und Chlorit (Grundtner et al., 2009).

Einheit B ist charakterisiert durch die rhythmische Wechsellagerung von schlecht sortierten detritären Kalken und karbonatischen Sanden mit Tonen und Mergeln, der Karbonatgehalt ist mit rund 80% relativ hoch und stammt von aufgearbeiteten, mittelmiozänen Leithakalken (Grundtner et al., 2009).

Einheit C besteht aus detritären Kalksandsteinen, karbonatischen Sanden und Klasten und ist insgesamt grobkörniger als die unterhalb liegenden Einheiten; weiters liegt die Vermutung nahe, dass es sich um einen fluviatilen Ablagerungsraum einer Überflutungsebene (floodplain) handelt, da oft Rinnenstrukturen mit erosiver Basis sowie seltener Schrägschichtungen gefunden werden könne (Grundtner et al., 2009).

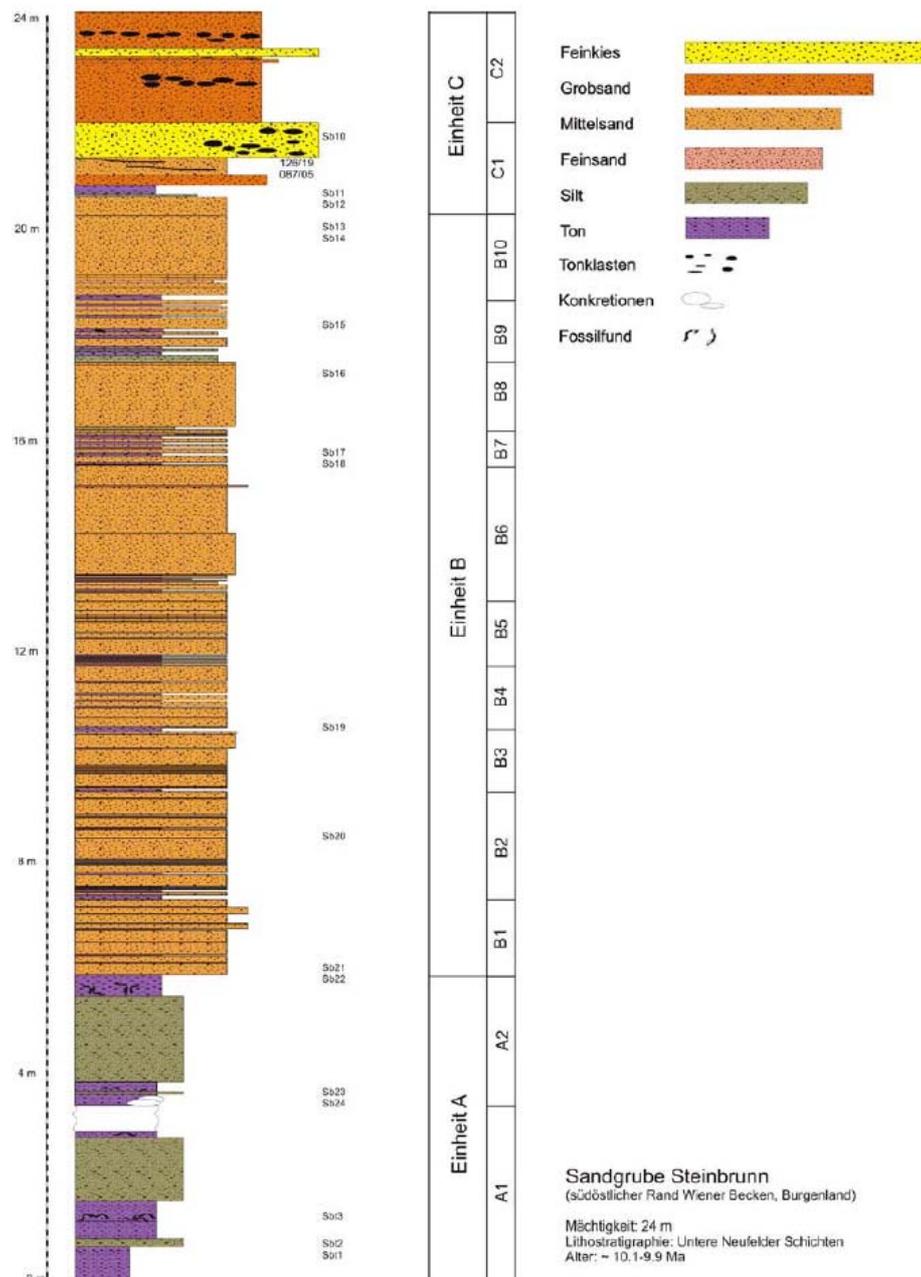


Abb. 16: Grundtner et al., 2009: Sedimentologisches Gesamtprofil der Sandgrube Steinbrunn

2.5.2 Tektonische Entwicklung

Peresson & Decker, 1997, konnten in den Ablagerungen der ehemaligen Sandgrube Steinbrunn 4 Strukturen unterscheiden, die 4 unterschiedlichen tektonischen Ereignissen in der Entwicklung des Wiener pull apart Beckens zugeordnet werden können (Abbildung folgt auf der nächsten Seite). Die tektonischen Ereignisse c-f repräsentieren folgende Phasen der Becken-Entwicklung:

c) Verkippte Abschiebungen deuten die ursprünglich ONO-WSW-orientierte, zur Schichtung parallele Extension an (Peresson & Decker, 1997).

d) Verkippte konjugierte Seitenverschiebungen belegen schichtungsparrallele, O-W gerichtete Extension (Peresson & Decker, 1997)

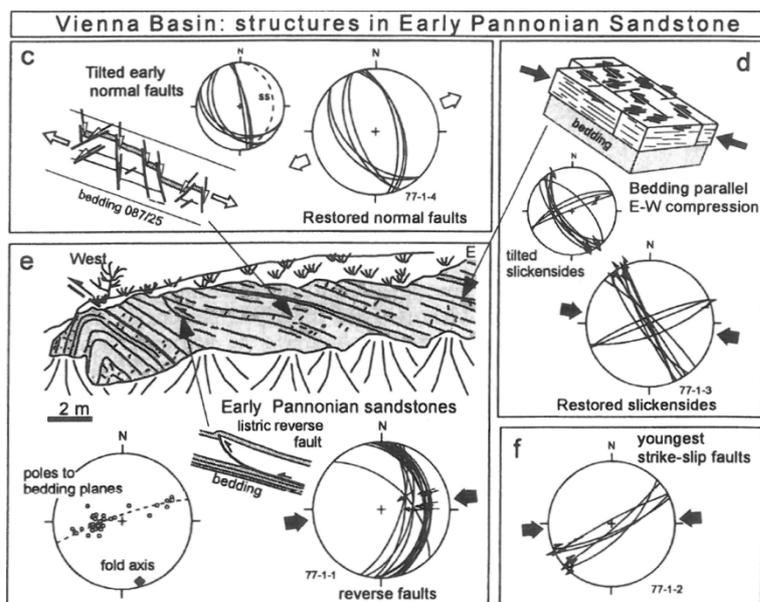


Abb. 17: Peresson & Decker, 1997: Strukturinversionen im Wiener Becken

Anhand der oben beschriebenen Ereignisse ist in der ehemaligen Sandgrube Steinbrunn nach Peresson & Decker, 1997, der Übergang von der Extensionstektonik des Wiener pull-apart Beckens zu dem Abschnitt der nachfolgenden Kompression im oberen Pannonium nachweisbar. Das unter Punkt d beschriebene E-W-gerichtete kompressive Ereigniss beendet die Extension des Wiener Beckens und führt auch zur Verfaltung des unterpannonen Schichtpaketes sowie zur Verstellung der älteren Strukturen in der ehemaligen Sandgrube (Piller et al., 1996). Nach Häusler, in Druckvorbereitung, könnte auch die Faltenstruktur der Steinbrunner Sandgrube auf eine lokale Einengung bei Scherbewegungen im Vorland des Leithagebirgs-Unterostalpins zurückzuführen sein, konkret durch eine Deformation der Neufelder Schichten. Wie Peresson & Decker, 1997, anführen, finden sich nicht nur im Wiener Becken Beweise für das kompressive Ereigniss, sondern auch an verschiedenen Positionen in den nördlichen Kalkalpen, dem ungarischen Bakony-Gebirge, dem steirischen Becken sowie den Westkarpaten. Diese einheitlichen Paläostress-Daten aus dem Obermiozän sind ein Beweis für eine homogene, Ost-West orientierte kompressive Spannungszone in der spröden oberen Kruste, die sich sowohl vom mittelmiozänen Spannungsfeld als auch von dem, das vom Pliozän bis rezent aktiv ist, unterscheidet (Peresson & Decker, 1997).

e) Jetzt kommt es erstmals zu einer Verfaltung der bisher beschriebenen Strukturen; diese werden an einer N-S (170°) streichenden Faltenachse verstellt, wobei der östliche Faltenschenkel mit 20°-30° gegen Osten sowie der westliche mit 70°-80° gegen W einfällt (Piller et al., 1996). Nach Peresson & Decker, 1997, ist der Grund für die Verfaltungen eine Westgerichtete Überschiebung

f) Die verfalteten Schichten werden von jüngeren, NE-streichenden, dextralen Blattverschiebungen geschnitten; diese repräsentieren eine E-W-gerichtete Verkürzung (Piller et al., 1996).

3 Geophysik

Angewandte- oder Explorations-Geophysik kann als Kartierung des Untergrundes durch Fernmessung seiner physikalischen Eigenschaften verstanden werden; die Entwicklung von geophysikalischer Technik und Ausrüstung im Laufe des frühen bis mittleren 20. Jahrhunderts wurde vor allem durch die Öl- und Gas-Industrie vorangetrieben, hauptsächlich für Ziele, die auch in mehreren Kilometern Tiefe liegen konnten (Milsom & Eriksen, 2011).

Im Unterschied zur Erkundung geologischer Strukturen durch Bohrungen und Sondierungen (mit Probenahme und Laboruntersuchungen), die nur punktuelle Informationen liefern, erhält man bei geophysikalischen Methoden preiswert, schnell und zuverlässig flächenhafte und räumliche Parameterverteilungen, die dazu genutzt werden können, nur schwer zu erfassende komplexe Untergrundstrukturen und kleinräumige lithologische Änderungen zu beschreiben (Hammer, 2003). Geophysikalische Methoden sprechen auf die physikalischen Eigenschaften der Untergrund-Medien (Gesteine, Sedimente, Wasser, Hohlräume, u.s.w.) an und können in 2 verschiedene Gruppen eingeteilt werden (Reynolds, 2011). Einerseits *passive Methoden*, die Variationen innerhalb zur Erde gehörender natürlicher Felder (wie zum Beispiel das Gravitationsfeld oder das Magnetfeld) detektieren, andererseits *aktive Methoden*, die unter anderem in der Erkundungsseismik eingesetzt werden: Künstlich erzeugte Signale werden in den Untergrund geleitet und durch diesen in einer Weise modifiziert, die charakteristisch für das Material ist, durch das sie sich bewegen (Reynolds, 2011).

Der Erfolg jedweder geophysikalischer Methode basiert auf einem messbaren Kontrast zwischen den physikalischen Eigenschaften des Zieles und des Umgebungsmediums, typischerweise wird dabei versucht, Eigenschaften wie die Dichte, die Elastizität, die magnetische Suszeptibilität, die elektrische Leitfähigkeit oder die Radioaktivität zu messen, meist benötigt man eine Kombination aus mehreren Methoden, um ein komplexes Problem bestmöglich lösen zu können (Milsom & Eriksen, 2011).

So auch bei dieser Arbeit, bei der mehrere Methoden (Geoelektrik, Seismik, Georadar) zur Anwendung kamen.

3.1 Geoelektrik

Elektrische Widerstandsmessungen sind seit vielen Jahrzehnten ein wichtiges Standbein der oberflächennahen, angewandten Geophysik (Everett, 2013). Die Technik ist häufig im Einsatz bei der Suche nach verwendbaren Grundwasservorkommen sowie Monitoring-Anwendungen bei verschmutztem Grundwasser; weiters kann sie dazu genutzt werden, nach untertägigen Hohlräumen zu suchen, Störungen und Klüfte sowie Minenschächte zu lokalisieren oder Permafrostböden abzugrenzen (Reynolds, 2011). Andere Anwendungsgebiete liegen in der Archäologie, wo damit Flächenausdehnungen von Resten erdbedeckter Fundamente ermittelt werden; auch in der Bohrlochgeophysik werden elektrische Widerstandsmessungen oft eingesetzt (Reynolds, 2011).

Die Technik der elektrischen Widerstandsmessung wurde von Conrad Schlumberger entwickelt, der die ersten Versuche dazu 1912 in der Normandie anstellte (Sharma, 1997). Seit den 1970er-Jahren kam es zu einer sehr starken Verbreitung durch die Verfügbarkeit von Computern, die zur Prozessierung und Analyse der gewonnenen Daten verwendet werden können (Reynolds, 2011). Das Ziel jeder elektrischen geophysikalischen Exploration ist es, ein Bild des Untergrundes hinsichtlich seiner elektrischen Eigenschaften zu erstellen; das geschieht durch die Darstellung der Variationen des elektrischen Widerstandes oder seines Kehrwertes, der elektrischen Leitfähigkeit (Zhdanov & Keller, 1994).

Die Gemeinsamkeit von allen elektrischen Widerstandsmessungen ist die Verwendung einer künstlichen Stromquelle und die Einleitung des Stromes in den Boden über Punktelektroden (Telford et al., 1990). Ziel ist, das elektrische Potential an anderen Elektroden in der näheren Umgebung des Stromflusses zu messen; da im Zuge dessen auch der elektrische Strom gemessen wird, kann der wahre oder ein scheinbarer elektrischer Widerstand des Untergrundes ermittelt werden (Telford et al., 1990).

3.1.1 Differenzierung der Verfahren

Geoelektrische Verfahren sind durch eine große Vielfalt gekennzeichnet, wichtigste Unterscheidungsmöglichkeit ist die Trennung in elektrische und elektromagnetische Verfahren (Knödel et al., 2005). Die elektrischen Verfahren messen elektrische Potentialdifferenzen unter Verwendung von Gleichstrom beziehungsweise Wechselströmen im Frequenzbereich bis 50Hz, elektromagnetische Verfahren verwenden hingegen eine zeitabhängige Anregung (periodisch oder impulsartig) und messen elektrische und/oder magnetische Felder (Knödel et al., 2005).

Grundlage der elektromagnetischen Verfahren bildet die elektromagnetische Induktion; durch zeitlich variable Magnetfelder werden elektrische Felder induziert, die in der leitfähigen Erde mit elektromagnetischen Strömen verbunden sind; durch diese induzierten Ströme wird eine Ladungsverschiebung bewirkt, die zu einer Modifikation des elektrischen Feldes führen (Knödel et al., 2005). Konkret haben die induzierten Ströme ein Magnetfeld, das sich als induziertes Feld dem induzierenden Feld überlagert und an der Erdoberfläche als „sekundäres Magnetfeld“ gemessen werden kann, dieses enthält allein oder zusammen mit dem durch eine Leitfähigkeitsstörung ebenfalls modifizierten elektrischen Feld Informationen über den Untergrund (Knödel et al., 2005). Im Allgemeinen wird sich das sekundäre Magnetfeld vom primären hinsichtlich der Intensität, der Phase und der Richtung unterscheiden und das Vorhandensein eines elektrischen Leiters anzeigen (Sharma, 1997).

Nach Zhdanov & Keller, 1994, ist oben angeführte Unterteilung in elektrische und elektromagnetische Verfahren insofern unnötig, als beide Methoden denselben Maxwell-Gleichungen folgen.

Eine weitere Unterscheidungsmöglichkeit ist die Art der Energiezufuhr in den Erdboden; diese kann galvanisch durch geerdete Elektroden oder induktiv durch zeitlich variable Magnetfelder erfolgen (Knödel et al., 2005).

3.1.2 Grundlagen

3.1.2.1 Das Ohmsche Gesetz

In den meisten Stoffen und über einen weiten Bereich der elektrischen Feldstärke ist die Stromdichte proportional zur verursachenden elektrischen Feldstärke (Purcell, 1989). Diese empirisch beobachtete (lineare) Beziehung wird allgemein als Ohmsches Gesetz bezeichnet; \vec{j} ist die Stromdichte in einem schmalen Querschnitt, \vec{E} die elektrische Feldstärke (oder der Spannungsabfall) zwischen 2 eng nebeneinander liegenden Punkten (Zhdanov & Keller, 1994).

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} \quad (3.1)$$

Elektrische Stromdichte $\vec{j} = A \cdot m^{-2}$

Elektrische Leitfähigkeit $\sigma = \frac{A \cdot m}{V \cdot m^2} = \Omega^{-1} \cdot m^{-1} = S \cdot m^{-1}$ (S = elektrischer Leitwert = $\frac{I}{U}$)

Elektrische Feldstärke $\vec{E} = V \cdot m^{-1}$

Die eigentliche Aussage des Ohmschen Gesetzes ist, dass die elektrische Leitfähigkeit σ -in einem Ohmschen Leiter (Erklärung folgt auf dieser Seite)- nicht vom Feld E abhängt (Nolting, 2007). Die elektrische Leitfähigkeit ist sehr groß für metallische Leiter, bei guten Isolatoren hingegen extrem klein, außerdem kann sie auch noch vom physikalischen Zustand des Materials -zum Beispiel von seiner Temperatur- abhängen (Purcell, 1989). Nach Halliday et al., 2009, folgt ein Leiter dem Ohmschen Gesetz, wenn durch ihn fließender Strom immer direkt proportional der angelegten Potentialdifferenz ist. Weiters verhält sich ein elektronisches Bauelement nach dem Ohmschen Gesetz, wenn sein Widerstand von Betrag und Polarität der angelegten Potentialdifferenz unabhängig ist (Halliday et al., 2009). Das Ohm'sche Gesetz ist kein physikalisches Gesetz, es wird durchaus nicht immer von allen elektrischen Leitern erfüllt; je nachdem erfolgt eine Einteilung in Ohm'sche und Nicht-Ohm'sche Leiter (Nolting, 2007). Das Ohmsche Gesetz wird für jedes einzelne Material zwangsläufig falsch, wenn die elektrische Feldstärke zu groß ist, außerdem existieren einige Materialien, in denen „nichtohmsches“ Verhalten bei relativ schwachen Feldern auftritt, trotzdem trifft für die Mehrheit von Materialien die Aussage zu, dass die Stromdichte proportional zum elektrischen Feld ist (Purcell, 1989). Nach Halliday et al., 2009, ist die Gültigkeit des Zusammenhangs $U = I \cdot R$ (elektrische Spannung = elektr. Stromstärke * elektr. Widerstand) keine Folgerung aus dem Ohmschen Gesetz; diese Relation ist die Definitionsgleichung des Widerstandes R und trifft für alle elektrisch leitenden Objekte zu, unabhängig davon, ob sie dem Ohmschen Gesetz ansonsten folgen.

3.1.2.2 Eigenschaften elektromagnetischer Wellen

Im frühen 19. Jahrhundert führte die experimentelle Beobachtung des elektrischen und magnetischen Verhaltens zur Aufstellung von physikalischen Fundamentalgesetzen, welche Elektrizität und Magnetismus beschreiben (Lowrie, 2011). Wie zweifelsfrei feststeht, wird ein Stromfluss (erwartungsgemäß) von einem magnetischen Feld begleitet, bei einem zeitlich veränderlichen Magnetfeld entsteht (erwartungsgemäß) ein elektrisches Feld, außerdem werden elektrischer und magnetischer Fluss konserviert (Zhdanov & Keller, 1994). Für den Fall, dass sich elektromagnetische Wellen in einem leitfähigen Medium ausbreiten, wird die Energie rasch abgeschwächt und kann kaum für geophysikalische Erkundungen verwendet werden (Zhdanov & Keller, 1994). Im umgekehrten Fall -also wenn es sich um einen Isolator handelt- können elektromagnetische Wellen über beachtliche Distanzen transportiert werden (Zhdanov & Keller, 1994).

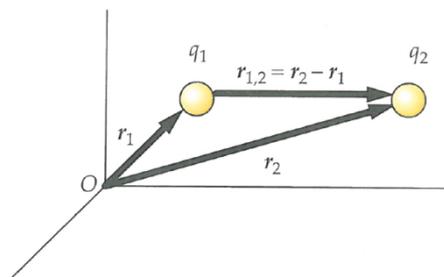
3.1.2.3 Maxwell-Gleichungen

Im Jahr 1873 stellte der schottische Wissenschaftler James Clerk Maxwell (1831-1879) durch die Synthese aller bekannten empirischen Gesetze über Elektrizität und Magnetismus -Coulomb, Ampère, Gauss und Faraday- eine Reihe von Gleichungen auf, die elektromagnetische Phänomene beschreiben (Lowrie, 2011). Die Maxwell-Gleichungen stellen die Quintessenz in der Entwicklung der elektromagnetischen Theorie dar; Weiterentwicklungen waren nur mehr eine Frage der entsprechenden mathematischen Bearbeitungen (Zhdanov & Keller, 1994). Durch die Gleichungen wird das elektromagnetische Feld beschrieben, die Feldgleichungen verbinden die Feldgrößen elektrische Feldstärke, magnetische Feldstärke, magnetische Flussdichte sowie die Quellgrößen elektrische Raumladungsdichte und elektrische Stromdichte; stoffspezifische Beziehungen werden durch Materialgleichungen, wie zum Beispiel das Ohmsche Gesetz, beschrieben (Knödel et al., 2005). Nach Knödel et al., 2005, lauten die Maxwellschen Gleichungen in differentieller Form:

- | | | | |
|--|-------|--------------|--|
| 1.) $\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J}$ | (3.2) | mit: | |
| | | ∇ | Napla-Operator für räumliche Differentiation in m^{-1} |
| 2.) $\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}$ | (3.3) | \mathbf{H} | magnetische Feldstärke in A m^{-1} |
| | | \mathbf{J} | elektrische Stromdichte in A m^{-2} |
| 3.) $\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$ | (3.4) | \mathbf{B} | magnetische Flussdichte in Tesla (T), $\text{T} = \text{V s m}^{-2}$ |
| | | \mathbf{E} | elektrische Feldstärke in V m^{-1} |
| 4.) $\nabla \cdot (\epsilon \mathbf{E}) = \rho$ | (3.5) | ϵ | $\epsilon = \epsilon_r \cdot \epsilon_0$; Dielektrizitätskonstante in $\text{A s V}^{-1} \text{m}^{-1}$ |
| | | | ϵ_r = relative Dielektrizitätszahl (dimensionlos) |
| | | | ϵ_0 = Dielektrizitätskonstante des Vakuums |
| | | | $\cong 8,854 \cdot 10^{-12} \text{ A s V}^{-1} \text{m}^{-1}$ |

Zum besseren Verständnis der Maxwell-Gleichungen werden die 4 oben genannten Gesetze nachfolgend kurz beschrieben:

Coulomb-Gesetz:



Charles Augustin de Coulomb (1736-1806) fand experimentell heraus, dass die Kraft F zwischen 2 elektrischen Ladungen q_1 und q_2 proportional zum Produkt der Ladungen und indirekt proportional zum Quadrat des Abstandes r zwischen ihnen ist (Lowrie, 2011). Die Kraft wirkt längs der Verbindungslinie zwischen den Ladungen, sie ist abstoßend, wenn beide Ladungen gleiches Vorzeichen haben und anziehend für Ladungen entgegengesetzten Vorzeichens (Tipler & Mosca, 2007).

Abb. 18: Aus Tipler & Mosca, 2007

Nach Tipler & Mosca, 2007, lautet das Coulombsche Gesetz:

$$F_C = \frac{1}{4 \cdot \pi \cdot \epsilon_0} \frac{q_1 q_2}{r^2} \hat{r} \quad (3.6)$$

ϵ_0 elektrische Feldkonstante mit einem Wert von $\epsilon_0 \sim 8,85 \cdot 10^{-12} \frac{\text{C}^2}{(\text{N} \cdot \text{m}^2)}$

q_1, q_2 elektrische Ladungen (Punktladungen)

F elektrostatische Kraft

r Abstand der Punktladungen voneinander

$\hat{r} = \frac{\mathbf{r}_{1,2}}{|\mathbf{r}_{1,2}|}$; Einheitsvektor, der von q_1 nach q_2 zeigt; ergibt sich durch $\hat{r}_{1,2} = -\hat{r}_{2,1} = \hat{r}$

Das Coulombsche Gesetz gilt im makroskopischen Bereich ebenso wie innerhalb von Atomen, wo es die Kraft zwischen dem positiv geladenen Kern und jedem einzelnen der negativ geladenen Elektronen korrekt beschreibt (Halliday et al., 2009).

Das Ampèresche Gesetz:

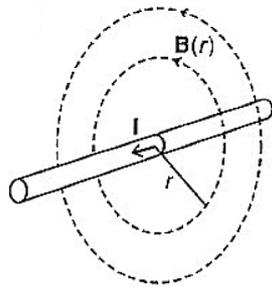


Abb. 19: Aus Lowrie, 2011

Durch elektrischen Strom entsteht ein Magnetfeld, welches in einem elektrischen Leiter normal auf diesen steht (siehe Abbildung 18), die Feldrichtung folgt -in Bezug auf den elektrischen Strom- der „Rechte Hand Regel“; zum Beispiel sind die Feldlinien bei einem langen, geraden Leiter konzentrische Kreise; die Stärke des magnetischen Feldes (B) außerhalb des Leiters ist proportional (\propto = Proportionalitätszeichen) zum Stromfluss I im elektrischen Leiter und indirekt proportional zur Entfernung r von diesem (Lowrie, 2011).

$$B \propto \frac{I}{r} \quad (3.7)$$

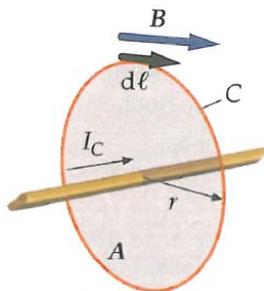


Abb. 20: Aus Tipler & Mosca, 2007

Nach Tipler & Mosca, 2007, verknüpft das Ampère'sche Gesetz die tangentielle Komponente B_t des Magnetfeldes, summiert (integriert) entlang einer geschlossenen Kurve C , mit dem durch eine beliebige, von C begrenzte Fläche (A) tretenden Strom I_C .

$$\oint_C B_t \, dl = \oint_C \mathbf{B} \cdot d\mathbf{l} = \mu_0 I_C$$

C : beliebige, geschlossene Kurve,
 μ_0 : magnetische Feldkonstante

Das Faradaysche Gesetz (Induktionsgesetz):

Dieses setzt den Wirbel des induzierten elektrischen Feldes mit der zeitlichen Änderung der magnetischen Flussdichte in Beziehung (Knödel et al., 2005). Konkret bewies Michael Faraday (1791-1867), dass es in einer Spule durch eine Änderung des magnetischen Flusses zur Induktion von elektrischer Spannung kommt und diese proportional zur Änderungsrate des magnetischen Flusses ist (Lowrie, 2011).

Faradaysches Gesetz nach Tipler & Mosca, 2007:

$$U_{\text{ind}} = - \frac{d\phi_{\text{mag}}}{dt} \quad (3.8)$$

U_{ind} Induktionsspannung,
 ϕ_{mag} magnetischer Fluss

Das Minuszeichen im Faradayschen Gesetz hängt mit der Richtung der Induktionsspannung zusammen (Tipler & Mosca, 2007).

Das Gaußsche Gesetz:

Der Gesamtfluss durch eine geschlossene Oberfläche nach außen ist gleich dem Produkt von $\frac{1}{\epsilon_0}$ multipliziert mit der Gesamtladung innerhalb der Oberfläche (Tipler & Mosca, 2007). Das Gaußsche Gesetz ist für alle Oberflächen und alle Ladungsverteilungen gültig, die qualitative Aussage des Gesetzes besagt, dass die Differenz der eine Oberfläche verlassenden und eintretenden Feldlinien proportional zu den von der Oberfläche eingeschlossenen Gesamtladungen ist (Tipler & Mosca, 2007). Nachfolgend das Gaußsche Gesetz für beliebige geschlossene Flächen laut Tipler & Mosca, 2007:

$$\phi_{el} = \oint E \cdot dA = \frac{q}{\epsilon_0} \quad (3.9)$$

$$\Phi_{el} = \oint_A E \cdot dA = \frac{q}{4\pi\epsilon_0} \oint_A d\Omega = \frac{q}{4\pi\epsilon_0} \cdot 4\pi = \frac{q}{\epsilon_0}$$

ϕ_{el} elektrischer Fluss,

E elektrisches Feld,

dA Flächenelement,

q elektrische Ladung

ϵ_0 elektrische Feldkonstante mit einem Wert von $\epsilon_0 = 8,85416 \cdot 10^{-12} \frac{C^2}{(N \cdot m^2)}$

3.1.2.4 Ausbreitungsverhalten elektromagnetischer Felder

Nach Knödel et al., 2005, wird das Ausbreitungsverhalten elektromagnetischer Felder innerhalb eines Mediums durch 3 physikalische Eigenschaften bestimmt, wobei die beiden letztgenannten für geoelektrische Verfahren eine untergeordnete Rolle spielen:

- die elektrische Leitfähigkeit Ω
- die Dielektrizitätskonstante ϵ
- die magnetische Permeabilität μ

ad 1.) Elektrische Leitfähigkeit und elektrischer Widerstand:

Die elektrische Leitfähigkeit kann laut Gleichung 3.1 auf Seite 25 als der Quotient von Stromdichte \vec{J} zu elektrischer Feldstärke \vec{E} definiert werden:

$$\sigma = \frac{\vec{J}}{\vec{E}} \quad (3.10)$$

Elektrische Stromdichte $\vec{J} = A \cdot m^{-2}$

Elektrische Feldstärke $\vec{E} = V \cdot m^{-1}$

Elektrische Leitfähigkeit $\sigma = \frac{A \cdot m}{V \cdot m^2} = \Omega^{-1} \cdot m^{-1} = S \cdot m^{-1}$ ($S = \text{elektrischer Leitwert} = \frac{I}{U}$)

Ein Körper weist elektrische Leitfähigkeit auf, wenn Ladungsträger vorhanden und über große Distanzen beweglich sind; sie ist umso höher, je größer die Zahl dieser Ladungsträger und deren Beweglichkeit ist (Salmang & Scholze, 2007). Die elektrische Leitfähigkeit ist eine Materialeigenschaft; sie ist sehr groß für metallische Leiter, sehr klein für gute Isolatoren (Purcell, 1989). Sie hängt von verschiedenen Einflüssen ab, denen das Leitermaterial ausgesetzt ist, besonders von Temperatur (je heißer, desto geringere Leitfähigkeit), Lichtintensität, Magnetfeld und Druck (Gerthsen, 2005). Nach Knödel et al., 2005, umfasst die elektrische Leitfähigkeit (beziehungsweise damit auch der elektrische Widerstand) von in der Natur vorkommenden Materialien mit Werten zwischen $10^{-18} S \cdot m^{-1}$ für Diamant bis $10^7 S \cdot m^{-1}$ für Kupfer einen Bereich von 25 Dekaden, damit ist

sie die Materialeigenschaft mit der zweitgrößten Dynamik, nur mehr die Viskosität umfasst mit 40 Dekaden einen noch größeren Bereich. Der Kehrwert der elektrischen Leitfähigkeit σ ist der spezifische elektrische Widerstand ρ , in Gleichung 3.11 angegeben nach Purcell, 1989, in der Beziehung zwischen elektrischem Feld E und Stromdichte J :

$$\rho = \frac{1}{\sigma} \quad ; \quad J = \left(\frac{1}{\rho} \right) \cdot E \quad (3.11)$$

elektrischer Widerstand ρ , Einheit: Ω

Stromdichte J , Einheit: $A \cdot m^{-2}$

elektrisches Feld $E = \frac{F}{Q}$, Einheit: $V \cdot m^{-1}$

Bei Untersuchungen im Feld werden selten elektrische Widerstände angetroffen, die größer als $10^4 \Omega \cdot m$ oder kleiner als $1 \Omega \cdot m$ sind (Milsom & Eriksen, 2011). Im Allgemeinen haben Magmatite die höchsten elektrischen Widerstände; Sedimentgesteine sind vor allem durch ihren hohen Porenwassergehalt sehr gute Leiter, metamorphe Gesteine liegen ungefähr in der Mitte der Skala mit breiten Überlappungen in beide Richtungen (Reynolds, 2011). Außerdem wird der elektrische Widerstand auch durch das Alter der Gesteine mitbestimmt: Je älter das Gestein ist, desto mehr Zeit blieb für eine sekundäre Verfüllung der Zwischenräume durch Mineralisation; zusätzlich kommt es durch Kompaktion zu einer Verkleinerung der Porosität und Permeabilität; im Fall von Sedimentgesteinen ist der elektrische Widerstand der intergranularen Fluidphasen wahrscheinlich entscheidender als der des Wirtgesteines (Reynolds, 2011).

Material	Wertebereich (Ohmmeter)		Material	Wertebereich (Ohmmeter)	
	Minimum	Maximum		Minimum	Maximum
Kies	50 (wassergesättigt)	$> 10^4$ (trocken)	Ölsand (trocken)	10^4	10^{15}
Sand	50 (wassergesättigt)	$> 10^4$ (trocken)	Haus- und Industriemüll	< 1	> 1000 (Plastik)
Schluff	20	50	Sandstein	< 50 (klüftig, feucht)	$> 10^5$ (kompakt)
Geschiebemergel	30	70	Kalkstein	100 (klüftig, feucht)	$> 10^5$ (kompakt)
Lößlehm	30	100	Tonschiefer	50 (klüftig, feucht)	$> 10^5$ (kompakt)
Lehm (als Ziegel)	500	5000	Magmatite, Metamorphite	150 (verwittert, feucht)	$> 10^6$ (kompakt)
Ton (erdfeucht)	3	30	Schwarzschiefer	< 1	50
Ton (trocken)		> 1000	Steinsalz	30 (feucht)	$> 10^6$ (trocken)
Torf, Humus, Schlick	15	25	Destilliertes Wasser		$> 10^3$
Mudde, Faulschlamm	10	40	Schneefirn		$> 10^5$
Moorböden	10	150	Natürliche Wässer	10	300
Braunkohle	10	150	Meerwasser (35 % NaCl)	0,25	
Erdöl	10^9	10^{12}	Salzlaugen	$< 0,1$	

Tabelle 3: Spezifische elektrische Widerstände; eigene Darstellung; Daten entnommen aus Knödel et al., 2005

3.1.2.5 Leitfähigkeitsmechanismen

Die Leitfähigkeit von Gesteinen erhöht sich allgemein mit der Wassersättigung, höherem Ionengehalt des Elektrolyten und bei zunehmendem Tonanteil (Hammer, 2003). Nach Knödel et al., 2005, gibt es insgesamt 3 mögliche Ursachen für die Leitfähigkeit von Gesteinen:

- 1.) Elektronische (metallische) Leitfähigkeit
- 2.) Elektrolytische Leitfähigkeit
- 3.) Grenzflächenleitfähigkeit

Ad 1.) Elektronische Leitfähigkeit

Wenn die Ladungsträger Elektronen (Ionen) sind, spricht man von elektronischen (ionischen) Leitern; diese können in Metalle, Halbleiter und Isolatoren eingeteilt werden, wobei die hohe

Leitfähigkeit der Metalle auf der hohen Elektronendichte beruht, sie fällt bei Halbleitern bereits wesentlich geringer aus (Sautter et al., 1993). Alle Metalle sowie auch ihre Legierungen sind elektrische Leiter, allerdings gibt es große Unterschiede in der Leitfähigkeit; bei den Metallen ist die Leitfähigkeit eine Folge des Gehaltes an freien Elektronen, die sich als „Elektronengas“ im Kristallgitter bewegen können (Oesterle, 1995). Die elektrische Leitfähigkeit der gesteinsbildenden Minerale, besonders der Silikate, Karbonate und Sulfate ist gering; wasserfreie Gesteine, die schon bei Zimmertemperatur extrem hohe Leitfähigkeiten besitzen, führen meist Erz oder Graphit (Knödel et al., 2005).

Ad 2.) Elektrolytische Leitfähigkeit

Der Begriff der elektrischen Leitfähigkeit wird bei Flüssigkeiten als „elektrolytische Leitfähigkeit“ bzw. als „spezifische elektrolytische Leitfähigkeit“ bezeichnet (Oesterle, 1995). Die meisten Gesteine hätten sehr hohe Widerstände, da sie schlechte Leiter sind; da sie aber für gewöhnlich porös sind und die Poren mit Fluiden (meist Wasser) gefüllt sind, werden sie zu elektrolytischen Leitern (Telford et al., 1990). Den Ladungstransport übernehmen dabei die Ionen der im Wasser gelösten Salze (Knödel et al., 2005). Der (spezifische) Widerstand (also der Kehrwert der elektrischen Leitfähigkeit) variiert mit der Mobilität, der Konzentration und dem Dissoziationsgrad der Ionen; letzterer hängt von der Dielektrizitätskonstante der Flüssigkeit ab (Telford et al., 1990). Isolierte Wassereinschlüsse (die besonders bei niedriger Sättigung auftreten) liefern dabei keinen besonderen Leitfähigkeitsbeitrag; hingegen kann bereits ein durchgehender dünner Feuchtfilm an den inneren Gesteinsoberflächen eines verbundenen Porennetzwerkes die Leitfähigkeit drastisch (um 4-5 Zehnerpotenzen) erhöhen; Sedimente, die nahe der Erdoberfläche lagern, sind meist zumindest teilgesättigt, daher wird ihre Leitfähigkeit zum größten Teil von der Leitfähigkeit der Porenfüllung sowie der Größe des effektiven Porenraumes bestimmt (Knödel et al., 2005). Destilliertes Wasser ionisiert nur sehr wenig und wäre in völlig reinem Zustand so gut wie nicht leitend; die elektronische Leitfähigkeit von Porenwasser ist daher zum größten Teil auf das Vorhandensein von Salzen, vor allem Natriumchlorid, zurückzuführen; im Gegensatz dazu sind Tonminerale ionisch aktiv und leiten gut, auch wenn sie nur gering feucht sind (Milsom & Eriksen, 2011).

Ad 3.) Grenzflächenleitfähigkeit:

Unter diesen Begriff fallen alle Prozesse der Leitfähigkeit von Gesteinen, die nicht zu Punkt 1 oder 2 zählen, also weder zur elektronischen Leitfähigkeit von Gesteinskomponenten noch zur elektrolytischen Leitfähigkeit des Porenwassers (Knödel et al., 2005). Dieser Leitfähigkeitsanteil entsteht durch Wechselwirkungen der Porenflüssigkeit mit der Gesteinsmatrix, wodurch es an deren Grenzfläche zu einer elektrischen Doppelschicht kommt; der Stromfluss findet im Bereich der Kornoberflächen statt (Knödel et al., 2005). Die Grenzflächenleitfähigkeit tritt nach Knödel et al., 2005, vor allem bei Tonen aufgrund ihres Kationenaustauschvermögens auf, bei geringer Mineralisation des Wassers kann sie auch in Sanden auftreten.

3.1.3 Gleichstrom-Geoelektrik

Am Anfang des 20. Jahrhunderts kamen sowohl elektromagnetische als auch Gleichstrom-Methoden erstmals zur Verwendung; dadurch, dass bei Gleichstrom-Verfahren geringerer theoretischer und instrumenteller Aufwand nötig ist, fanden sie schneller Verbreitung und wurden zur meistverwendeten geoelektrischen Methode (Zhdanov & Keller, 1994). Die Methode der elektrischen Widerstandsmessung erfuhr nach Everett, 2013, in den 1990er-Jahren einen Wiederaufschwung aufgrund der schnellen und beeindruckenden Weiterentwicklungen hinsichtlich der Datenakquisition, der Vorwärtsmodellierung und der Leistungsfähigkeit der Inversion. Die Gleichstrom-Geoelektrik zählt zu jenen geophysikalischen Verfahren, die mit technisch erzeugten (also künstlichen) stationären Feldern arbeitet (Knödel et al., 2005). Ein wichtiger (und verwirrender) Aspekt der Gleichstrom-Geoelektrik ist, dass tatsächlich kein Gleichstrom verwendet

wird; am besten könnte der verwendete Strom als zeitlich veränderlicher Gleichstrom beschrieben werden (Zhdanov & Keller, 1994). Nach Milsom & Eriksen, 2011, wird die Stromrichtung normalerweise in Intervallen von 1 bis 2 Sekunden umgekehrt. Dabei erhält der künstliche Gleichstrom nach Zhdanov & Keller, 1994, durch die zeitabhängigen Änderungen des Signals eine Signatur, die ihn erkennbar macht; das ist nötig, da es in der Erde viele Quellen gibt, die nahezu einer Gleichspannung entsprechen, ohne Signatur wäre es relativ schwierig, die durch den künstlich injizierten Strom hervorgerufene Gleichspannung von diesen Quellen zu unterscheiden.

3.1.3.1 Prinzip der Messmethode

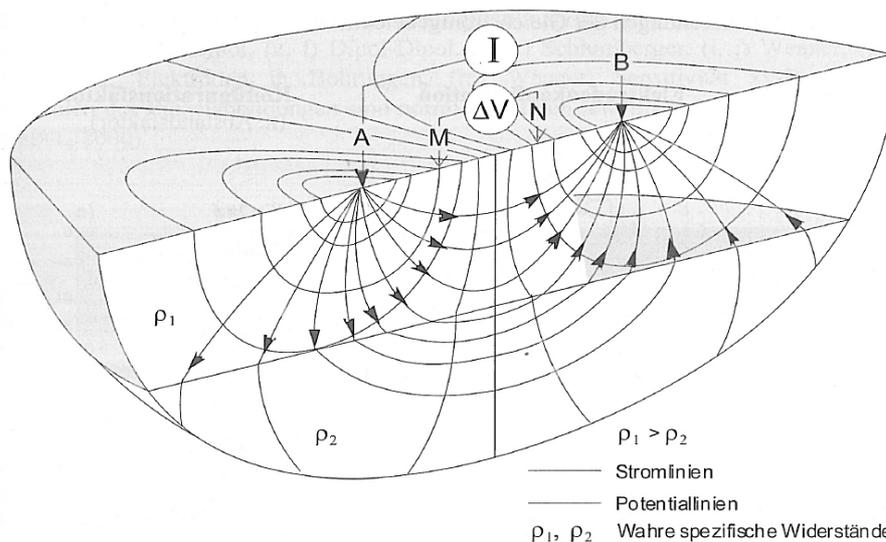


Abb. 21: Knödel et al., 2005: Widerstandsmessung mit Vierpunktanordnung

Die Einspeisung von Strom erfolgt über 2 geerdete Stromelektroden (A und B), die Spannungsmessung erfolgt an den beiden Elektroden M und N, die auch als Potentialelektroden bezeichnet werden; nach dem Ohmschen Gesetz ergibt sich aus der Potentialdifferenz zwischen den Sonden M und N und der Stromstärke zwischen den Elektroden A und B ein elektrischer Widerstand (Knödel et al., 2005).

Im Prinzip sind für die Durchführung einer Gleichstrom-Geoelektrik zumindest 2 Elektroden nötig, da gewährleistet sein muss, dass der gesamte Strom, der in die Erde fließt (Elektrode A), auf irgendeine Art wieder zurück zur Energiequelle gelangt; dies geschieht über die Stromrückführungs-Elektrode B, jedoch können auch mehr als 2 Elektroden verwendet werden, solange der Strom wieder einen Rückweg über andere Elektroden hat (Zhdanov & Keller, 1994). Würde man Stromstärke und Spannung nur zwischen A und B messen (und die Elektroden M und N einfach weglassen), würde man im Wesentlichen deren Erdungswiderstand (Übergangswiderstand) bestimmen; aus diesem Grund werden zusätzlich die beiden Elektroden M und N verwendet (Knödel et al., 2005). Der Spannungsabfall durch die Potentialelektroden ist vernachlässigbar und obwohl die Widerstände bei den Potentialelektroden den elektrischen Strom limitieren, beeinflussen sie die Widerstandsberechnung nicht (Milsom & Eriksen, 2011). Das Prinzip der Vierpunktanordnung liegt allen Verfahren der Gleichstromgeoelektrik zugrunde (Knödel et al., 2005).

3.1.3.2 Wahrer und scheinbarer Widerstand

Nach dem Ohmschen Gesetz ergibt sich aus der Potentialdifferenz (zwischen den Elektroden M und N) und der Stromstärke (zwischen den Elektroden A und B) ein elektrischer Widerstand und man könnte bei homogenen Verhältnissen des Untergrundes den wahren spezifischen Widerstand ermitteln, der das Produkt des elektrischen Widerstands mit einem Konfigurationsfaktors K (Erklärung folgt auf der nächsten Seite) ist (Knödel et al., 2005).

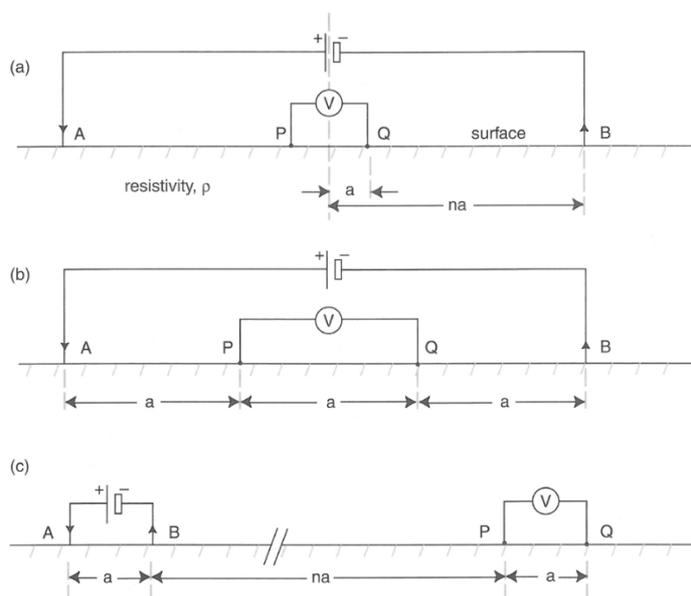
Da der Untergrund in Wirklichkeit aber kein homogenes Medium ist, wird auch nicht der wahre, sondern der scheinbare Widerstand ermittelt (der sogar negativ sein kann); dieser ist -im Gegensatz

zum wahren Widerstand- keine physikalische Eigenschaft des Untergrundmaterials (Reynolds, 2011). Das Bild der scheinbaren Widerstandsverteilungen, das so erhalten wird, bezeichnet man als Pseudosektion des Untergrundes; die Pseudosektion entspricht aber nicht der tatsächlichen Verteilung des Widerstandes im Untergrund (Sharma, 1997). Dementsprechend handelt es sich bei allen Daten, die im Gelände ermittelt werden, um scheinbare Widerstände, hingegen bei jenen, die durch Interpretations-Techniken entstehen, um wahre Widerstände (Reynold, 2011).

3.1.3.3 Konfigurationsfaktor

Der Wert des scheinbaren Widerstandes ist abhängig von der Geometrie der verwendeten Elektroden-Anordnung, er wird durch den Geometrie- oder Konfigurationsfaktor K definiert; die Formel bezieht sich auf eine allgemeine Form der Elektrodenkonfiguration (Reynolds, 2011). Die von Reynolds, 2011, genannte allgemeine Form der Elektrodenkonfiguration entspricht Abbildung 21b.

$$K = 2 \cdot \pi \cdot \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right]^{-1} \quad (3.12)$$

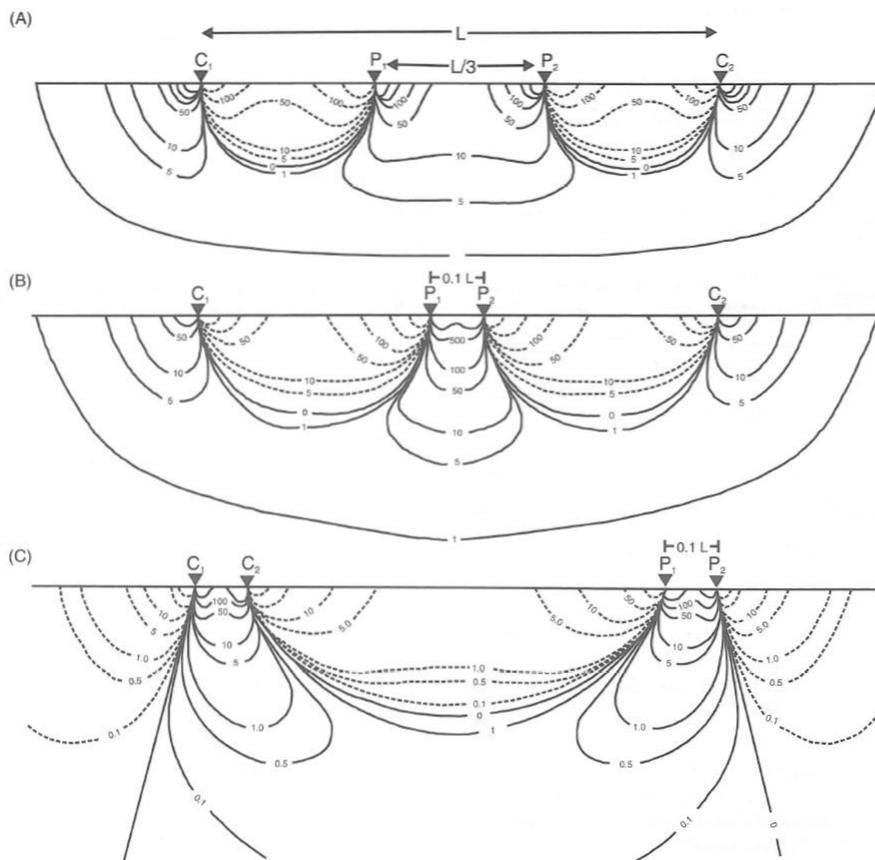


Nach Reynolds, 2011, existieren mindestens 102 verschiedene Arten von Oberflächen-Elektrodenanordnungen, hauptsächlich werden aber die Wenner- und Schlumberger-Anordnung (benannt nach ihren Entwicklern Frank Wenner und Conrad Schlumberger) sowie die Dipol-Dipol-Anordnung verwendet. Jede Anordnung hat ihre Vor- und Nachteile sowie Sensitivität; Faktoren zur Auswahl der jeweiligen Methode sind unter anderem der verfügbare Platz für die Kabelauslage, die Arbeitsintensität, die Empfindlichkeit der jeweiligen Methode gegenüber lateralen Inhomogenitäten und gegenüber geneigten Grenzflächen (Reynolds, 2011).

Abb. 22a bis c: Everett, 2013: Traditionelle 4-Elektroden-Konfigurationen

Bei den Messungen, die im Zuge dieser Arbeit durchgeführt wurden, wurde nur mit der Wenner-Anordnung gemessen, daher erfolgt über die anderen Verfahren keine weitere Beschreibung (bis auf die Darstellung unterschiedlicher Signalbeiträge in Abbildung 22).

Die Wenner-Anordnung wurde für Längsprofile entworfen, bei denen der elektrische Widerstand bei ungefähr konstanter Eindringtiefe bestimmt werden soll, der Elektrodenabstand a ist jeweils gleich groß, die Potentialelektroden M und N befinden sich innerhalb der Stromelektroden A und B (Everett, 2013). Die Eindringtiefe vergrößert sich mit größer werdendem Elektrodenabstand a ; anders gesagt gelangt der elektrische Strom in umso größere Tiefen, je weiter die Sende- und Empfängerelektroden voneinander entfernt sind (Everett, 2013). Die Wenner-Anordnung ist relativ empfindlich gegenüber vertikalen Änderungen des Widerstandes unterhalb des Zentrums der Anordnung, aber relativ robust gegenüber horizontalen Änderungen (Loke, 2013).



Querschnitte der Signalbeiträge für (A) Wenner, (B) Schlumberger, (C) Dipol-Dipol-Anordnung.

Unter dem Querschnitt der Signalbeiträge versteht man konturierte graphische Darstellungen der einzelnen Volumeneinheiten des Untergrundes in Bezug zu den an der Oberfläche gemessenen Spannungen (Reynolds, 2011).

Abb. 23: Reynolds, 2011: Querschnitt der Signalbeiträge

3.1.3.4 Multielektrodenanordnungen

Die nachfolgend beschriebene Technik der Multielektrodenanordnung kam bei sämtlichen Messungen im Zuge dieser Masterarbeit zum Einsatz.

Die klassischen Methoden der geoelektrischen Widerstandsmessungen erlebten in den letzten 3 Jahrzehnten signifikante Veränderungen; die Interpretation der Daten mithilfe eines Modells von horizontalen Schichten wird zunehmend durch zwei- und dreidimensionale Interpretationsmodelle abgelöst (Aizebokhai, 2010). Traditionell waren elektrische Widerstandsmessungen dahingehend limitiert, dass die Änderungen des scheinbaren Widerstandes entweder flächenhaft gemessen wurden oder ein Quasi-2D-Querschnitt mittels einer eher geringen Anzahl an geoelektrischen Tiefensondierungen erstellt wurde (Aizebeokhai, 2010).

Wenn bei konstantem Elektrodenabstand nur die Messpositionen verändert werden, kann eine (flächenhafte) Kartierung der scheinbaren Widerstände über einen Bereich erstellt werden, wird hingegen der Elektrodenabstand in Bezug zu einer Zentralposition verändert, wird damit eine Sondierung von scheinbaren Widerstände gewonnen; je größer der Abstand der (Strom-)Elektroden dabei wird, desto tiefer reicht die Messung in den Untergrund (Hoover, 2004).

Das heißt, durch die Sondierungen konnten entweder 1-dimensionale Widerstands-Tiefen-Informationen gewonnen werden (unter der Bedingung, dass laterale Variationen vernachlässigbar sind), oder es konnten durch die geoelektrische Kartierung laterale Variationen innerhalb geringer Tiefenbereiche (unter der Voraussetzung, dass vertikale Veränderungen des Widerstandes ignoriert wurden) ermittelt werden (Stummer et al., 2004). Sowohl die Kartierungs- als auch die Sondierungs-Methoden messen den scheinbaren Widerstand; dieser Messwert integriert das gesamte Volumen des Untergrundes, das von der Messung betroffen ist (Hoover, 2004).

Die Widerstandskartierung von komplexen Untergrundstrukturen hat sich in jüngerer Zeit durch die Entwicklung von Multielektroden-Systemen (sowie 2- und 3D-Inversionen) weiterentwickelt

(Everett, 2013). Der Einsatz von Multielektroden- / Multikanalsystemen zur Datenerfassung in geoelektrischen Widerstandsmessungen führte zu einer wesentlichen Steigerung der Produktivität im Gelände sowie zu höherer Qualität und Zuverlässigkeit der erhaltenen Daten; anfänglich (zu Beginn der 1980er-Jahre) wurden Multielektroden-Systeme mit manueller Umschaltung verwendet, die dann von computergesteuerten Multielektroden / Multikanalsystemen mit automatischen Messungen und Datenkontrollen abgelöst wurden (Aizebeokhai, 2010).

Auf den Abbildungen 24 und 25 ist schematisch die Roll-along-Technik dargestellt. Nach Loke, 2013, wird diese Technik eingesetzt, um die horizontale Überdeckung der geoelektrischen Untersuchung zu vergrößern, speziell wenn das System eine begrenzte Anzahl an Elektroden hat. Nachdem eine Messung abgeschlossen wurde, wird das Kabel -ausgehend von einem Ende der Auslage- um einige Elektrodenabstände weitergezogen (Loke, 2013).

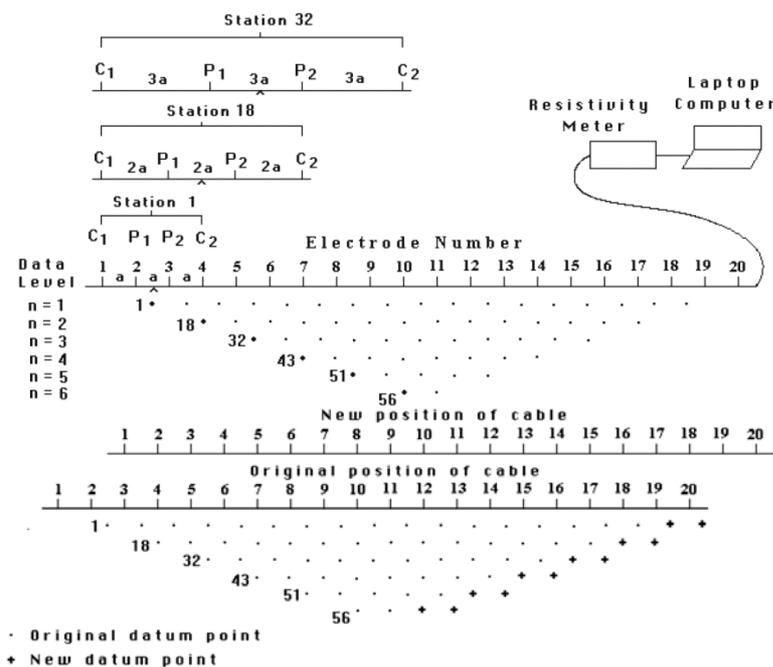


Abb. 25: Loke, 2013: Prinzip des roll-along-Verfahrens, Teil 2



Die nächste Messsequenz wird mit einem Elektrodenabstand von 2a durchgeführt; zuerst werden die Elektrode 1, 3, 5 und 7 verwendet, danach die Elektroden 2, 4, 6 und 8, bis letztendlich -noch immer mit einem Abstand von 2a- die Elektroden 14, 16, 18 und 20 verwendet werden (Loke, 2013).

Derselbe Prozess wird dann bei Messungen mit dem Abstand 3a, 4a, 5a und 6a wiederholt (Loke, 2013). Mit zunehmendem Elektrodenabstand nimmt die Anzahl an Messungen ab; bei der Wenner-Anordnung ergibt sich -im Vergleich zu anderen, häufig verwendeten 2D-Anordnungen- die kleinste Anzahl an Messungen (Loke, 2013).

Bei den im Zuge dieser Arbeit durchgeführten Messungen hatten wir meist einen

Abb. 26: Kabelauslage von Profil 3 (28. - 29.09.2011); Foto: Christian Fleis, 2011

Elektrodenabstand von 4 Metern, bei 100 Elektroden somit eine Gesamtlänge von 400 Metern (andernfalls einen Elektrodenabstand von 2 Metern und somit 200 Meter Gesamtlänge). Nach abgeschlossener erster Messung (von 0 bis 400m) wurde das Kabel weitergezogen, das Ende, das bei der ersten Messung bei 0 Metern lag, befand sich daraufhin bei 200 Meter und die nächste Messung wurde gestartet (von 200 bis 600 Meter).

3.1.3.5 Inversion von Messdaten

Bei einer Inversion handelt es sich ganz allgemein um einen mathematischen Versuch, eine Übereinstimmung zwischen den Daten und der Theorie zu erreichen (Zhdanov & Keller, 1994). Daten, die bei einer geoelektrischen Sondierungskartierung ermittelt werden, können in Form von konturierten Pseudo-Sektionen dargestellt werden; diese liefern einen groben visuellen Eindruck, wie der Widerstand mit der Tiefe variiert (Milsom & Eriksen, 2011). Die Form der Konturen hängt aber nicht nur von der Verteilung des Widerstandes im Untergrund ab, sondern auch von der geometrischen Anordnung der Elektroden (siehe auch Kapitel 3.1.3.4) (Loke & Barker, 1995). Die Daten können aber auch invertiert werden (mithilfe der Finite-Elemente-Methode oder der Methode der kleinsten Quadrate), dadurch erhält man ein realistischeres Bild der tatsächlichen Widerstands-Verteilungen (Milsom & Eriksen, 2011).

Das Ziel der meisten modernen Untersuchungen bezüglich elektrischem Widerstand ist es, Modelle mit dem tatsächlichen Widerstand des Untergrundes zu erhalten, da nur diese eine geologische Bedeutung haben (Reynolds, 2011).

Ungefähr Mitte der 60er Jahre des vorigen Jahrhunderts wurden Computer und Algorithmen zur Berechnung der Interaktion von elektromagnetischen Feldern mit einfachen Modellen von Erdstrukturen verfügbar; anfänglich wurden sie dazu genutzt, theoretische Modelle zu berechnen und mit früheren Interpretationen zu vergleichen (Zhdanov & Keller, 1994). In weiterer Folge wurde die neue Technologie dazu genutzt, die Geländedaten mit höherer Auflösung und Genauigkeit zu interpretieren, als das durch ältere Methoden möglich war (Zhdanov & Keller, 1994). Hinsichtlich der Software gab es zwar bereits ab den 1970er Jahren Programme, die Widerstands-Kartierungen invertieren konnten; zur Bedienung war aber immer ein erfahrener Geophysiker nötig, um einen Startwert für den Widerstand zu definieren, den das Programm mithilfe eines Algorithmus verfeinern konnte, ab dem Jahr 1990 waren für die Inversionsprogramme nur mehr minimale Startvorgaben nötig (Hoover, 2004).

Im Zuge dieser Arbeit wurde das Programm „RES2DINV“ der Firma „GEOTOMO SOFTWARE“ für das Prozessieren der geoelektrischen Daten verwendet.

Die Inversionsroutine des Programmes basiert auf der „smoothness constrained least squares“-Methode (Loke, 2011). Nach Loke & Barker, 1995, wird der Untergrund in diesem Programm in eine Anzahl an rechteckigen Zellen unterteilt. Das Programm führt eine Optimierung durch (bei der es nicht nur eine Lösung gibt), indem es versucht, die Differenz zwischen den berechneten und den gemessenen scheinbaren Widerständen zu minimieren (Loke, 2013).

Das dabei entwickelte Modell ist eine idealisierte mathematische Darstellung eines Querschnittes der Erde; das Modell hat eine Reihe von Modellparametern, welche die physikalischen Größen darstellen, die aus den ermittelten Daten errechnet werden sollen (Loke, 2013). Aus den mathematischen Beziehungen, die das Modell für eine vorgegebene Reihe an Modellparametern definieren, kann das -aus künstlichen Daten bestehende- Modellergebnis errechnet werden (Loke, 2013).

Die Modellparameter werden durch die Auswahl des Untergrund-Modells festgelegt (Loke, 2013); jedes dieser Modelle hat seine eigenen Charakteristika, außerdem können auch verschiedene Modelle miteinander kombiniert werden.

Alle Inversionsmethoden versuchen im Wesentlichen, ein Untergrundmodell zu finden, dessen Ergebnis innerhalb bestimmter Einschränkungen und akzeptabler Grenzen liegt (Loke, 2013). Nachfolgend wird aber nur das zellenbasierte Modell vorgestellt, da dieses auch in dieser Arbeit verwendet wird und -nach Loke, 2013- auch in der 2-D sowie 3-D-Interpretation am häufigsten verwendet wird.

ρ_1	ρ_2	ρ_3									
ρ_{13}											
ρ_{25}											
ρ_{37}											
ρ_{49}											
ρ_{61}											ρ_{72}

Abb. 27: Zellenbasiertes Modell; aus Loke, 2013

Im Falle der zellenbasierten Methode des RES2DINV-Programms handelt es sich bei den Modellparametern um die Widerstandswerte der einzelnen Zellen des Modells, die Daten sind die gemessenen scheinbaren Widerstände (Loke, 2013). Die mathematische Verbindung zwischen den Modellparametern und den Modellergebnissen wird durch die Finite-Differenzen oder Finite-Elemente-Methode erreicht (Loke, 2013). Weiters ist die Position der Zellen fixiert und es können sich nur die (scheinbaren) Widerstände des Programmes während des Inversionsprozesses verändern (Loke, 2013).

Jedes Inversionsprogramm beinhaltet als integralen Bestandteil ein Subprogramm zur Vorwärtsmodellierung, da es notwendig ist, die theoretischen scheinbaren Widerstände des Modells zu berechnen, die durch das Inversionsprogramm erzeugt wurden, um zu sehen, ob diese mit den gemessenen Werten übereinstimmen (Loke, 2013). Für ein definiertes Modell können die scheinbaren Widerstände auf 3 Arten errechnet werden: Einerseits über analytische Methoden, zweitens über die Randelementmethode und drittens über die Finite-Elemente bzw. Finite-Differenzen-Methode (Loke, 2013).

Nach Loke, 2013, stellen die Finite-Elemente- und Finite-Differenzen-Methode meist die brauchbarste Methode dar, da die beiden erstgenannten Methoden meist nur unter speziellen Bedingungen einsetzbar sind; sie können aber zur Kontrolle der dritten Methode eingesetzt werden. Bevor es zur Inversion der Daten kommt, sollten die Rohdaten der scheinbaren Widerstände hinsichtlich stark abweichender Werte, Probleme bezüglich des Kontaktwiderstands der Elektroden, fehlender Daten und so weiter kontrolliert werden (Reynolds, 2011).

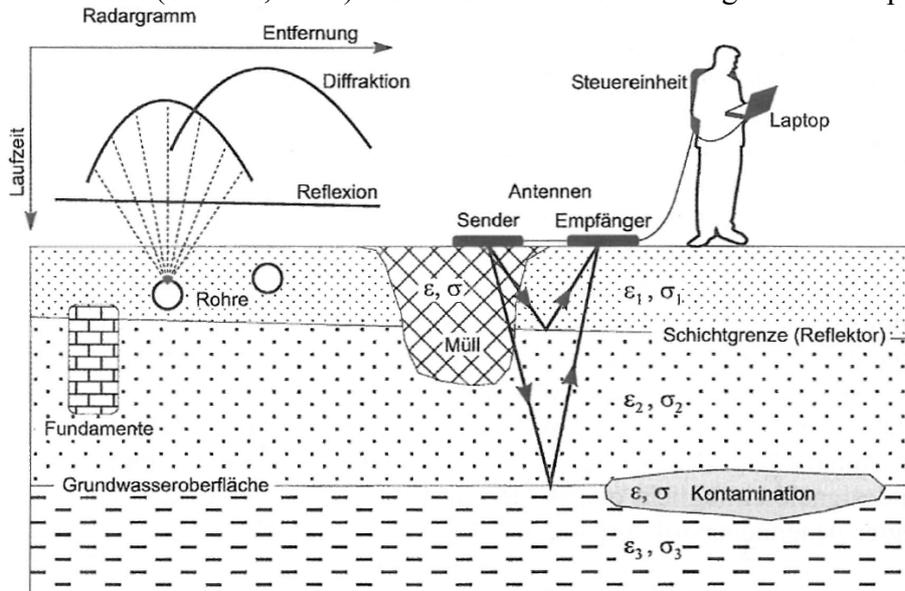
Andernfalls können „falsche“ Daten den Inversionsprozess beeinflussen und Artefakte produzieren, die zu einem späteren Zeitpunkt als physikalisch relevant angesehen werden könnten (Reynolds, 2011). Bei Messungen in Gebieten mit starken Höhenänderungen der Geländeoberfläche muss der Effekt der Topographie bei einer Inversion mit berücksichtigt werden (Loke, 2013).

Innerhalb des Programmes „RES2DINV“ ist nach Loke, 2013, durch Einbeziehung der Topographie nur mehr eine Berechnung nach der Finite-Elemente-Methode möglich. Die Miteinbeziehung der Topographie wurde konkret mit Hilfe der Schwartz-Christoffel Transformation durchgeführt.

Die Inversion wird automatisch wiederholt, bis der „root mean square error“ (kurz RMS-Fehler; zu Deutsch der quadratische Mittelwert) bei einem akzeptablen Wert liegt (Reynolds, 2011). Nach Loke, 2011, sollte der RMS-Wert zwischen 1 bis 5 Prozent liegen, abhängig von der Qualität der Daten. Zu beachten ist auch, dass ein Modell mit sehr geringem RMS-Fehler manchmal große und unrealistische Variationen bezüglich des Widerstandes zeigen kann und unter Umständen nicht optimal hinsichtlich einer geologischen Betrachtung ist (Loke, 2011). Weiters ist es nach Loke, 2011, am sinnvollsten, das Modell zu einem Iterationszeitpunkt zu verwenden, ab dem sich der RMS-Fehler nicht mehr signifikant ändert.

3.2 Georadar

Bei dem Bodenradar oder Georadar (bzw. ground penetrating/probing radar – GPR oder auch Radio Echo Sounding – RES) handelt es sich um ein elektromagnetisches Impulsreflexionsverfahren (EMR), das auf ähnlichen Grundlagen wie die Reflexionsseismik sowie die Entfernungsmessung mit Sonar und Radar beruht (Knödel et al., 2005). Die Technik ist hochauflösend und kann dazu genutzt werden, flachliegende Strukturen im Boden durch den Einsatz von elektromagnetischen Wellen (im Frequenzband zwischen 10 bis 1000 Megahertz, nachfolgend mit MHz abgekürzt) abzubilden (Sharma, 1997). Es werden kurze elektromagnetische Impulse von der Oberfläche in



den Untergrund ausgesendet und nach Reflexion an Schichtgrenzen und Objekten oder nach der Streuung an Einlagerungen wieder empfangen; im Zuge dessen werden die Laufzeiten und Amplituden der elektrischen Feldstärke dieser Impulse aufgezeichnet (Knödel et al., 2005).

Abb. 28: Messprinzip Georadar; aus Knödel et al., 2005

Die GPR-Methode ist in vielerlei Hinsicht ähnlich zu oberflächennahen seismischen Reflexionsmessungen - beide Methoden verwenden die Reflexion von Energie an Untergrundstrukturen, aber sie unterscheiden sich stark hinsichtlich ihrer standortspezifischen Einsetzbarkeit: Feuchter Ton stellt ein exzellentes Ziel für eine seismische Reflexionsmessung dar, wird aber von Radar nicht durchdrungen; andererseits durchdringt Radar trockenen Sand und Kies, die nicht so einfach seismische Wellen übertragen (Sharma, 1997). Die seismischen Reflexions- und Refraktions-Techniken werden zwar häufig zur Kartierung von oberflächennahen Schichten verwendet, haben aber nicht die hohe vertikale Auflösung (Erkennung von Untergrundstrukturen $\leq 1\text{m}$), die vielfach benötigt wird; in solchen Situationen ist das GPR ein gut brauchbares geophysikalisches Werkzeug (Everett, 2013).

3.2.1 Entwicklung

Die Anfänge dieser Technologie wurden 1904 mit der Patentierung des Radiowellen-Echolotes durch Christian Hülsmeier gemacht, durch das Schiffskollisionen vermieden werden sollten; der Begriff „RADAR“ (=Radio Detection and Ranging) wurde erstmals 1934 durch Robert Watson-Watt geprägt (Milsom & Eriksen, 2011). Anfänglich dachte man, dass die Radarfrequenzen, die von einem bis mehrere tausend Megahertz reichen, zu hoch für eine sinnvolle Bodenerkundung sind (Milsom & Eriksen, 2011). Aber ab den 1960-er Jahren wurde Radar bereits für geologische Zwecke eingesetzt, speziell im Zusammenhang mit der Entwicklung der Radar-Echolotung zur Erkundung polarer Eismassen (Reynolds, 2011).

3.2.2 Anwendungsbereiche

Die Anwendungen des GPR können nach Reynolds, 2011, in 2 unterschiedliche Bereiche eingeteilt werden: Einerseits die geologischen Anwendungen, bei denen die Messtiefe meist wichtiger ist als eine sehr gute Auflösung; hier kommen Antennen mit Frequenzen kleiner oder gleich 500MHz zum Einsatz. Andererseits das Ingenieurwesen sowie zerstörungsfreie Prüf-Anwendungen, bei denen Antennen mit Frequenzen ab 500 MHz verwendet werden, meist im Bereich von 900 MHz bis 1GHz, teilweise bis 2,5GHz (Reynolds, 2011). Heutzutage ist das Georadar eines der am häufigsten eingesetzten geophysikalischen Methoden; die Bandbreite der Anwendungsmöglichkeiten reicht von der geologischen Kartierung über archäologische Untersuchungen bis zu forensischen und umweltbezogenen Untersuchungen (Milsom & Eriksen, 2011).

3.2.3 Grundlagen

Radarwellen unterliegen den Maxwell-Gleichungen (siehe Seite 26), aber es wird für gewöhnlich angenommen, dass die relative magnetische Permeabilität μ des Untergrundes einheitlich ist; somit werden die Reflexion, die Dispersion und die Dämpfung des Radarsignals nur durch Änderungen in der Leitfähigkeit, σ , sowie der relativen elektrischen Permittivität, ϵ , (auch als relative elektrische Feldkonstante bezeichnet; sie definiert die Durchlässigkeit eines Mediums gegenüber einem elektrischen Feld) hervorgerufen (Milsom & Eriksen, 2011).

Das Aus- und Eingangssignal wird in der Regel durch breitbandige Dipolantennen abgestrahlt und empfangen; durch eine hohe Pulsfolge der Sendesignale wird eine quasikontinuierliche profilhafte Messung mit bewegter Antennenanordnung ermöglicht (Knödel et al., 2005).

Der Erfolg von Georadar-Methoden beruht auf der Variabilität des Bodens und der damit einhergehenden Übertragung von Radiowellen (Reynolds, 2011).

Einige Materialien, wie zum Beispiel Polareis, sind nahezu transparent für Radiowellen, während andere Materialien wie wassergesättigter Ton und Meerwasser die Radiowellen in einer Art und Weise absorbieren oder reflektieren, dass sie nahezu undurchlässig für diese sind (Reynolds, 2011).

Bei einem Georadar-System wird im Wesentlichen die Signallaufzeit gemessen; die Auflösung entsteht durch die Fähigkeit des Systems, zwischen 2 Signalen zu unterscheiden, die zeitlich sehr dicht beieinander liegen: Wenn die Pulsbreite sinkt, steigt die Frequenz-Bandbreite; Georadar-Systeme werden dahingehend designt, dass sie Bandbreiten ungefähr im Bereich der Mittelfrequenz haben, da dann die Pulsperiode invers proportional zur Mittelfrequenz ist (Sharma, 1997).

Zwischen der Reichweite (Eindringtiefe) und der Auflösung muss ein Kompromiss gefunden werden: Durch Erhöhung der Frequenz-Bandbreite wird auch die Auflösung erhöht, aber auch die Dämpfung erhöht sich mit höherer Frequenz (Sharma, 1997).

Die Untersuchung des Untergrundes mittels GPR macht sich den Umstand zunutze, dass sich elektromagnetische Felder in den Untergrund ausbreiten und mit ihrer Umgebung interagieren (Annan, 2001). Bei den meisten Georadar-Anwendungen wird ein elektromagnetisches Feld erzeugt, indem elektrischer Strom dazu angeregt wird, in metallischen Strukturen (Antennen) zu fließen; auf ähnliche Art können elektromagnetische Felder durch die elektrischen Ströme, deren Fluss sie auf ähnlichen metallischen Strukturen induzieren, detektiert werden (Annan, 2001).

(Zeitabhängige) elektromagnetische Felder bestehen aus gekoppelten elektrischen und magnetischen Feldern, sie interagieren mit dem jeweiligen Umgebungsmedium (Annan, 2001).

Durch ein elektrisches Feld in einem Material entsteht elektrischer Strom bzw. elektrische Ladung; abhängig von den Materialeigenschaften können sich 2 Arten von Ladung ergeben: gebundene und freie; diese 2 Arten der Ladung führen wiederum zu 2 Arten von Stromfluss, nämlich Verschiebungsstrom und Leitungsstrom (Annan, 2001). In jedem natürlichen Material besteht der elektrische Strom (der als Reaktion auf das Anlegen eines elektrischen Feldes entsteht) aus einer Mischung von Verschiebungsstrom und Leitungsstrom (Annan, 2001).

3.2.4 Ausbreitung und Geschwindigkeit von Radiowellen

Nach Reynolds, 2011, hängt die Geschwindigkeit von Radiowellen in jedwedem Medium von der Lichtgeschwindigkeit im Vakuum ($c=0,3\text{m/Nanosekunde}$), der relativen Dielektrizitätskonstante (ϵ_r) sowie der relativen magnetischen Permeabilität ab; die vollständige Formel für die Geschwindigkeit von Radiowellen in einer Substanz lautet:

$$V_m = \frac{c}{\left\{ \left(\frac{\epsilon_r \mu_r}{2} \right) [(1+P^2)+1] \right\}^{\frac{1}{2}}} \quad (3.13)$$

- c... Lichtgeschwindigkeit im Vakuum;
- ϵ_r ... relative Dielektrizitätskonstante
- μ_r ... relative magnetische Permeabilität

Da die relative magnetische Permeabilität (μ_r) für die meisten Gesteine gegen 1 geht (mit Ausnahme einiger stark magnetischer Gesteine), wird die Radar-Geschwindigkeit vor allem von ϵ_r , der relativen Permittivität, kontrolliert (Sharma, 1997). Näherungsweise kann die Geschwindigkeit von elektromagnetischen Wellen in einem nicht-magnetischen Material durch die Formel $v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$ angegeben werden (Everett, 2013). Die elektromagnetischen Eigenschaften von Materialien stehen in Beziehung zu ihrer Zusammensetzung und ihrem Wassergehalt; diese beiden Faktoren sind auch hauptverantwortlich für die Geschwindigkeit der Ausbreitung von Radiowellen sowie deren Abschwächung (Reynolds, 2011).

3.2.5 Dielektrizitätskonstante und elektrische Leitfähigkeit

Für die meisten trockenen geologischen Materialien wie Sand, Kies und Kristallingesteine liegt die Dielektrizitätskonstante im Bereich zwischen $3 \leq \epsilon_r \leq 8$, bei Wasser hingegen erreicht sie den anormal hohen Wert von $\epsilon_r \sim 81$ aufgrund der hohen Polarisierbarkeit der Wassermoleküle bei Vorhandensein eines elektrischen Feldes, demzufolge haben wasserhaltige Gesteine auch eine wesentlich höhere Dielektrizitätskonstante (Everett, 2013).

Material	Permittivity (ϵ)	Conductivity (σ) (mS m ⁻¹)	Velocity (V) (m ns ⁻¹)	Attenuation constant (α) (dB m ⁻¹)
Air	1	0	0.30	0
Ice	3–4	0.01	0.16	0.01
Fresh water	80	0.05	0.033	0.1
Salt water	80	3000	0.01	1000
Dry sand	3–5	0.01	0.15	0.01
Wet sand	20–30	0.01–1	0.06	0.03–0.3
Shales and clays	5–20	1–1000	0.08	1–100
Silts	5–30	1–100	0.07	1–100
Limestone	4–8	0.5–2.0	0.12	0.4–1
Granite	4–6	0.01–1	0.13	0.01–1
(Dry) salt	5–6	0.01–1	0.13	0.01–1

Tabelle 4: Milsom & Eriksen, 2011: Typische Werte einiger Radarparameter für häufig vorkommende Materialien

Die Reflektion der einfallenden elektromagnetischen Strahlung entsteht durch den Unterschied hinsichtlich der relativen Dielektrizitätskonstante zwischen angrenzenden Schichten; je größer der Kontrast, desto mehr Radiowellen-Energie wird reflektiert (Reynolds, 2011).

Die Geschwindigkeit v ist im Radar-Frequenzbereich 10MHz-2GHz sowohl von der Frequenz als auch von der Leitfähigkeit unabhängig; dies wird auch durch das in Abbildung 29 dargestellte „GPR-Plateau“ deutlich (Everett, 2013).

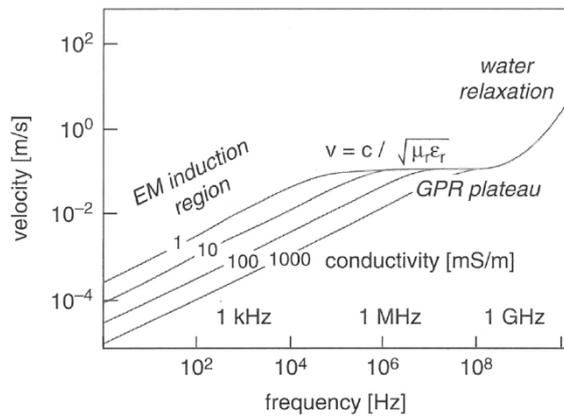


Abb. 29: Everett, 2013: GPR-Wellengeschwindigkeit als eine Funktion der Frequenz

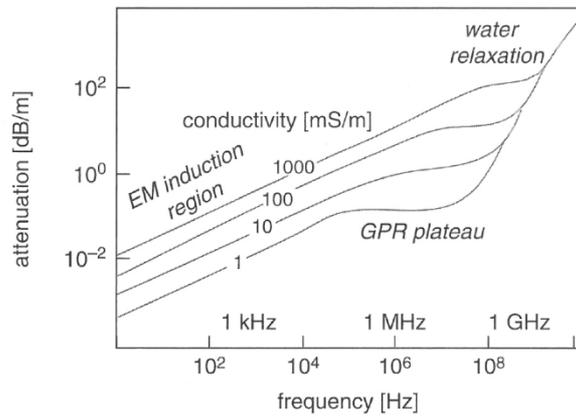


Abb. 30: Everett, 2013: GPR-Dämpfung als eine Funktion der Frequenz

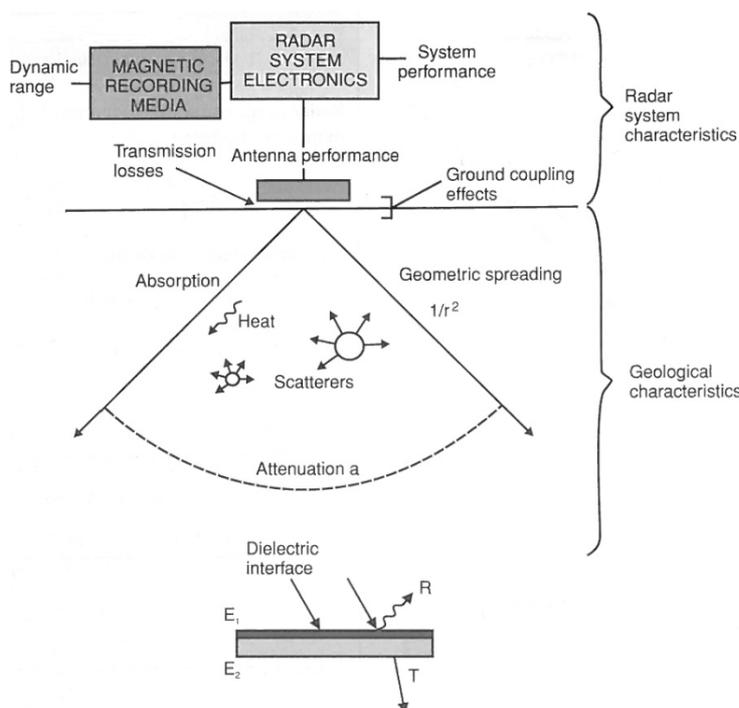
Ein Anstieg der Dämpfung hat für gewöhnlich die stärksten Auswirkungen, da viele GPR-Anwendungen bereits nahe zum Dämpfungslimit arbeiten und jede weitere Zunahme zwischen Erfolg und Misserfolg entscheiden kann (Annan, 2001).

Für den oben genannten Anstieg sind nach Annan, 2001, 2 Faktoren hauptverantwortlich: Einerseits das Vorhandensein von Wasser, andererseits Streuverluste.

3.2.6 Energieverluste und Dämpfung

Wie auch auf Seite 39 erwähnt, hängt die Geschwindigkeit von Radarwellen im Untergrund von der Dielektrizitätskonstante ϵ_r ab, die Abschwächung vor allem von der elektrischen Leitfähigkeit Ω ; somit beeinflussen beide Größen die Ausbreitung von Radarwellen unterschiedlich (Everett, 2013). Auf untenstehender Abbildung aus Reynolds, 2011, sind die Faktoren dargestellt, die zu einer Verminderung der Signalstärke bei der Ausbreitung der Radarwellen durch den Untergrund führen. Energieverluste treten immer dann auf, wenn Radarwellen eine Grenze passieren und sind eine Konsequenz von Reflexions-/Transmissions-Verlusten (Reynolds, 2011).

Weiters kommt es zu willkürlich verteilter Streuung (scattering), wenn Objekte im Untergrund



vorhanden sind, deren Größenordnung gleich der Wellenlänge des Radarsignals ist (Reynolds, 2011).

Rayleigh-Streuung tritt bei Objekten auf, die kleiner als die Wellenlänge sind und verursacht ein Rauschen (Reynolds, 2011).

Radarwellen werden an Diskontinuitäten reflektiert, außerdem kommt es zur Beugung (Diffraktion), wenn sie auf räumliche Gradienten der lokalen Dielektrizitätskonstante treffen (Everett, 2013). Zusätzlich zu Verlusten an Grenzflächen durch Reflexion/Transmission geht Energie auch durch Absorption verloren, indem elektromagnetische Energie in Wärme umgewandelt wird (Reynolds, 2011).

Abb. 31: Reynolds, 2011: Vorgänge, die zu einer Reduktion der Signalstärke führen

Dieser Effekt wird nach Milsom & Eriksen, 2011, auch als Ohmsche Dissipation bezeichnet und kann womöglich so stark sein, dass die Signalamplituden unter detektierbare Werte fallen (Milsom & Eriksen, 2011). Nach Tipler & Mosca, 2007, versteht man unter dissipativen Effekten die irreversible Umsetzung von mechanischer Energie in thermische Energie.

Ein weiterer Grund für Energieverluste ist nach Reynolds, 2011, die geometrische Verteilung der Energie; das Radarsignal wird in einem Strahl mit einem Kegelwinkel von 90° ausgesandt und verliert bei seiner Ausbreitung $1/r^2$ an Energie pro Flächeneinheit, wobei r die zurückgelegte Distanz ist. Die exponentielle Abnahme (der elektromagnetischen Welle) wird durch die Dämpfungskonstante bestimmt, die in den meisten Materialien ungefähr proportional zur Frequenz und der Konduktivität ist sowie -sofern sich dieser Wert stark von dem im Vakuum unterscheidet- von der magnetischen Permeabilität (Milsom & Eriksen, 2011).

Wenn einem schwingungsfähigen System während der Schwingung Energie entzogen wird, verringert sich die Amplitude im Lauf der Zeit; in der Mechanik wird dieser Energieverlust durch zum Beispiel Reibung, bei elektromagnetischen Schwingungen durch ohmsche Verluste oder Ummagnetisierungsverluste verursacht (Böge, 2007). Die Amplitude nimmt aufgrund dieser Verluste ab und die Ausschläge werden immer kleiner; sofern die Verluste proportional zur Geschwindigkeit (oder zum elektrischen Strom) sind, kann für die e-Funktion der Amplituden-Abnahme eine Zeitkonstante festgelegt werden, die angibt, zu welchem Zeitpunkt die Amplitude auf den Wert $1/e = 0,3678 \approx 37\%$ gefallen ist (Böge, 2007). Dieser Wert wird auch als Eindringtiefe $[\delta]$ bezeichnet und ist umgekehrt proportional zum Dämpfungsfaktor (Reynolds, 2011). So wie auch bei anderen elektromagnetischen Wellen wird die Tiefe, bei welcher sich die Amplitude des Signals um $1/e$ (oder 37%) des Ausgangswertes verringert, als Eindringtiefe bezeichnet (Reynolds, 2011).

Das Wassermolekül ist von allen natürlich vorkommenden Materialien das mit Abstand am stärksten polarisierbare Material (mit anderen Worten hat es eine sehr hohe Permittivität) (Annan, 2001). Je stärker die Frequenz steigt, desto mehr Energie absorbiert das Wassermolekül, bis hin zur Relaxationsfrequenz von einigen GHz (abhängig von der Temperatur und der Bodenbindung des Wasser; sogar bei einer Frequenz von 500MHz können Verluste durch Wasser in ansonsten verlustarmen Materialien auftreten (Milsom & Eriksen, 2011).

3.3 Seismik

Nach Sharma, 1997, werden seismische Methoden im Allgemeinen in 2 Hauptbereiche unterteilt, abhängig von der Energiequelle der seismischen Wellen: Erstens die (Erdbeben-)Seismologie, zweitens die (Explosions-)Seismik. Die Seismologie liefert vor allem Informationen bezüglich der physikalischen Eigenschaften und des Aufbaues des Erdinneren, weitere wichtige Gebiete sind Untersuchungen bezüglich der Magnitude von Erdbeben, die Abschätzung seismischer Gefährdungen, die Vorhersage von Erdbeben und dadurch auch die Abschwächung von Schäden (Sharma, 1997).

Da die Seismologie in der vorliegenden Masterarbeit nicht zur Anwendung kam, erfolgt keine weitere Beschreibung dieses Teilgebietes der Geophysik.

Die Seismik verwendet im Prinzip dieselbe Art von Messungen wie die Seismologie, allerdings ist die Energiequelle kontrolliert sowie beweglich und die Distanzen zwischen der Energiequelle und den Aufnahmepunkten sind relativ klein (Telford et al., 1990). Das Einsatzgebiet der Seismik (die in Reflexions- und Refraktionsmethoden unterteilt wird, Erklärung folgt auf Seite 47) umfasst Untersuchungen des Krustenbaues, der geologischen Korrelation von geschichteten Sequenzen, Kartierungen von Strukturen in der obersten Kruste sowie die Exploration von Kohlenwasserstoffen, weitere Anwendungen sind Grundwasserspiegel-Ermittlungen, die Untersuchung von wasserführenden Bruchzonen, Höhlen und Dolinen sowie die Abgrenzung von Störungen und Verwerfungen (Sharma, 1997).

Seit den 1980er Jahren gab es eine starke Verschiebung hin zu Untersuchungen mit hochauflösender Reflexionsseismik in flachen Untersuchungstiefen, also weniger als 200 Meter,

meist sogar weniger als 50 Meter (Reynolds, 2011).

Seismische Methoden sind die effektivsten und teuersten aller geophysikalischen Techniken, die zur Untersuchung geschichteter Medien eingesetzt werden (Milsom & Eriksen, 2011). Nach Parasnis, 1997, liegt die Bedeutung seismischer Methoden vor allem in dem Umstand, dass die Daten -bei guter Bearbeitung- detailliertere Interpretationen erlauben als alle anderen Methoden.

Bei seismischen Feldmessungen erfolgt eine Anregung seismischer Energie (beziehungsweise elastischer Wellen) zur Durchschallung des Untergrundes mithilfe seismischer Quellen (Sprengstoff, Fallgewicht, Vibrator), das resultierende seismische Untergrund-Echo kann gleichzeitig von vielen Geophonen (Erschütterungsaufnehmern) aufgezeichnet werden (Knödel et al., 2005). Seismische Explorationsmethoden basieren somit auf der Erzeugung und Beobachtung von seismischen Wellen im Untergrund, die an Grenzflächen im Untergrund reflektiert, gebeugt oder gestreut werden (Knödel et al., 2005). Grenzflächen ergeben sich bei einem Wechsel der Gesteinsart, einer Störungsfläche oder auch anthropogenen Einlagerungen im Erdreich wie Fundamente, Tanks, etc. (Knödel et al., 2005).

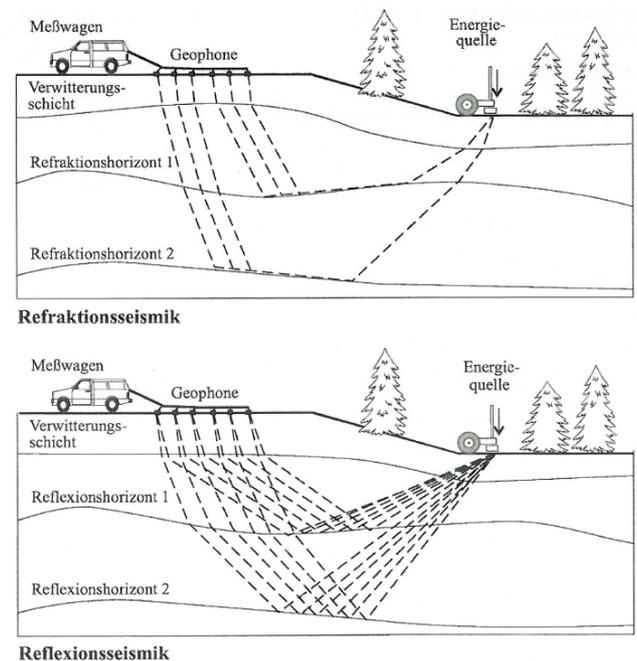


Abb. 32: Messprinzip von Refraktions- und Reflexionsseismik; aus Knödel et al., 2005

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen ist materialspezifisch, daher kann über eine Bestimmung der Wellengeschwindigkeiten im Untergrund sowie einer Messung der Laufzeiten von zum Beispiel reflektierten seismischen Welleneinsätzen (seismisches Echo) ein Untergrundmodell erstellt werden, das Struktur und Material der geologischen Schichten widerspiegelt (Knödel et al., 2005).

Nach Abschluss der Messungen werden die Seismogramme (die Aufzeichnungen der einzelnen Geophone) zu seismischen Sektionen zusammengefasst, sie liefern letztendlich ein Abbild des Untergrundes (Knödel et al., 2005).

3.3.1 Entwicklung

Die Grundlage für die Entwicklung der Seismik war die Seismologie (Erdbebenkunde), durch die instrumentelle Entwicklung zur Registrierung von Erdbeben im 19. Jahrhundert wurde die Beobachtung kleiner Bodenbewegungen weit entfernter Erdbeben ermöglicht (Knödel et al., 2005). 1846 wurde erstmals eine künstliche Energiequelle in einem seismischen Experiment von Robert Mallet, einem irischen Physiker, verwendet; er war es auch, der erstmals den Begriff der Seismologie einführte (Reynolds, 2011). Weiter passierten nach Reynolds, 2011, wesentliche Entwicklungen in der Refraktionsseismik (Erklärung folgt auf Seite 47) während des ersten Weltkrieges durch die Alliierten und Deutschland, speziell durch Ludgar Mintrop; es wurde vor allem versucht, den Standort schwerer Artillerie über die Wellen, die beim Rückstoß entstanden, herauszufinden. So wie bei allen anderen geophysikalischen Methoden auch führte der Zweite Weltkrieg zu Weiterentwicklungen, wodurch die Brauchbarkeit der verschiedenen seismischen Methoden erhöht wurde; durch die gewaltigen Fortschritte hinsichtlich der Rechenleistung von Computern wurde eine schnelle und zuverlässige Datenprozessierung möglich, außerdem erschlossen sich Möglichkeiten zur seismischen Modellierung (Reynolds, 2011).

3.3.2 Elastizitätstheorie

Die Fortpflanzung von mechanischer Energie im Untergrund besteht größtenteils aus elastischen Wellen; die wesentliche Eigenschaft eines elastischen Körpers ist, dass er umgehend in seinen undeformierten Ausgangszustand zurückgeht, sobald die mechanische Kraft, die seine Größe und/oder Form verändert hat, verschwunden ist (Everett, 2013).

Die Seismologie und die Seismik nutzen die Ausbreitung elastischer Wellen zur Erkundung des Untergrundes; die Bewegungsgleichungen für ein elastisches Kontinuum werden in der Elastizitätstheorie abgeleitet (Knödel et al., 2005). Nach Leisi, 1996, versteht man unter einem elastischen Kontinuum eine Idealisierung mit unendlich vielen Freiheitsgraden, alle physikalischen Systeme besitzen hingegen eine atomare Struktur mit einer endlichen Zahl an Atomen. Die Eigenschaft der Elastizität von Mineralen und Gesteinen ist vor allem auf die Abstoßungskräfte im atomaren Gitterverband zurückzuführen (Berckhemer, 1997).

Durch das Aufbringen einer Kraft auf die äußere Fläche eines Festkörpers kann dessen Größe und Form verändert werden (Telford et al., 1990). Den äußeren Kräften stehen innere Kräfte gegenüber, die versuchen, diesen Größen- und Formänderungen zu widerstehen; infolgedessen versucht der Körper, wieder seinen Ausgangszustand einzunehmen, sobald die äußeren Kräfte verschwunden sind (Telford et al., 1990).

Eine verzögerte Rückkehr in den Ausgangszustand wird als Viskoelastizität bezeichnet; jede permanente (irreversible) Deformation eines Körpers, wie beispielsweise duktile Deformation oder sprödes Versagen, ist ein Maß für die Inelastizität eines Körpers (Everett, 2013).

Viele Substanzen, auch Gesteine, können als perfekt elastisch angesehen werden, vorausgesetzt es handelt sich um kleine Deformationen, wie es bei seismischen Wellen zutrifft (Ausnahme: nahe der seismischen Quelle) (Telford et al., 1990). Signifikante permanente Deformation der Bodenoberfläche tritt zum Beispiel in der Nähe von seismischen Störungen wie Erdbeben auf (Everett, 2013).

Die wesentlichen Größen der Elastizitätstheorie sind Spannungen (engl. stress; σ) und Dehnungen (engl. strain; ϵ); die Spannung σ [Pa oder N/m²] ist definiert als das Verhältnis von der angewandten Kraft [N] zur Fläche [m²], auf die die Kraft wirkt (Everett, 2013).

Wirkt die Kraft senkrecht auf die Fläche, entstehen dadurch *Normalspannungen*, bei tangentialer Wirkung der Kraft resultieren daraus *Scherspannungen* (Telford et al., 1990). Als *Dehnungen* werden Änderungen hinsichtlich der Größe und Form eines Körpers im Verhältnis zur Belastung bezeichnet (Everett, 2013).

3.3.3 Elastische Parameter

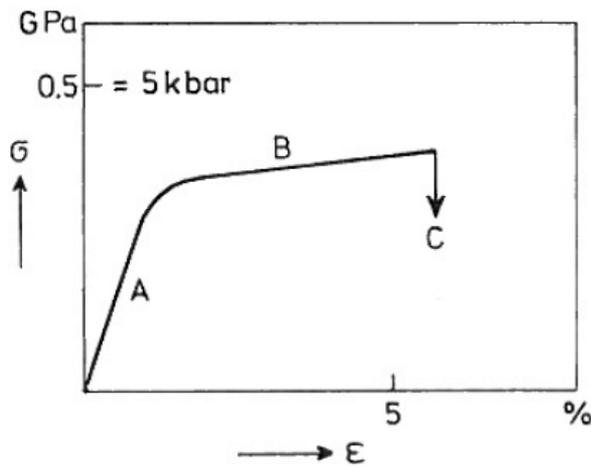
Für die sehr kleinen Dehnungen, die bei oberflächennaher Seismologie relevant sind, liefert das Hookesche Gesetz eine gute, idealisierte Beschreibung (Everett, 2013). Nach Knödel et al., 2005, definiert es die lineare Beziehung zwischen Spannung (σ) und Dehnung (ϵ), wobei E den Elastizitätsmodul (ein Maß für den Widerstand gegen elastische Verformung) beschreibt.

$$\epsilon = \frac{1}{E} * \sigma \quad (3.14)$$

Die Dehnung ist eine relative Längenzunahme mit positivem Vorzeichen, definiert als $\epsilon = \frac{\Delta l}{l}$, wobei l die ursprüngliche Länge darstellt und Δl die Längenänderung (Knödel et al., 2005).

Der Elastizitätsmodul E (oder auch Youngscher Modul), (Einheit: N/mm²) charakterisiert, grob gesagt, ein steifes Material, wenn er einen hohen Wert aufweist und ein flexibles Material bei kleineren Werten (Everett, 2013).

Das Hookesche Gesetz ist allerdings nicht unbegrenzt gültig, sondern nur bis zu einem elastischen Limit; sobald dieses überschritten wird, gilt das Gesetz nicht mehr, die Dehnungen nehmen schneller zu und verschwinden auch nach Entfernen der Spannung nicht vollständig (Telford et al., 1990). Dieser Sachverhalt ist in untenstehender Abbildung aus Berckhemer, 1997, dargestellt:



Anfänglich befindet sich das Material im linearen Elastizitätsbereich (und ist somit durch das Hookesche Gesetz beschreibbar), bei Erhöhung der Belastung beginnt die Gesteinsprobe irreversibel durch plastisches Fließen nachzugeben (B), bis es schließlich zum Bruch (C) kommt (Berckheimer, 1997).

- A linear elastischer Bereich
- B plastische Deformation
- C Bruch

Abb. 33: Spannungs-Dehnungs-Diagramm; aus Berckheimer, 1997

Einen guten Überblick über elastische Parameter bietet nachfolgende Tabelle aus Knödel et al., 2005:

Belastungsform	Modul	Symbol
Dehnung	Elastizitätsmodul	E
Scherung	Schubmodul, Schermodul	$G = \mu$
Allseitige Kompression	Kompressionsmodul	K
Querdehnung	Poisson-Zahl	ν
	Lamé-Parameter	λ, μ

Tabelle 5: Elastische Parameter, aus Knödel et al., 2005

3.3.4 Arten seismischer Wellen

Seismische Wellen (die aus winzigen Paketen elastischer Dehnungsenergie bestehen) entfernen sich von der seismischen Quelle mit Geschwindigkeiten, die von den Elastizitätsmoduln und den Dichten der Medien, die sie durchqueren, abhängig sind (Reynolds, 2011).

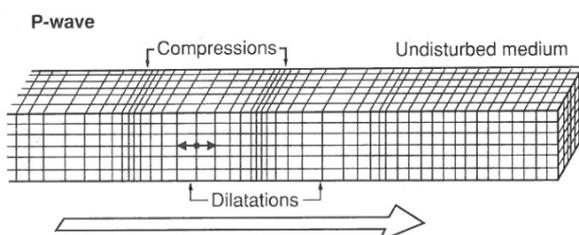
Es gibt 2 Hauptarten seismischer Wellen:

- 1.) Raumwellen
- 2.) Oberflächenwellen

daneben findet man für einige Anwendungen noch elektromagnetische Leitungswellen, die sich durch totale innere Reflexion innerhalb einer Begrenzung aus Schichten mit höheren seismischen Geschwindigkeiten bewegen, wie zum Beispiel Kanal- oder Flözwellen (Reynolds, 2011).

Ad 1.) Raumwellen:

a) P-Wellen (Primär-, Longitudinal-, Längs-, Kompressionswellen):



Bei der Kompressionswelle erfolgt die Teilchenbewegung in Ausbreitungsrichtung (daher auch die Bezeichnung Longitudinalwelle), das durchlaufene Medium erfährt eine Verkürzung und Dehnung (Knödel et al., 2005).

Abb. 34: P-Welle; aus Reynolds, 2011

b) S-Wellen (Sekundär-, Transversal-, Scher-, Schubwellen):

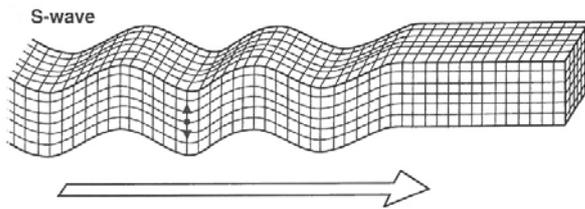


Abb. 35: S-Welle; aus Reynolds, 2011

Die Partikel des Mediums bewegen sich im rechten Winkel zur Richtung der Wellenausbreitung; in Flüssigkeiten und Gasen erfolgt keine Ausbreitung (Parasnis, 1997). Nach Milsom & Eriksen, 2011, beträgt die S-Wellengeschwindigkeit in konsolidierten Gesteinen ungefähr die Hälfte der P-Wellengeschwindigkeit, geringfügig abhängig von der Ebene, in der die Partikel vibrieren.

Ad 2.) Oberflächenwellen:

Die vorhin genannten Raumwellen treten nur in einem infiniten, homogenen, isotropen Medium auf; sobald das Medium aber nicht infinit in jede Richtung ist, entstehen andere Arten von Wellen, genannt Oberflächenwellen (Telford et al., 1990). Diese Wellen breiten sich nur entlang der freien Oberfläche eines elastischen Festkörpers aus; sie kommen später als die P- und S-Wellen an, da ihre Geschwindigkeiten niedriger als die von Raumwellen sind (Sharma, 1997).

Die Amplitude der Bodenbewegung klingt nach unten rasch (exponentiell) ab, sie beträgt in Tiefen von der Größe der Wellenlänge nur noch wenige Prozent des Wertes an der Oberfläche, daher auch der Name „Oberflächenwellen“ (Berckhemer, 1997).

Nach Berckhemer, 1997, werden die Oberflächenwellen in der Seismik als störender „ground roll“ zusammengefasst, der aufnehmerseitig durch geeignete Maßnahmen unterdrückt werden muss. Mittlerweile finden sich nach Milsom & Eriksen, 2011, aber Anwendungen für Untersuchungen von flachen Untergründen.

Nach Sharma, 1997, existieren 2 Arten von Oberflächenwellen in Feststoffen:

- a) Rayleigh-Wellen
- b) Love-Wellen

a) Rayleigh wies 1885 erstmals theoretisch nach, dass sich an der Oberfläche eines homogenen elastischen Halbraumes eine Welle ausbreiten kann, die mit einer Wasserwelle äußerlich starke Ähnlichkeit hat (Berckhemer, 1997).

Die Ähnlichkeit ist bei der Betrachtung der Bewegungsbahn eines Punktes an der Oberfläche einer senkrecht stehenden Ellipse, die in Wellenausbreitungsrichtung orientiert ist, erkennbar: Im Falle der Wasserwelle wird die Ellipse prograd (also im oberen Scheitelpunkt in Ausbreitungsrichtung), im Falle der Rayleigh-Welle retrograd (entgegen der Ausbreitungsrichtung) durchlaufen die Rayleigh-Welle kann formal aus P- und S-Anteilen aufgebaut werden (Berckhemer, 1997). Rayleigh-Wellen bewegen sich entlang der freien Oberfläche der Erde mit Amplituden, die exponentiell mit der Tiefe abnehmen, die Partikelbewegung verläuft -in Bezug zur Erdoberfläche- retrograd innerhalb einer Vertikalebene, weiters können sich Rayleigh-Wellen nur durch ein festes Ausbreitungsmedium bewegen, nachdem Scherung beteiligt ist (Reynolds, 2011).

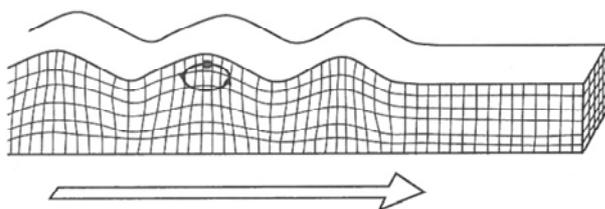


Abb. 36: Rayleigh-Welle; aus Reynolds, 2011

b) Love-Wellen (nach dem englischen Mathematiker A.E.H. Love) können nach Berckhemer, 1997, nur in einer geschichteten Erde auftreten; es handelt sich um eine in der Horizontalebene schwingende S-Welle, die zwischen Erdoberfläche und Schichtgrenze vielfach hin- und her reflektiert wird. Im Gegensatz zu den Rayleigh-Wellen (die sich entlang der Oberfläche eines homogenen Feststoffes ausbreiten) können Love-Wellen nur bei nicht-homogenen Materialien auftreten, also wenn eine Oberflächenschicht mit niedriger Geschwindigkeit über einem Stoff mit höherer Geschwindigkeit liegt (Sharma, 1997). Die Bewegung der Partikel findet rechtwinkelig zur Wellenausbreitungsrichtung, aber parallel zur Oberfläche statt; somit handelt es sich um polarisierte Scherwellen (Reynolds, 2011).

Ähnlich zur Rayleigh-Welle kann die Dispersion der Love-Welle auch zur Erkennung des Schichtaufbaus genutzt werden, allerdings ist die Auswertung von Love-Wellen zum Studium oberflächennaher Schichten wesentlich weniger verbreitet als die von Rayleigh-Wellen, da sie die Erzeugung von S-Wellen voraussetzt und die meisten seismischen Quellen konstruktiv auf die Erzeugung von P-Wellen ausgelegt sind (Knödel et al., 2005).

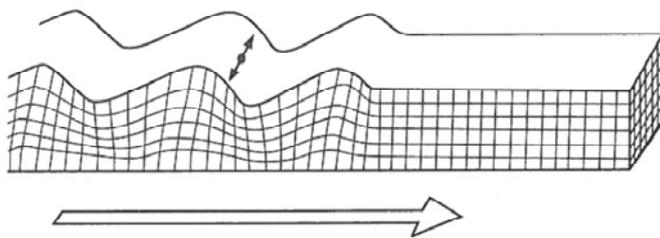


Abb. 37: Love-Welle; aus Reynolds, 2011

3.3.5 Die Geschwindigkeit seismischer Wellen

Die seismische Geschwindigkeit ist eine Funktion der Dichte des Gesteins sowie der elastischen Eigenschaften des jeweiligen Materials (Sharma, 1997). Im Allgemeinen ist die Geschwindigkeit in kristallinen und magmatischen Gesteinen größer als in Sedimentgesteinen; in diesen erhöht sie sich tendenziell mit der Versenkungstiefe und dem geologischen Alter (Parasnis, 1997).

Bei oberflächennaher Geophysik sind die starken Geschwindigkeitsunterschiede zwar auch teilweise auf die Variationen der Lithologie zurückzuführen, aber wichtiger ist im Allgemeinen die Regel, dass ungesättigte, unkonsolidierte, verwitterte, geklüftete, nicht gefrorene und heterogene Geomaterialien niedrigere seismische Geschwindigkeiten haben als Geomaterialien mit gegensätzlichen Eigenschaften (Everett, 2013). Weiters wird nach Everett, 2013, bei vielen praktischen Anwendungen versucht, die Durchschnitts-Geschwindigkeit von Material-Mischungen wie zum Beispiel fluidhaltigen oder tonhaltigen Sedimenten in Verbindung mit Festgesteinen zu ermitteln. Da sich S-Wellen nicht in Fluiden ausbreiten können, weist zum Beispiel ein Schwemmlandboden immer dieselben S-Wellen-Geschwindigkeiten auf, egal ob er trocken oder wassergesättigt ist; andererseits verändert sich die Geschwindigkeit von P-Wellen im Vergleich von trockenem zu wassergesättigtem Schwemmlandboden, da sich dieser Wellentyp sowohl in der Matrix des Bodens als auch im interstitiellen Wasser ausbreiten kann (Sharma, 1997). Somit kann die Kombination von P- und S-Wellen auch sehr gut dafür verwendet werden, den Grundwasserspiegel von anderen geologischen Besonderheiten zu unterscheiden (Sharma, 1997). In geschichteten Formationen zeigen seismische Geschwindigkeiten oft eine Anisotropie: In Schiefergesteinen kann die Geschwindigkeit entlang der Ablagerungsrichtung rund 10-20% größer sein als in der dazu senkrechten Richtung, außerdem hängt die Geschwindigkeit seismischer Wellen in Sedimentgesteinen auch vom Grad der Kompaktion (und somit der Versenkungstiefe) sowie dem Lithifikationsgrad ab (Sharma, 1997).

Die folgende Tabelle nach Everett, 2013, dient als Orientierungshilfe für die Geschwindigkeit von P-Wellen:

	Velocity [m/s]		Velocity [m/s]
Air	330	Sandstone	1500-4500
Water	1450	Clay	1100-2500
Ice	3000-4000	Limestone	2500-6500
Sand (dry)	200-800	Granite	3600-7000
Sand (saturated)	800-1900	Basalt	5000-8400

Tabelle 6: Geschwindigkeiten seismischer Kompressionswellen; eigene Darstellung; Daten entnommen aus Everett, 2013

3.3.6 Reflexions- und Refraktionsseismik

Wenn eine seismische Welle auf die Grenzfläche zwischen 2 elastischen Medien trifft, wird die Energie teils reflektiert, teils in das zweite Medium transmittiert beziehungsweise refraktiert; die Menge an reflektierter Wellenenergie ist abhängig vom akustischen Impedanzkontrast und vom Einfallswinkel, unter dem die einfallende Welle auf die Grenzfläche trifft (Sharma, 1997). Das Reflexionsgesetz ist einfach: Der Reflexionswinkel ist gleich dem Einfallswinkel, die Refraktion ist darauf zurückzuführen, dass die Wellenfronten in Medien mit verschiedenen Geschwindigkeiten unterschiedlich schnell expandieren; dieser Sachverhalt kann durch das **Snellius-Gesetz** dargestellt werden, welches den Einfallswinkel und die Refraktion zu den seismischen Geschwindigkeiten in Beziehung setzt (Milsom & Eriksen, 2011).

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2} \quad (3.15)$$

V_1, V_2 Geschwindigkeit 1 & 2
 $\sin i, \sin r$: Einfallswinkel und Reflexionswinkel

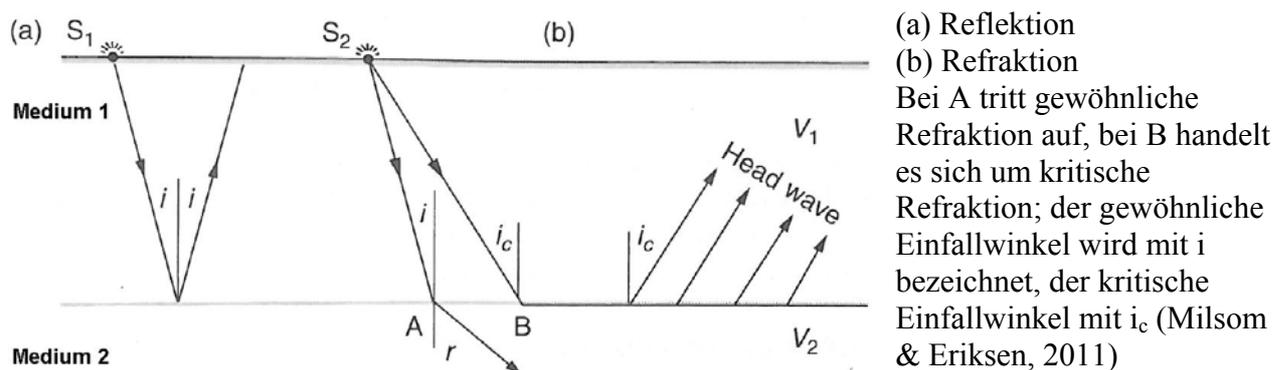


Abb. 38: Reflexion, Refraktion und Kopfwellen; modifiziert übernommen aus: Milsom & Eriksen, 2011

Die seismische Geschwindigkeit ist eine Funktion der Dichte des Gesteins sowie der elastischen Eigenschaften des jeweiligen Materials (Sharma, 1997), siehe auch Seite 46; somit entstehen die unterschiedlichen Geschwindigkeiten auch durch die unterschiedlichen Dichten der beiden Medien. Falls V_2 größer als V_1 ist, wird die Refraktion in Richtung der Grenzfläche stattfinden, wenn $\sin i$ gleich groß wie V_1/V_2 ist, wird der refraktierte Strahl parallel zur Grenzfläche verlaufen und ein

Teil seiner Energie wird in Richtung der Oberfläche in Form einer Wellenfront namens Kopfwelle (oder Mintrop-Welle) zurückkehren (Milsom & Eriksen, 2011).

Die Kopfwelle verlässt die Grenzfläche unter dem ursprünglichen Einfallswinkel (Milsom & Eriksen, 2011).

Meist werden bei der Reflexionsseismik P-Wellen eingesetzt, deren Einfallswinkel fast senkrecht steht, dadurch können die reflektierten Wellenimpulse fast vertikal aufgezeichnet werden (Sharma, 1997).

Der Reflexionskoeffizient R_c ist der Quotient aus der Amplitude der reflektierten Welle zur Amplitude der einfallenden Welle, bei senkrechtem Einfallen der P-Wellen kann er wie folgt angegeben werden (Sharma, 1997):

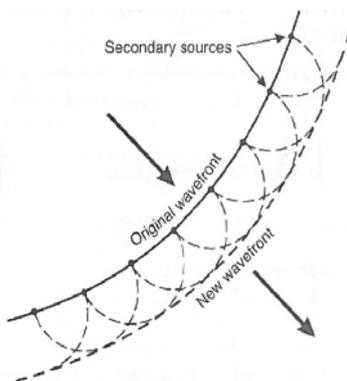
$$R_c = \frac{A_R}{A_i} = \frac{(\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1)}{(\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1)} \quad (3.16)$$

V_1, V_2 Seismische Geschwindigkeit

A_r, A_i Amplitude der reflektierten / einfallenden Welle

ρ_1, ρ_2

Der Reflexionskoeffizient ist demzufolge vom akustischen Impedanzkontrast auf beiden Seiten der Grenzfläche (siehe Abbildung 38) abhängig: Für den Fall, dass $\rho_1 V_1 > \rho_2 V_2$ zutrifft, ist der Reflexionskoeffizient negativ, die reflektierte Welle würde eine Phasenumkehr aufweisen; eine Verdichtungswelle würde als Verdünnungswelle reflektiert werden und umgekehrt (Sharma, 1997). Sowohl Dichte als auch Geschwindigkeit nehmen normalerweise mit steigender Tiefe zu, somit trifft der Fall $\rho_2 V_2 > \rho_1 V_1$ zu, also ergibt sich ein positiver Reflexionskoeffizient ohne Phasenumkehr (Sharma, 1997).



Das *Huygens-Prinzip* ist für das Verständnis der Ausbreitung seismischer Wellen durch geschichteten Untergrund von entscheidender Bedeutung (Reynolds, 2011).

Es besagt, dass jeder Punkt einer Wellenfront als Ausgangspunkt für eine neue Welle betrachtet werden kann; die zukünftige Position der Wellenfront kann durch die Ausbreitung von sphärischen Wellen von allen Punkten der momentanen Wellenfront bestimmt werden (Everett, 2013).

Abb. 39: Reynolds, 2011: Ausbreitung einer Wellenfront entsprechend dem Huygenschen Gesetz

Augustin Fresnel (1788-1827) modifizierte das Huygens'sche Prinzip, da dieser ignorierte, dass es auch Wellen in Rückwärtsrichtung geben muss, wenn jeder Punkt einer Wellenfront der Ausgangspunkt einer neuen Elementarwelle ist (Tipler & Mosca, 2007).

Nach Fresnel kann die neue Wellenfront aus der alten Wellenfront durch die Überlagerung von Elementarwellen unter Berücksichtigung ihrer relativen Amplituden und Phasen ermittelt werden (Tipler & Mosca, 2007).

Kirchhoff konnte außerdem beweisen, dass das Huygens-Fresnel'sche Prinzip aus der Wellengleichung ableitbar ist und dass die Intensität jeder Elementarwelle vom Winkel abhängig ist und bei zurücklaufenden Wellen null ist (Tipler & Mosca, 2007).

3.3.7 Diffraktion

Seismische Energie folgt aber noch andern Bahnen als jenen, die durch das Snellius-Gesetz beschrieben werden: Immer dann, wenn eine Welle auf einen Untergrund-Bestandteil trifft, dessen Krümmungsradius ähnlich oder kleiner als derjenige der Wellenlänge ist, treffen die gewöhnlichen Gesetze von Reflektion und Refraktion nicht mehr zu -in diesem Fall wird die Energie eher diffraktiert als reflektiert oder refraktiert (Telford et al., 1990).

Da seismische Wellenlängen im Verhältnis zu geologischen Dimensionen relativ groß sind (oft 100m oder mehr), spielt die Diffraktion eine wesentliche Rolle (Telford et al., 1990).

Die Ursache für die Entstehung von Diffraktion kann am besten mit dem Huygenschen Prinzip der sekundären Wellenfronten erklärt werden; das Objekt, das die Diffraktion verursacht, dient als sekundäre Wellen-Quelle (Reynolds, 2011). Von dieser sekundären Quelle breiten sich die Wellen sphärisch aus und können so in Bereiche gelangen, in denen der Wellentheorie zufolge keine Signale auftreten sollten, wie zum Beispiel die Schattenzone in untenstehender Abbildung (Reynolds, 2011).

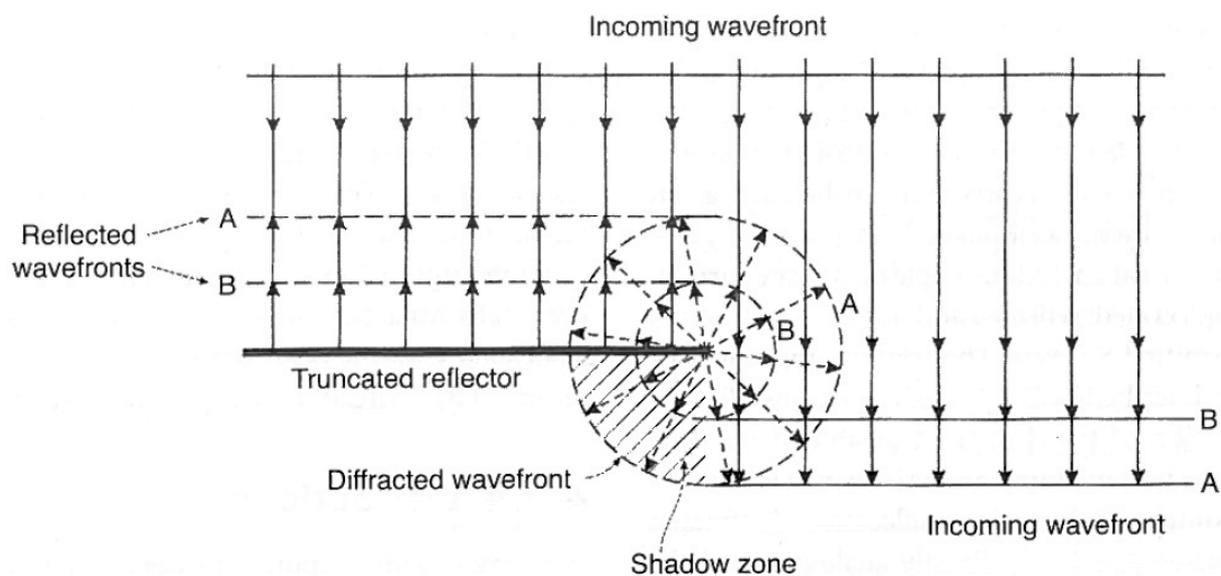


Abb. 40: Reynolds, 2011: Diffraktierte Wellenfronten, die aus einem abgeschnittenen Reflektor resultieren

3.3.8 Seismische Quellen

Abhängig vom Erkundungsziel und der Art und Anlage der seismischen Untersuchung erfolgt die Anregung seismischer Energie an der Erdoberfläche, in Bohrungen oder auch im Wasser (Knödel et al., 2005).

Das Ziel jedweder seismischen Quelle ist, ein Signal im Untergrund zu erzeugen, das ausreichende Tiefenwirkung sowie eine ausreichende Auflösung hat, um den Untergrund abzubilden (Reynolds, 2011).

Nach Knödel et al., 2005, sind die Kennwerte einer seismischen Quelle:

- .) **Energie:** In Verbindung mit der Ankoppelung der Quelle an den Untergrund die maximal erreichbare Erkundungstiefe
- .) **Frequenzspektrum des Quellsignals:** Es entscheidet über das Auflösungsvermögen von Untergrundstrukturen (je breitbandiger das Spektrum und je höher die obere Frequenzgrenze liegt, desto besser ist das Auflösungsvermögen)
- .) **Abstrahlcharakteristik:** beschreibt die Richtungsabhängigkeit für die räumliche Ausbreitung der angeregten elastischen Wellen am Quellpunkt

Für die Wirksamkeit einer seismischen Quelle ist außerdem die Bodenbeschaffenheit am Einsatzort wesentlich; der anstehende Gesteinstyp, die Mächtigkeit der Verwitterungsschicht und die Grundwassersituation beeinflussen Stärke und Form des Quellsignals wesentlich (Knödel et al., 2005).

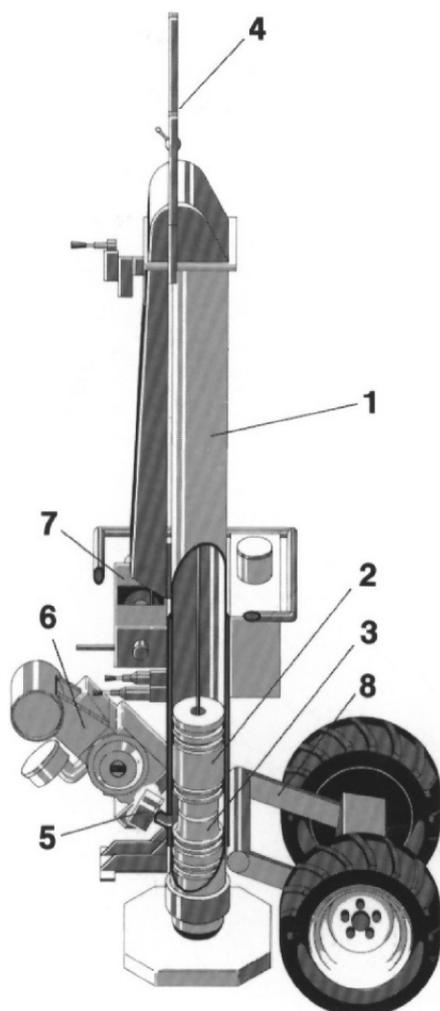
Allgemein gibt es 3 Arten seismischer Quellen: **Impakt**, **Impuls** und **Vibrator** (Reynolds, 2011). Bei Impaktquellen wird das seismische Signal durch einen Aufprall erzeugt; die verwendeten Utensilien reichen von einem Vorschlaghammer bis zu mehreren Tonnen schweren Fallgewichten (Reynolds, 2011).

Impulsquellen liefern ein impulsförmiges Signal mit relativ hoher Energie, aber kurzer Dauer. Dazu zählt einerseits Sprengstoff, der in rund 40% der Landseismik eingesetzt wird, daneben existieren aber auch noch viele Nicht-explosive Quellen wie Wasser- und Luftkanonen (Reynolds, 2011).

Vibrationsquellen strahlen ein zeitlich begrenztes kontinuierliches Signal mit relativ niedriger Leistung in den Boden ab, nach der Registrierung ist -im Gegensatz zu Impulsquellen- noch eine Korrelation nötig, um das zeitlich gestreckte Quellsignal rechnerisch zu einem Impuls zusammenzuziehen (Knödel et al., 2005).

Bei den im Zuge dieser Masterarbeit durchgeführten seismischen Messungen wurden 2 unterschiedliche (Impakt-)Quellen zur Erzeugung des seismischen Signals verwendet: Zum einen ein Vorschlaghammer, zum anderen ein Gerät namens „VakImpak“.

Bei der VakImpak handelt es sich um einen hydraulischen Hammer, laut dem technischen Datenblatt der Firma Pöyry Infra GmbH wird die seismische Energie durch ein vakuumunterstütztes Fallgewicht erzeugt; der Einsatzbereich liegt bei Reflexions-, Refraktions- und Bohrlochseismik-Untersuchungen.



1. Guide tube
2. Hammer
3. Anvil
4. Steering handle
5. Pressure relief valve
6. Motor with hydraulic pumps
7. Hydraulically powered winch, clutch and rope for lifting of the hammer
8. Chassis pinion with wheels, hydraulic drive motors and hydraulic lifting cylinders for erection of the guide tube



Abb. 41: Zeichnung der VakImpak sowie Markierung der wichtigsten Bestandteile, aus Datenblatt Pöyry Infra GmbH

Abb. 42: Foto der VakImpak (Martin Leitner, 2011)

Dem Datenblatt zufolge ist die von der VakImpak erzeugte seismische Energie um eine Zehnerpotenz größer als bei der Hammerschlagseismik; bei vertikaler Stapelung ist die Energiemenge ausreichend, um flache Explosionen zu ersetzen.

Die P-Wellen-Ersteinsätze können laut Datenblatt bis zu einer Distanz von 1000 Metern registriert werden, demzufolge kann eine Eindringtiefe bis ungefähr 200 Meter erreicht werden.

Laut persönlicher Mitteilung vom 28.03.2014 von Werner Chwatal, TU Wien, Department für Geodäsie und Geoinformation, reicht die Eindringtiefe im Idealfall bis 1000 Meter.

Weiters können mit der VakImpak gemäß dem Datenblatt hochauflösende reflexionsseismische Daten mit Abständen der Zweiwegelaufzeiten von bis zu einer Sekunde erzeugt werden.

3.3.9 Aufnahmetechnik

Mithilfe der Aufzeichnung der aus dem Untergrund an die Erdoberfläche zurückkehrenden Wellen (dem seismischen Echo) können Rückschlüsse auf strukturellen und lithologischen Aufbau der Gesteinsschichten im Untergrund getroffen werden, das seismische Echo wird dabei von Erschütterungsaufnehmern (Geophonen) aufgezeichnet, die entlang einer projektierten Trasse im Gelände angeordnet sind (Knödel et al., 2005).

Die Seismogramme, also die Aufzeichnungen der einzelnen Geophone, werden zu seismischen Sektionen zusammengefasst und dahingehend weiter bearbeitet, dass sie sich wie ein Abbild des Untergrundes lesen lassen (Knödel et al., 2005).

Obwohl in der Vergangenheit viele verschiedene Arten von Geophonen verwendet wurden, haben sich für seismische Anwendungen Erschütterungsaufnehmer, die auf dem elektrodynamischen Prinzip beruhen als günstig erwiesen, da sie empfindlich, genau, robust sowie zuverlässig und kostengünstig sind (Knödel et al., 2005).

Ein Geophon besteht aus einer Spule, die auf einen hochpermeablen magnetischen Kern gewickelt ist und durch Blattfedern im Kern eines Permanentmagneten gehalten wird (Milsom & Eriksen, 2011) (siehe auch Abbildungen 42-44). Das Geophon wird aufrecht im Boden positioniert; sobald sich der Boden vertikal bewegt, macht auch der Magnet diese Bewegung mit, aber die Spule bleibt - wegen ihrer Trägheit - fixiert; wenn sich die Spule relativ zum magnetischen Feld bewegt, wird eine Spannung zwischen den Spulenanschlüssen erzeugt (Telford et al., 1990).

Die Ausgangsspannung der Geophone ist direkt proportional zur Stärke des magnetischen Feldes des Permanentmagneten, der Anzahl an Windungen der Spule, dem Radius der Spule sowie der Geschwindigkeit der Spule relativ zum Magneten (Telford et al., 1990). In der Praxis gibt das Geophon nur Spannungen im Bereich von einigen Mikrovolt bis zu einigen Millivolt ab (Knödel et al., 2005).

Leistungsmerkmale eines Geophons bestehen aus seiner Eigenfrequenz, der Empfindlichkeit, dem Spulenwiderstand, der Dämpfung, dem Klirrfaktor (nach Knödel et al., 2005, das Maß an Störsignalen zu Nutzsignalen) und parasitären Resonanzen (Sharma, 1997). Parasitäre Resonanzen bezeichnen Störspannungen, die durch die komplizierten Eigenbewegungen entstehen, welche die beweglichen Bauteile des Geophons bei hohen Frequenzen ausführen; diese Resonanzen werden besonders durch Queranregungen (durch Scherwellen) des Geophons hervorgerufen (Knödel et al., 2005).

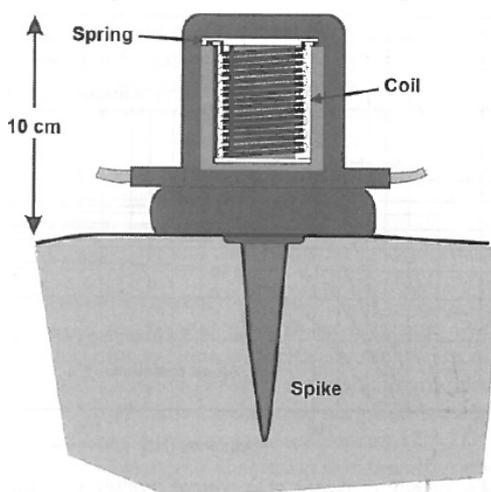


Abb. 43: Milsom & Eriksen, 2011: Drehspul-Geophon

Bei den momentan verwendeten Geophonen erfolgt die Ankopplung an den Boden fast ausschließlich mit Hilfe von Spießen unterschiedlicher Länge; häufig sind 4; 7,5 oder 9cm, in Ausnahmefällen (für tieferliegende, verdichtete Schichten) auch 20 und 30cm (Knödel et al., 2005). Ein Faktor, der Auswirkungen auf das Ansprechen der Geophone hat, ist die Geophon-Boden-Verbindung; falls diese nicht gut sein sollte, folgen die Geophon-Bewegungen bei hohen Frequenzen nicht den Bodenbewegungen (Sharma, 1997).

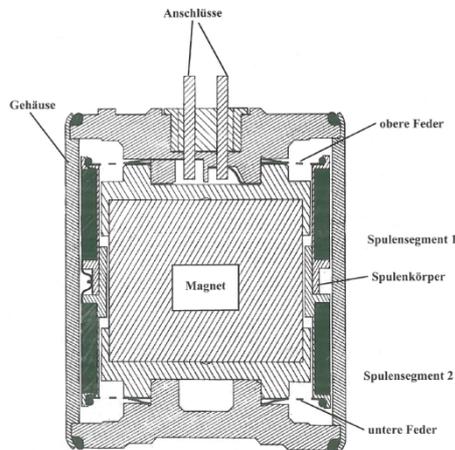


Abb. 44: Knödel et al., 2005:
Schematischer Schnitt durch ein Geophon



Abb. 45: Geophone, die im Zuge des Geländepraktikums im September 2011 zum Einsatz kamen; Foto: Martin Leitner

Für die Aufnahme der seismischen Daten sind neben den Geophonen auch noch Mess- und Registriereinrichtungen (in Form einer Aufnahmeapparatur) sowie auch Zuleitungskabel zur Aufnahmeapparatur nötig, die Aufnahmeapparatur besteht aus einem Analogteil, einem Analog/Digital-Wandler und einem Speicher (Knödel et al., 2005).

Mithilfe des Analogteiles soll das vom Geophon kommende analoge Signal möglichst unverzerrt verstärkt werden; dieses Signal wird dann dem Analog/Digital Wandler (A/D-Wandler) zugeführt, der es -durch Umwandlung in eine äquidistante Folge diskreter Zahlenwerte- digitalisiert (Knödel et al., 2005). Dazu ist es nötig, einen Zeittakt (Abtastintervall, Samplingintervall) zu wählen, der meist zwischen 0,5 bis 4 Millisekunden liegt; durch die Wahl wird gleichzeitig die höchste auflösbare Frequenz (Nyquist-Frequenz) im digitalisierten seismischen Signal festgelegt (Knödel et al., 2005). Bei der Aufnahmeapparatur gibt es mehrere Möglichkeiten, die gewünschten Nutzsignale aus der Vielzahl an Störsignalen bereits im Feld herauszuheben; das digitalisierte Signal kann letztendlich gespeichert und weiter bearbeitet werden (Knödel et al., 2005).

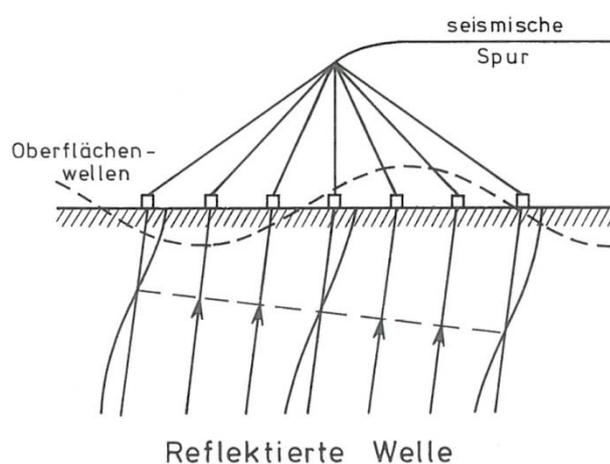


Abb. 46: Aufnahmeapparatur und Störsignale;
aus Berckhemer, 1997

Ein Beispiel für störenden Einfluss bei seismischen Messungen ist der auch auf Seite 45 genannte, durch Oberflächenwellen hervorgerufene „ground roll“.

Dabei handelt es sich meist um Rayleigh-Wellen im Geschwindigkeitsbereich zwischen 100-1000 m/s (Telford et al., 1990). Zur Unterdrückung der Oberflächenwellen und gleichzeitigen Verstärkung von unten kommender Reflexionen werden die Signale von 10-20 Geophonen addiert, gebündelt und als eine Signalspur auf dem Seismogramm registriert (Berckhemer, 1997).

3.3.10 Auflösungs Grenzen seismischer Daten

Aufgrund ihrer Erzeugung mit seismischen Quellen und der Wechselwirkung mit den Materialeigenschaften im Untergrund haben seismische Signale stets eine gewisse zeitliche Erstreckung (Knödel et al., 2005). Um eine gute Tiefenwirkung zu erzielen, ist eine niederfrequente seismische Quelle nötig, aber diese hat auch eine niedrigere Auflösung (Reynolds, 2011). Hochauflösende, flachseismische Messungen benötigen höherfrequente Quellen, damit ist aber auch die Tiefenwirkung eingeschränkt (Reynolds, 2011). Nach Everett, 2013, beträgt die vertikale Auflösung seismischer Wellen dem Rayleigh-Kriterium zufolge ungefähr

$$\frac{\lambda}{4}, \quad \lambda = V/f \quad (3.17)$$

λ = Wellenlänge

V = Geschwindigkeit

f = Frequenz (hier: Zentralfrequenz des seismischen Wellenpaketes)

Für eine typische, oberflächennahe geophysikalische Anwendung, bei der sich seismische Wellen in einem Material mit einer Geschwindigkeit von $V=1,5\text{km/s}$ bei $f=300\text{Hz}$ ausbreiten, beträgt die seismische Wellenlängen ungefähr 5m, die vertikale Auflösung demzufolge 1,25 Meter (Everett, 2013). Nach Everett, 2013, kann die horizontale Auflösung der seismischen Reflexionsmethode nicht besser sein als $\sim\Delta x/2$, wobei Δx der Geophonabstand ist.

4 Ergebnisse

In diesem Kapitel wird mithilfe zweier Übersichtspläne (siehe Seiten 56 und 57) ein Überblick über den Großteil der durchgeführten Messungen im Untersuchungsgebiet gegeben, danach folgt die Darstellung der wichtigsten Untersuchungsergebnisse.

Zusätzlich zu den geophysikalischen Messungen, die im Zuge von 3 mehrtägigen Praktika sowie einigen Einzeltagen durchgeführt wurden, fanden auch Vermessungsarbeiten statt. Dies war notwendig, um sämtliche Profile lagerichtig in einem georeferenzierten Lageplan darstellen zu können. Die Einmessung der Profilpunkte erfolgte mittels eines Differential-GPS, die Planerstellung wurde mithilfe der softwares „ArcGIS“, Version 10.2.1 und „AutoCAD“, Version 2012 sowie einem vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen erworbenen farbigen, digitalen Orthofotos bewerkstelligt.

Sämtliche nachfolgende geologische Kartendarstellungen stammen aus der geologischen Karte Blatt 77, Eisenstadt von Brix & Pascher, 1994.

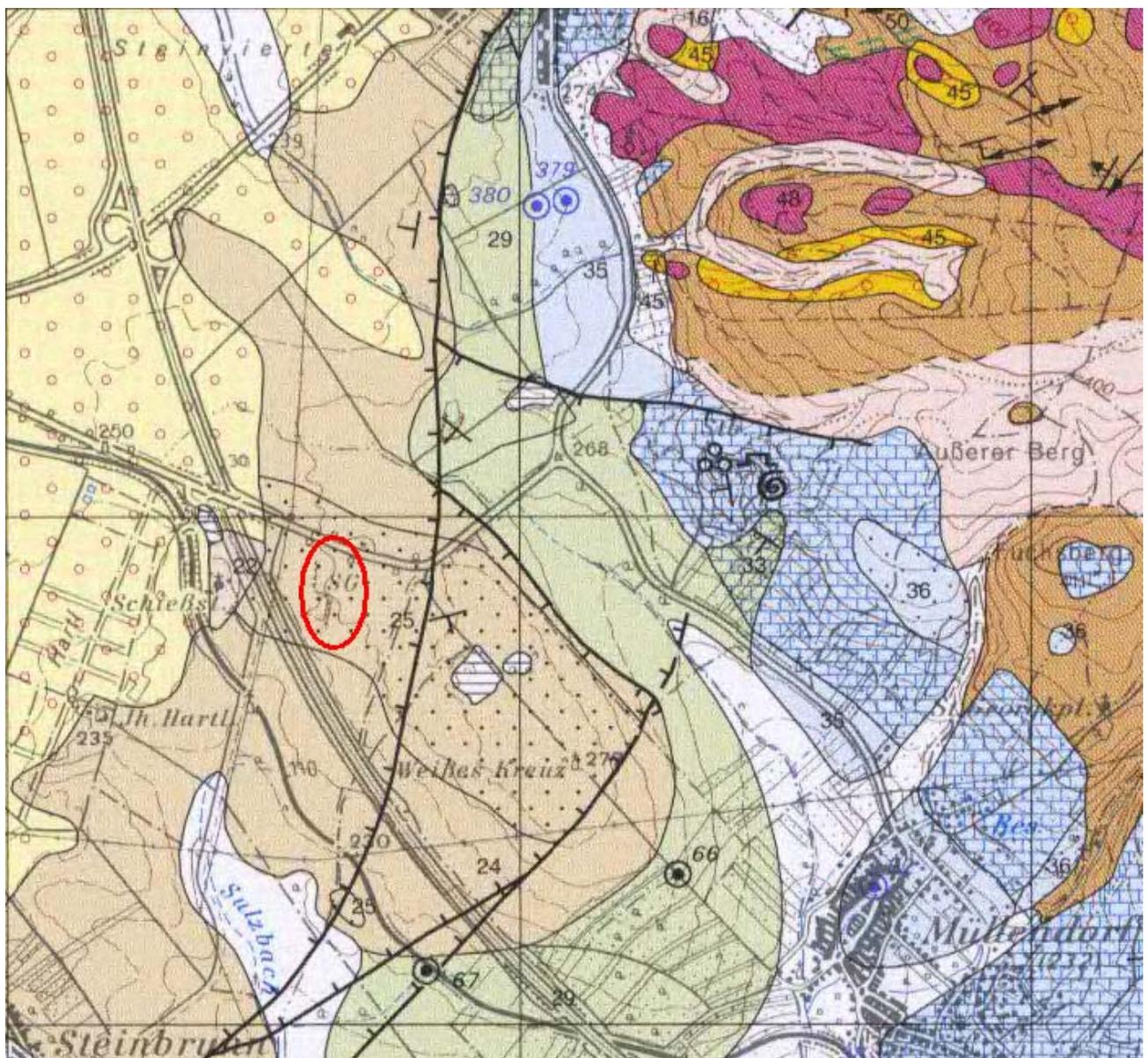


Abb. 47: Ausschnitt aus der geologischen Karte Blatt 77, Eisenstadt, Maßstab 1:50000; Brix & Pascher (Bearb.), 1994

4.1 Übersichtspläne und Legende

Aus Gründen der besseren Übersichtlichkeit bei allen nachfolgenden Ausschnitten der geologischen Karte von Blatt 77, Eisenstadt, wird die Legende hier einmalig dargestellt.

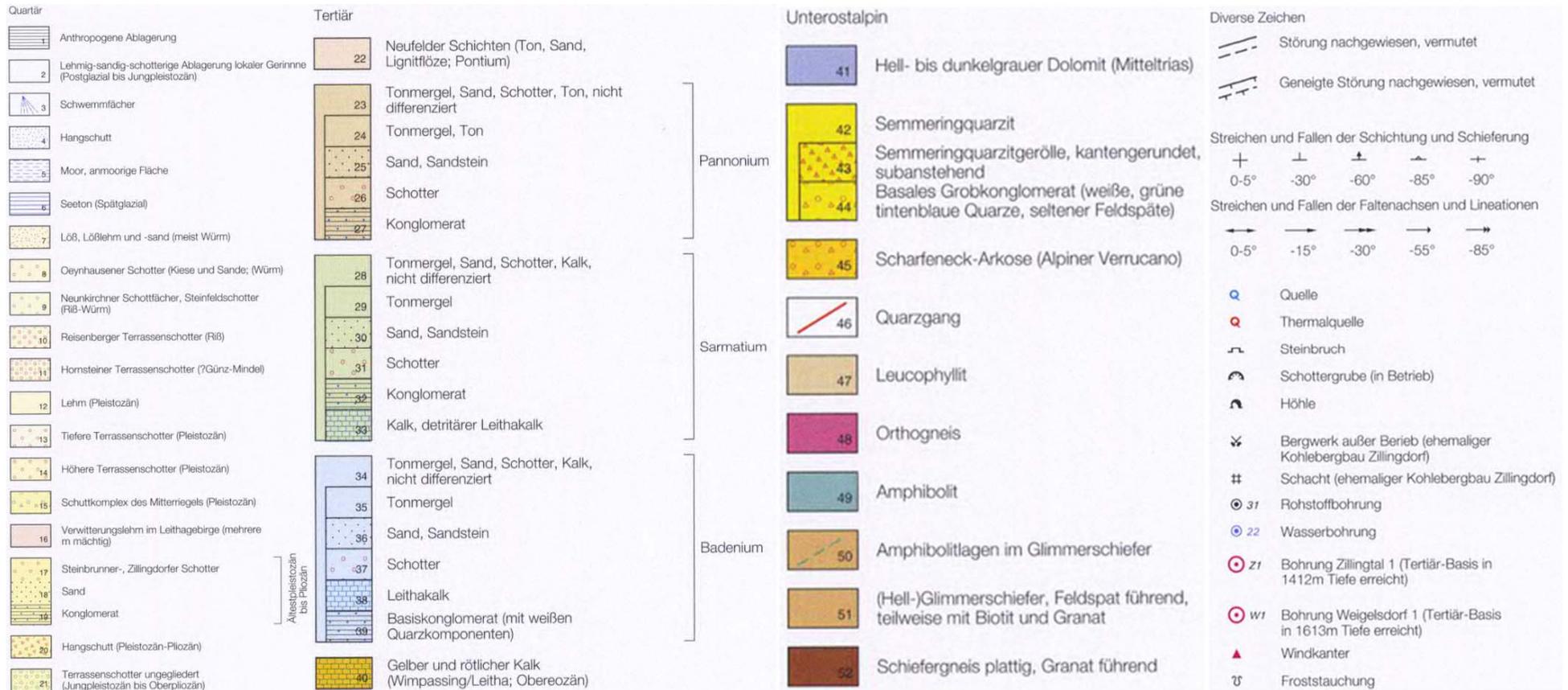


Abb. 48: Legende der geologischen Karte, Blatt 77 Eisenstadt; Brix & Pascher (Bearb.), 1994

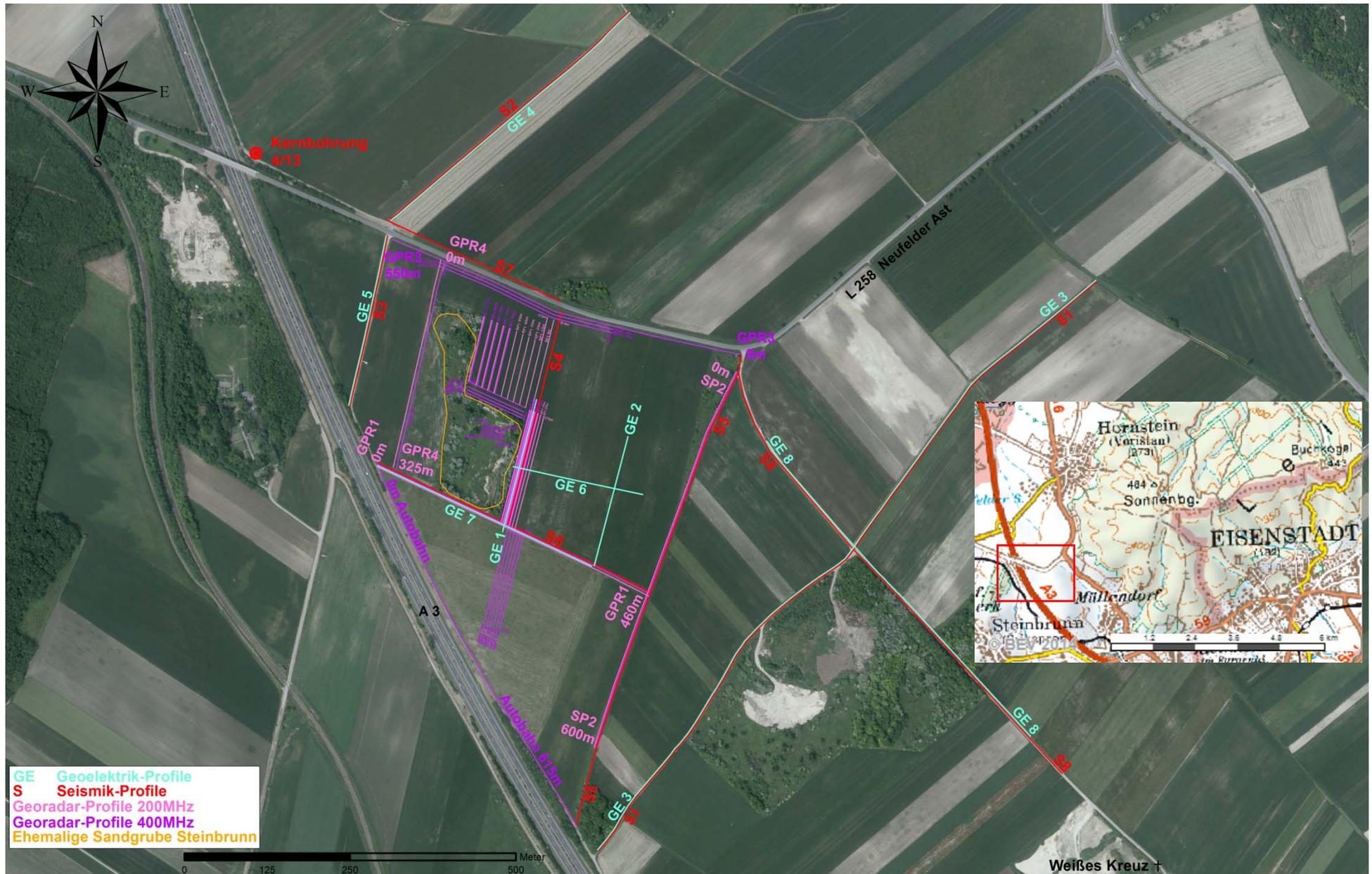


Abb. 49: Übersichtsplan mit Orthofoto; die Position des Übersichtsplanes ist in der Karte (aus Amap Austria) am rechten Bildrand durch ein rotes Rechteck markiert

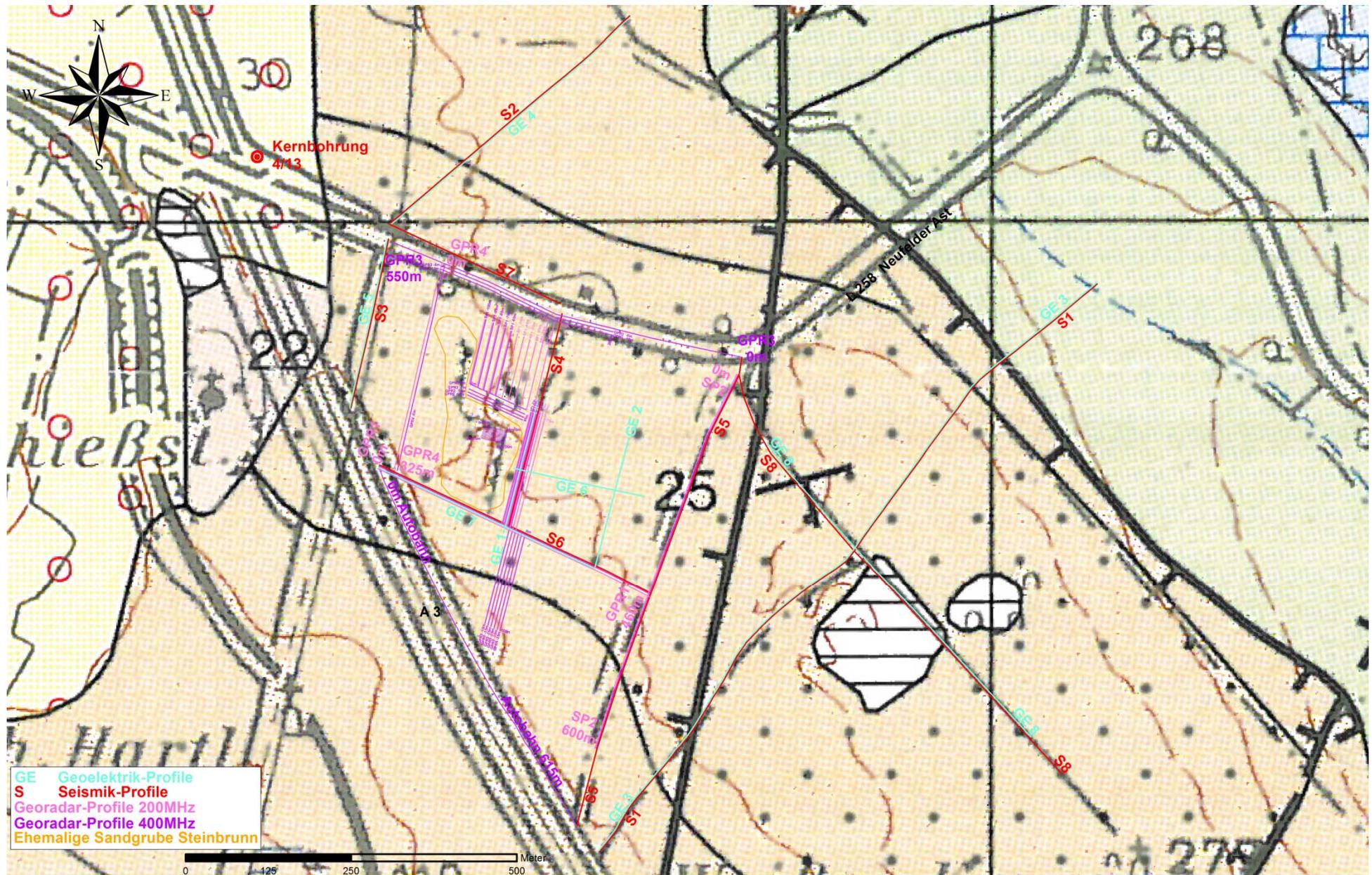


Abb. 50: Übersichtsplan mit Geologischer Karte

4.2 Geoelektrik

4.2.1 Einteilung der Widerstandsbereiche

Die geologische Bundesanstalt führte im Jahr 2010 geoelektrische Messungen bei Hornstein und dem Leithagebirge durch.

Die Vermessung der Profile erfolgte so, dass sie über bekannte Karbonatvorkommen (Leithakalk) führten, dadurch war es möglich, Referenzwiderstände für die geologische Interpretation zu erhalten (Römer & Bieber, 2010).

Einteilung der elektrischen Widerstandsbereiche laut Römer & Bieber, 2010:

Material	Wertebereich (Ohmmeter)	
	Minimum	Maximum
Feinklastische Sedimente aus dem Pannon / Sarmat (Feinsand, Schluff, Ton)	10	30
Karbonatische Fazies (Leithakalk)	100	300

Tabelle 7: Zuordnung der elektrischen Widerstandsbereiche zu einer Lithologie; eigene Darstellung; Daten entnommen aus Römer & Bieber, 2010

Die Schwankungsbreite des Leithakalk-Widerstandes wird auf eine unterschiedliche Ausbildung der karbonatischen Fazies zurückgeführt (Römer & Bieber, 2010).

Wie auch auf den Seiten 20 und 21 beschrieben, finden sich in der Sandgrube Steinbrunn nach Grundtner et al., 2009, folgende lithologische Einheiten:

Einheit A:

Tone und Silte

Einheit B:

Schlecht sortierte detritäre Kalke, karbonatische Sande mit Tonen und Mergeln, die Mittelsande werden wiederholt von Tonlagen durchtrennt.

Einheit C:

Detritäre Kalksandsteine, karbonatische Sande und Tonklasten (bis 43 cm Größe) vor allem an der Basis, weiters Kiesanteile aus umgelagerten Komponenten des badenischen Leithakalkes (Corallinaceen, Bryozoen).

Zur Ergänzung der Einteilung der Widerstandsbereiche kann auch die nachfolgende Tabelle verwendet werden. Diese ist eine Modifikation der Tabelle auf Seite 29 nach Knödel et al., 2005; sie beinhaltet nur mehr Lithologien, die im Untersuchungsgebiet vorkommen oder zumindest Ähnlichkeiten aufweisen, alle anderen wurden weggelassen.

Material	Wertebereich (Ohmmeter)		Material	Wertebereich (Ohmmeter)	
	Minimum	Maximum		Minimum	Maximum
Kies	50 (wassergesättigt)	> 10 ⁴ (trocken)	Haus- und Industrier Müll	< 1	> 1000 (Plastik)
Sand	50 (wassergesättigt)	> 10 ⁴ (trocken)	Sandstein	< 50 (klüftig, feucht)	> 10 ⁵ (kompakt)
Schluff	20	50	Kalkstein	100 (klüftig, feucht)	> 10 ⁵ (kompakt)
Geschiebemergel	30	70	Tonschiefer	50 (klüftig, feucht)	> 10 ⁵ (kompakt)
Ton (erdfeucht)	3	30	Schwarzschiefer	< 1	50
Ton (trocken)		>1000	Braunkohle	10	150

Tabelle 8: Spezifische elektrische Widerstände; eigene, reduzierte Darstellung; Daten entnommen aus Knödel et al., 2005

In den nachfolgenden Beschreibungen wird der Begriff „Geoelektrik“ bei den Abbildungen sowie Abbildungsbeschreibungen mit „GE“ abgekürzt.

4.2.2 GE-Profil 1

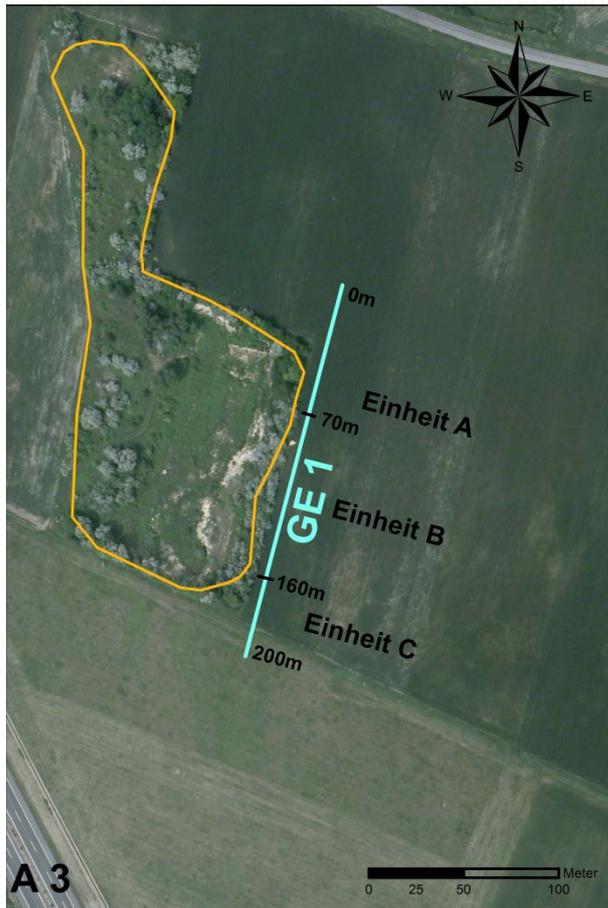


Abb. 51: GE-Profil 1, Orthofoto

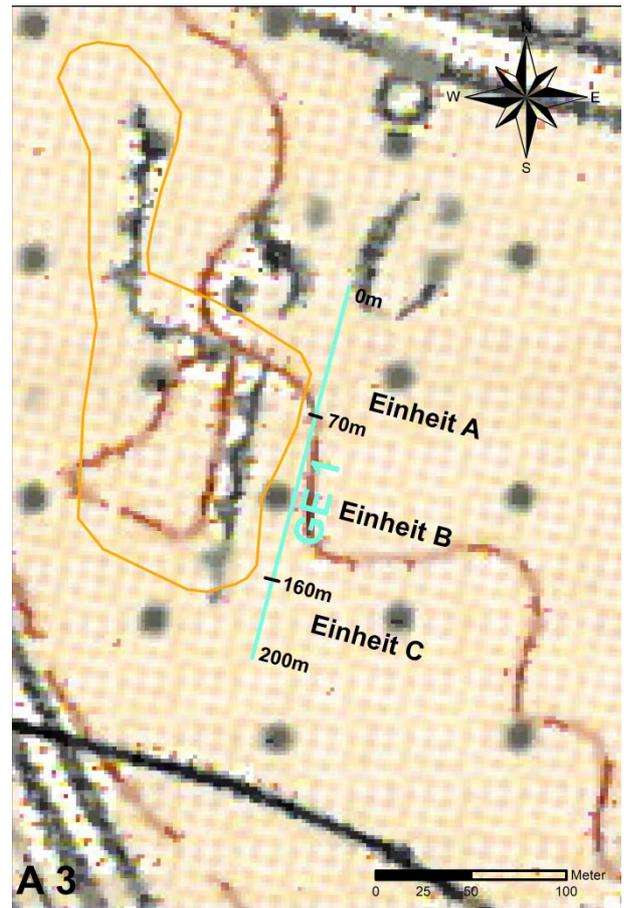


Abb. 52: GE-Profil 1, Geologische Karte

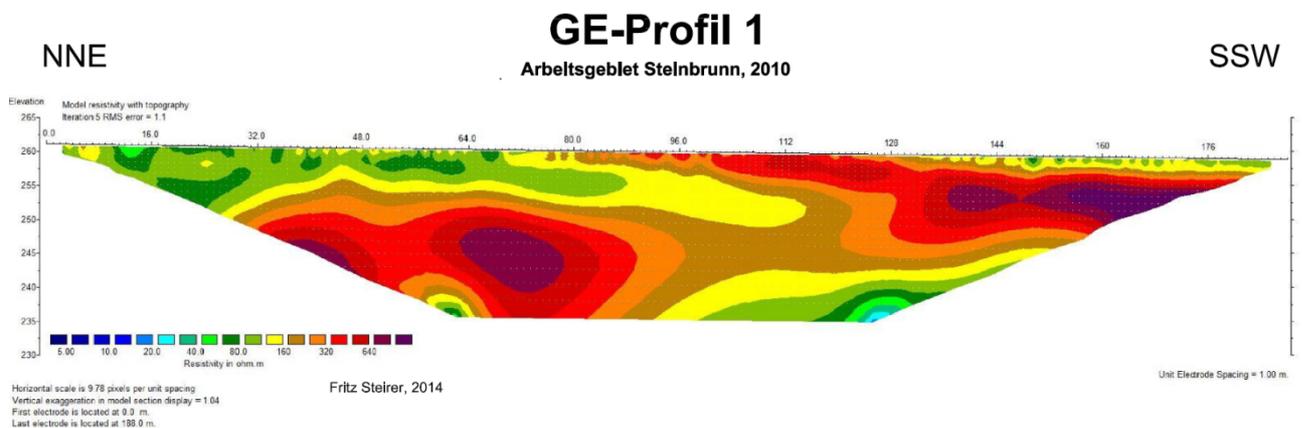


Abb. 53: Inversionsergebnis GE-Profil 1

Profilbeschreibung:

GE-Profil 1 wurde im Jahr 2010 im Zuge eines Geländepraktikums unter der Leitung von Ao. Univ.- Prof. Dr. Hermann Häusler gemessen. Es verläuft parallel zum NE-SW-orientierten Rand der Sandgrube, der Elektrodenabstand beträgt 2 Meter und es hat eine Gesamtlänge von 200 Metern. In dieser Arbeit erfolgte eine neue Inversion der Rohdaten, das Ergebnis ist das in Abbildung 49 dargestellte Profil.

Der Elektrodenabstand (in der Ergebnisdarstellung als „unit electrode spacing“ bezeichnet) liegt laut RES2DINV bei 1 Meter, was sich durch eine veränderte Programmeinstellung ergibt. Konkret wurde hier die Option einer Modellverfeinerung („model refinement“) gewählt, die vom Programm bei Daten mit starken oberflächennahen Widerstands-Variationen vorgeschlagen wird.

Dabei wird die Breite der programminternen Modellblöcke, die normalerweise dem Elektrodenabstand entspricht, verringert (in diesem Fall von 2 Meter auf 1 Meter Breite).

Interpretation:

Dadurch, dass das Profil parallel, in direkter Nähe zum Rand der Sandgrube gemessen wurde, ist eine Korrelation der elektrischen Widerstände zur vorherrschenden Lithologie teilweise möglich. Die Profilaufnahme mit der Einteilung der Einheiten der ehemaligen Sandgrube Steinbrunn auf Foto 22 wurde auf das Orthophoto auf Seite 59 übertragen; diese Einteilung ist natürlich mit entsprechender Ungenauigkeit behaftet, da die Profilaufnahme keine Meterangabe enthält und der Vergleich zwischen dem Geoelektrik-Profil und der Profilaufnahme somit nur durch Geländemerkmale (einzelne markante Bäume oder charakteristische Positionen der Ostwand der Sandgrube) erfolgen kann.

Wie auch auf Seite 20 beschrieben, besteht Einheit A nach Grundtner et al., 2009, aus Tonen und Silten.

Sowohl nach Tabelle 7 als auch nach Tabelle 8 auf Seite 58 dürfte es sich dabei um erdfeuchten Ton handeln, dessen Wertebereich sich etwa zwischen 3 bis 30 Ohmmeter befindet (bzw. zwischen 10 bis 30 Ohmmeter für Feinsand, Schluff und Ton nach Römer & Bieber).

Einheit B befindet sich ungefähr zwischen Meter 70 und Meter 160 des Geoelektrik-Profiles. Nach Grundtner et al., 2009, ist diese 14 Meter mächtige Einheit durch eine rhythmische Wechsellagerung von schlecht sortierten detritären Kalken und karbonatischen Sanden mit Tonen und Mergeln charakterisiert

Hier fällt eine Zuordnung der elektrischen Widerstände zu einer konkreten Lithologie bereits schwieriger, da sich mögliche Widerstandswerte von Sand ($50 \text{ bis } >10^4 \Omega\text{m}$) sowie Kalkstein ($100 \text{ bis } >10^5$) nach Knödel et al., 2005, über einen sehr großen Wertebereich erstrecken und dieser außerdem relativ ähnlich ist. Eindeutig ist, dass die elektrischen Widerstandswerte der obersten zehn Meter in Einheit B ab Meter 80 eindeutig wesentlich höher sind als davor in Einheit A und es sich somit höchstwahrscheinlich nicht um Tone oder Silte handeln dürfte.

Einheit C beginnt ungefähr ab Profilmeter 160 und ist nach Grundtner et al., 2009, aus detritären Kalksandsteinen, karbonatischen Sanden und Klasten aufgebaut, wobei die Sedimente im Vergleich mit Einheit B und C grobkörniger sind.

Auch in diesem Fall ist eine Unterscheidung der einzelnen Lithologien mithilfe der Geoelektrik nicht möglich, da Kies ($50 \text{ bis } >10^4 \Omega\text{m}$) und Sand ($50 \text{ bis } >10^4 \Omega\text{m}$) sowie Kalkstein ($100 \text{ bis } >10^5 \Omega\text{m}$) wiederum einen sehr ähnlichen Wertebereich aufweisen.

Somit kann in Übereinstimmung mit den Untersuchungsergebnissen von Grundtner et al., 2009, die Aussage getroffen werden, dass es sich bei den obersten zehn Metern im südsüdwestlichen Abschnitt von Profil 1 -laut Geoelektrik- höchstwahrscheinlich nicht um Tone oder Silte handelt. Ab einer Seehöhe von ungefähr 245 Metern wird die Lithologie aber nach unten hin anscheinend wieder toniger beziehungsweise siltiger.

4.2.3 GE-Profil 2



Abb. 54: GE-Profil 2, Orthofoto

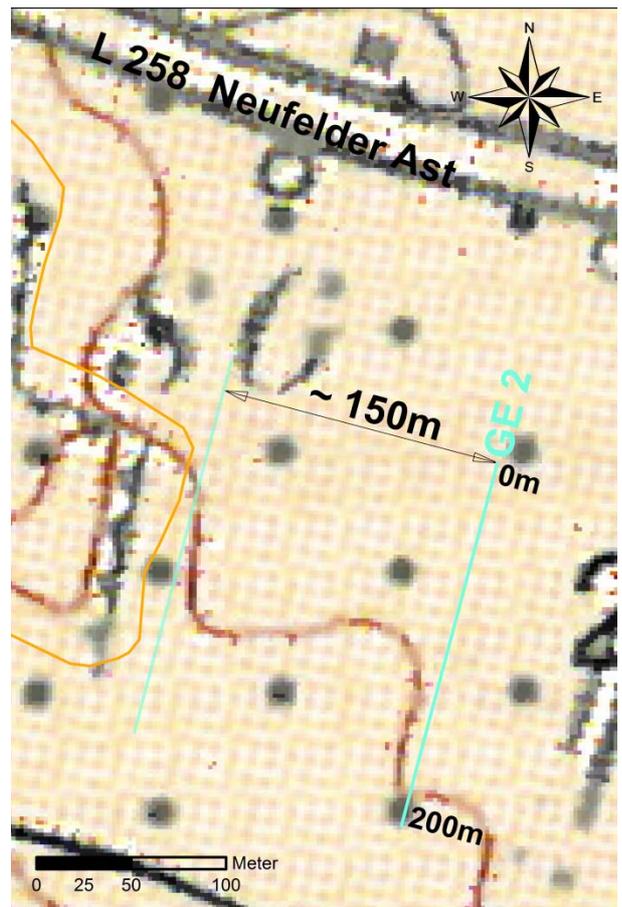


Abb. 55: GE-Profil 2, Geologische Karte

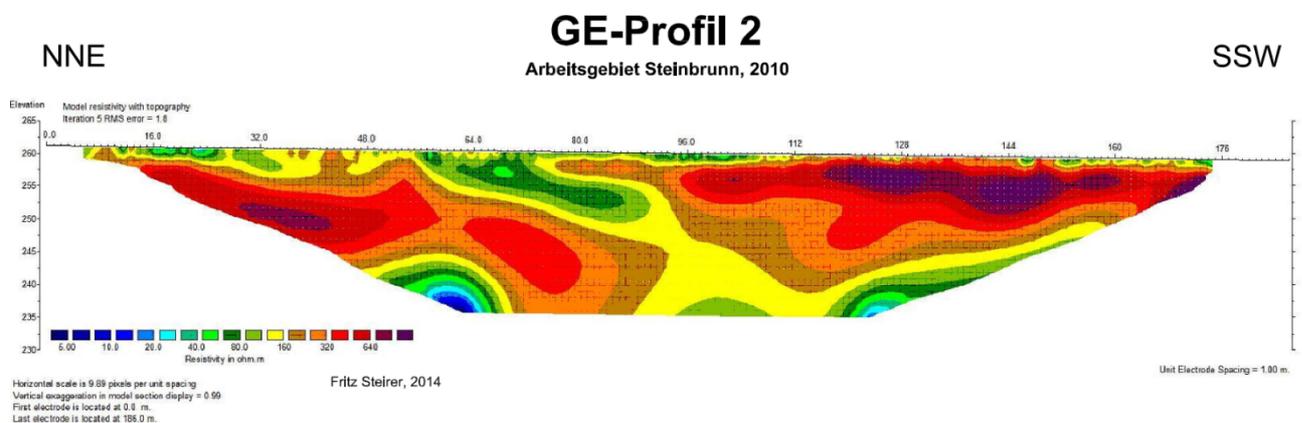


Abb. 56: Inversionsergebnis GE-Profil 2

Profilbeschreibung:

Auch GE-Profil 2 wurde im Zuge des Geländepraktikums im Jahr 2010 gemessen, wie bei Profil 1 erfolgte in dieser Arbeit lediglich eine neue Inversion der Rohdaten. GE-Profil 2 verläuft parallel in einer Entfernung von rund 150 Metern zu Profil 1, der Elektrodenabstand beträgt ebenfalls 2 Meter.

Interpretation:

So wie bei Profil 1 wurde auch hier eine Modell-Verfeinerung angewandt. Die Verteilung der elektrischen Widerstände ist sehr ähnlich zu Profil 1, es verringert sich lediglich die Mächtigkeit der vermutlich tonig-siltigen Lithologie im NNE-Teil des Profils (beziehungsweise die niedrigen Widerstände), der höherohmige Bereich im Südsüdwesten reicht jetzt fast bis zur Profilmittte (ungefähr bis Meter 96).

4.2.4 GE-Profil 3



Abb. 57: GE-Profil 3, Orthofoto

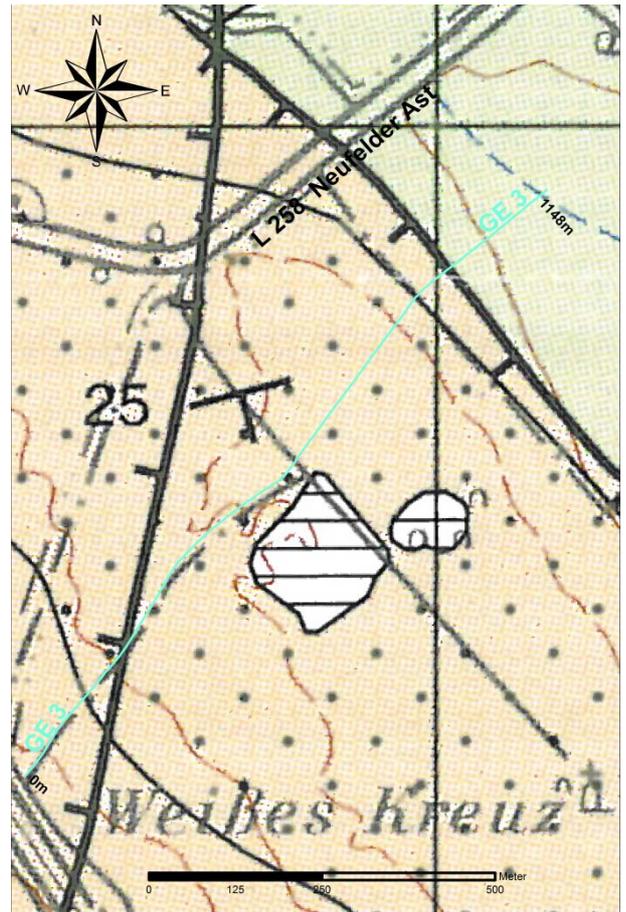


Abb. 58: GE-Profil 3, Geologische Karte

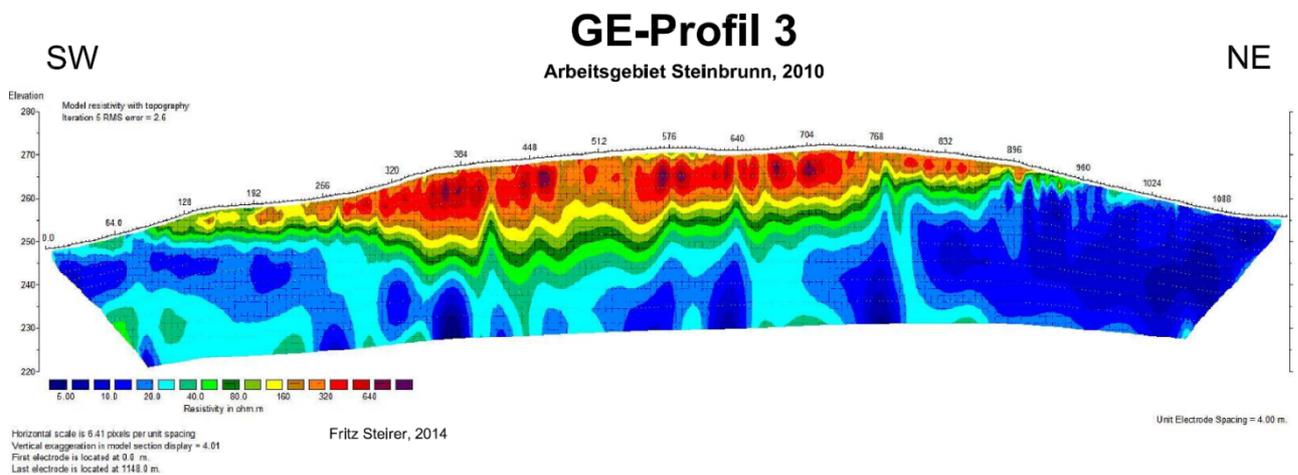


Abb. 59: Inversionsergebnis GE-Profil 3

Profilbeschreibung:

Dieses Profil wurde im Zeitraum 28. bis 29.09.2011 gemessen, es ist ungefähr SW-NE orientiert. Der Verlauf des Profils kreuzt den Höhenrücken „Weißes Kreuz“, der sich in Nordwest-südöstlicher Richtung erstreckt. Die Gesamtlänge von Profil 3 beträgt 1148 Meter, sie wurde durch die auf Seite 34 beschriebene Roll-Along-Technik erreicht. Das Gesamtprofil setzt sich aus insgesamt 5 Einzelprofilen bei einem Versatz von jeweils 200 Metern zusammen, jedes der Einzelprofile hat eine Länge von rund 400 Metern, bis auf Profil 5 mit einer Länge von 348 Metern. Der Elektrodenabstand beträgt 4m, die Gesamtzahl an Elektroden liegt bei 287. Das fertige Profil besteht aus insgesamt 6431 Messpunkten.

Interpretation:

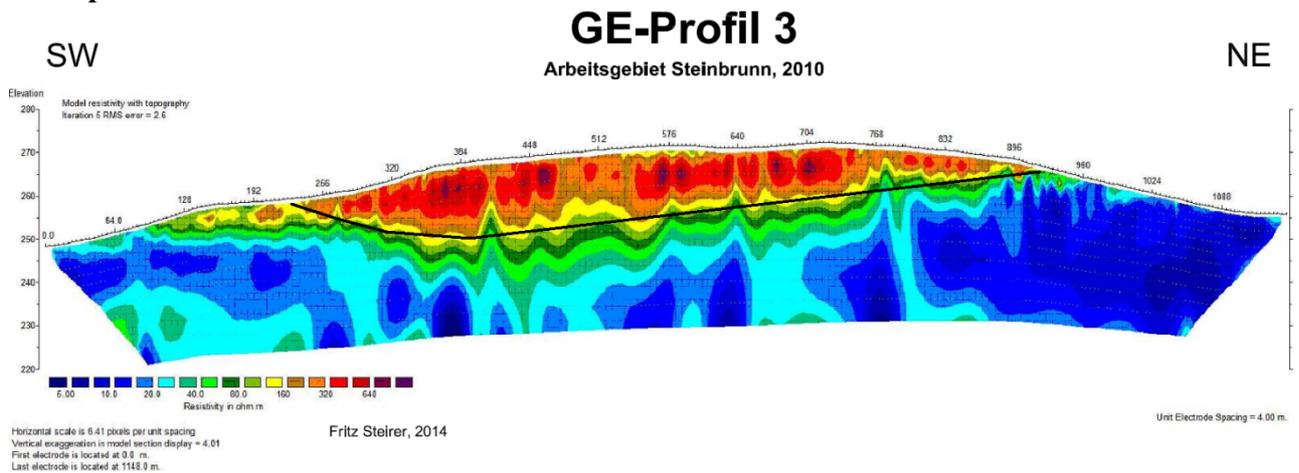


Abb. 60: Inversionsergebnis GE-Profil 3 mit vermuteter Schichtgrenze

Eine hochohmige Kuppe mit einer maximalen Mächtigkeit von ungefähr 15 Metern ist einem niedrigohmigen Bereich aufgelagert (dargestellt in Abbildung 60). Auf der geologischen Karte ist dieser Kuppenbereich als pannonischer Sand beziehungsweise Sandstein ausgewiesen und stimmt in der lateralen Erstreckung auf wenige Meter genau mit Geoelektrik-Profil 3 überein. Nach Knödel et al., 2005, liegt der Wertebereich für Sandstein zwischen <50 bis $>10^5$ Ohmmeter, die gemessenen Widerstandswerte der Kuppe liegen somit im unteren Bereich dieser Skala. Ganz an der Oberfläche, ungefähr zwischen Profilmeter 512 bis 640, sind die Widerstandswerte deutlich niedriger (ungefähr bei 160 Ohmmeter). Unterhalb der Kuppe befinden sich laut geologischer Karte pannonische Tonmergel und Tone; Dem Inversionsergebnis von Geoelektrik-Profil 3 zufolge ergibt sich ein zur geologischen Karte sehr ähnliches Bild, da der Bereich nordwestlich und südöstlich der Kuppe in etwa um die 15 Ohmmeter aufweist und somit dem zwischen 3 und 30 Ohmmeter liegenden Wertebereich für Ton nach Knödel et al., 2005, entspricht.

Am Kontakt zwischen Sand bzw. Sandstein und dem darunter befindlichen Ton sind scheinbar Verfaltungen erkennbar; es handelt sich dabei aber um „Kunststrukturen“, die nicht den tatsächlichen geologischen Verhältnissen entsprechen. Die Schwankungen innerhalb des niedrigohmigen Bereiches (zwischen 6 bis 80 Ohmmeter) dürften auf Variationen der elektrischen Widerstände zurückzuführen sein, vermutlich handelt es sich über den gesamten Bereich um dieselbe Lithologie (Tonmergel und Tone).

Laut geologischer Karte sollte Profil 3 insgesamt 2 Störungen schneiden, in beiden Fällen sind dafür aber keine Anzeichen in der Geoelektrik erkennbar; diesbezüglich liefert das in Kapitel 4.4 dargestellte Seismik-Profil zusätzliche Informationen.

4.2.5 GE-Profil 4



Abb. 61: GE-Profil 4, Orthofoto

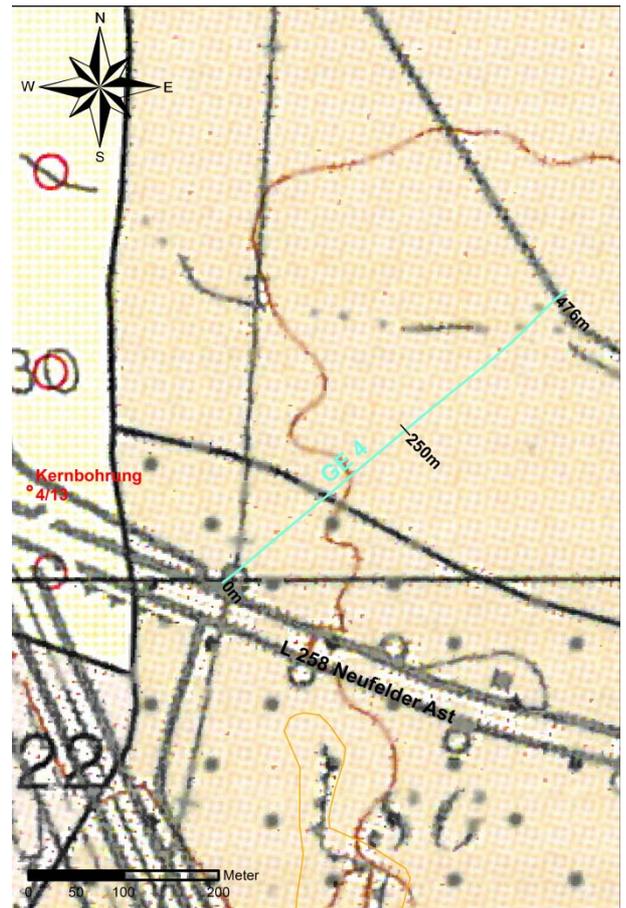


Abb. 62: GE-Profil 4, Geologische Karte

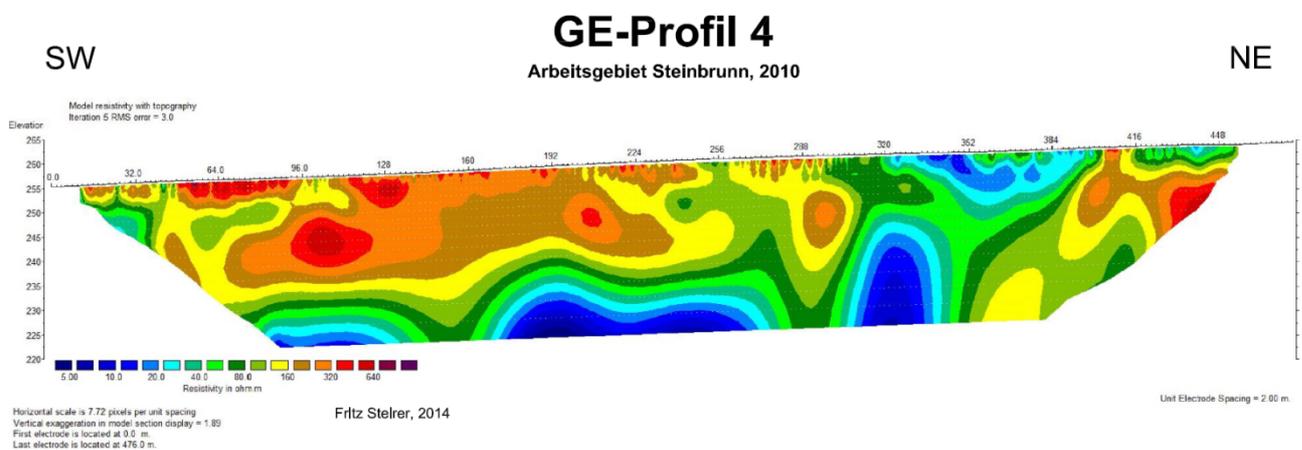


Abb. 63: Inversionsergebnis GE-Profil 4

Profilbeschreibung:

GE-Profil 4 wurde am 30.09.2011 mit ungefähre SW-NE-Orientierung gemessen, die Profillänge beträgt 476 Meter; die Anzahl an Messpunkten liegt bei rund 1500.

Interpretation:

Die ersten 250 Profilmeter sind bis in eine Tiefe von rund 30 Metern von hohen Widerständen gekennzeichnet; danach folgen Richtung Nordosten durchwegs niedrigere Werte, bis zu den letzten 30 Metern des Profils, die wieder durch höhere Werte (innerhalb der obersten 30m) gekennzeichnet sind. Ab einer Tiefe von ungefähr 25 Metern treten durchwegs niedrige Widerstände (um die 20 Ohmmeter) auf. Entsprechend den vorherigen Profilen handelt es sich bei den höheren

Widerständen innerhalb der ersten 250 Meter vermutlich um Sand und/oder sandsteinhaltigen Untergrund, danach folgen pannonische Tone bis zum Ende des Profils. Diese Interpretation steht auch einigermaßen in Einklang mit der geologischen Karte des Gebietes, wobei sich hier der Bereich des pannonischen Sands und Sandsteins nur bis rund 200 Meter in nordöstlicher Richtung erstreckt. Der hochohmige Bereich ab circa Meter 400 des Profils ist durch die geologische Karte aber nicht erklärbar.

Zusatzinformationen über den Untergrundaufbau in der Nähe von Profil 4 können mithilfe der Kernbohrung 4/13 aus dem Jahre 1971 gewonnen werden. Diese wurde im Zuge der Voruntersuchungen für den Autobahnbau der A3 abgeteuft, die Daten wurden vom Amt der Burgenländischen Landesregierung zur Verfügung gestellt.

Ein direkter Vergleich zwischen der Bohrprofilaufnahme und dem Inversionsergebnis von Profil 4 ist nur bedingt möglich, da sich die Bohrung in rund 150 Meter Entfernung befindet.

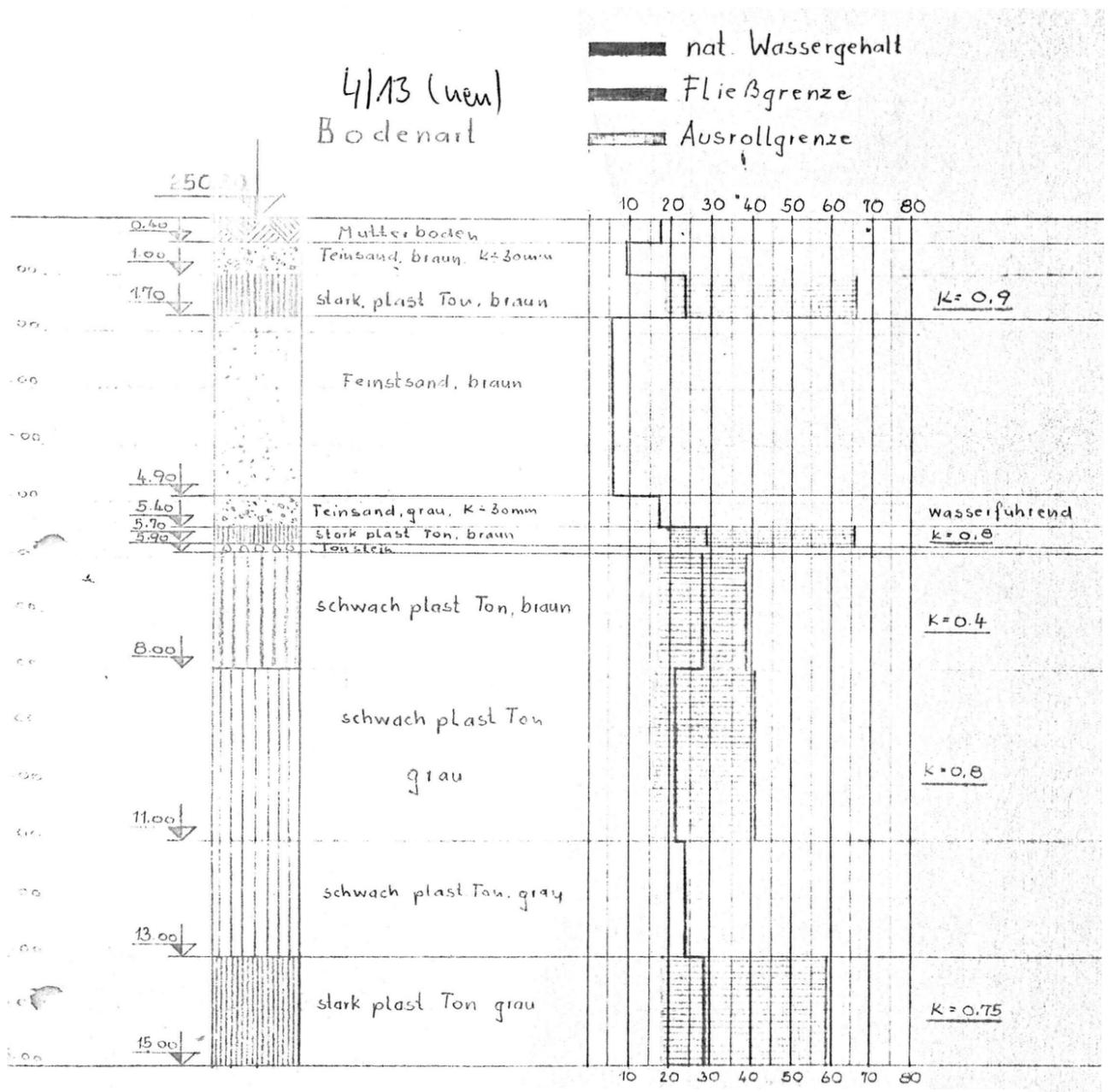


Abb. 64: Bohrprofilaufnahme Kernbohrung 4/13; Amt der Burgenländischen Landesregierung, 1971

4.2.6 GE-Profil 5



Abb. 65: GE-Profil 5, Orthofoto

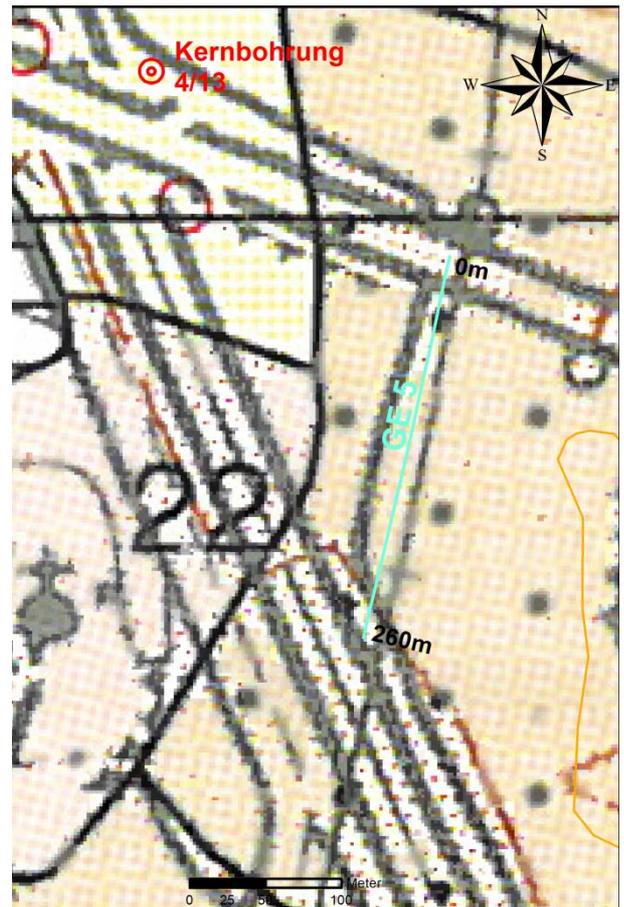


Abb. 66: GE-Profil 5, Geologische Karte

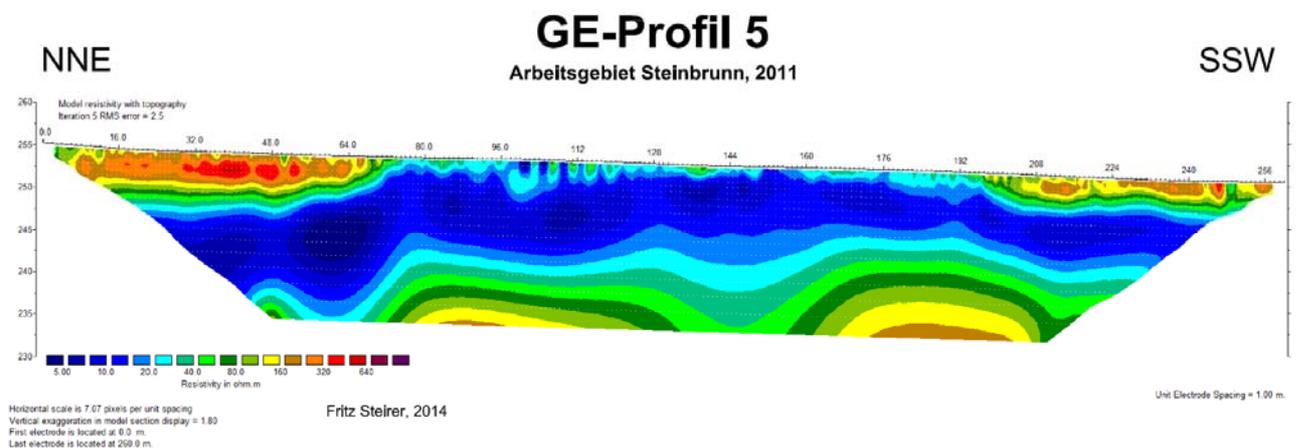


Abb. 67: Inversionsergebnis GE-Profil 5

Profilbeschreibung:

Der größte Bereich von GE-Profil 5 wird von einer niedrigohmigen Lithologie aufgebaut, ausgenommen davon sind die ersten 70 Meter im NNE bis in eine Tiefe von ungefähr 5 Meter. Weiters das SSW-Ende des Profils, bei dem sich auch höhere Widerstandswerte finden, allerdings nur oberflächennah bis in eine Tiefe von ungefähr 3 Meter. Auch ab einer Tiefe von rund 25 Meter beginnt wieder ein höherohmiger Bereich (um die 100 Ohmmeter). Den Widerstandswerten des niedrigohmigen Bereiches zufolge dürfte es sich dabei wiederum um tonig-schluffige Materialien handeln, die vermutlich zum Hangendbereich der Neufelder Schichten zu zählen sind.

Interpretation:

Im Gegensatz zu den Informationen aus der nahe gelegenen Kernbohrung 4/13 scheint die Lithologie hier oberflächennah tonig zu sein und in die Tiefe hin sandiger zu werden.

Im Nordnordosten und Südsüdwesten finden sich oberflächennah höherohmige Bereiche, jeweils auf einer Länge von rund 50 Meter.

4.2.7 GE-Profil 6

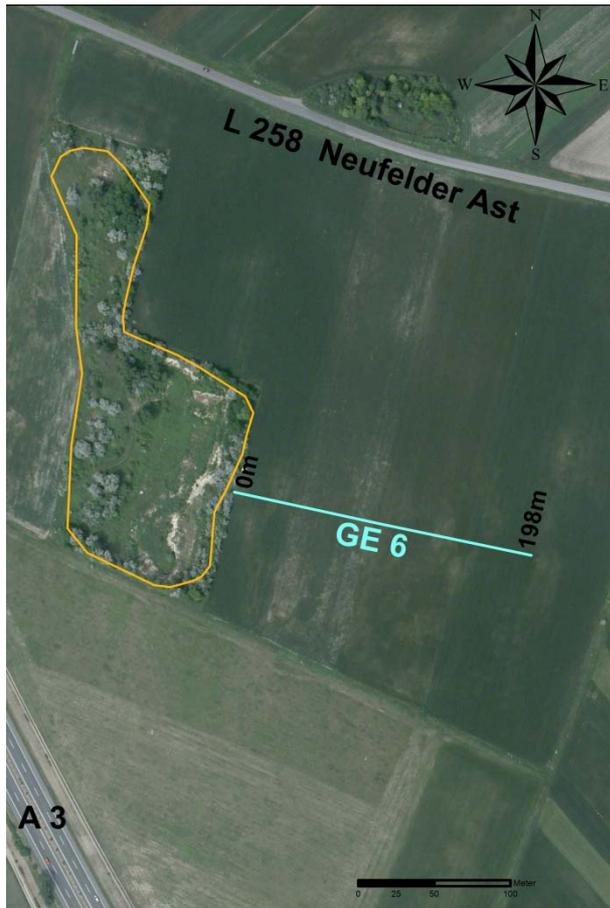


Abb. 68: GE-Profil 6, Orthofoto

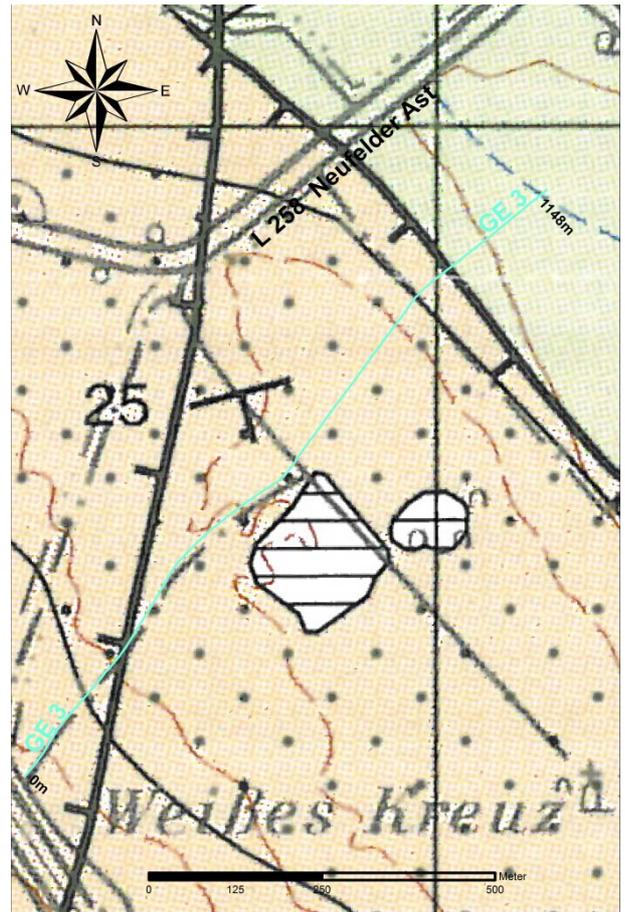


Abb. 69: GE-Profil 6, Geologische Karte

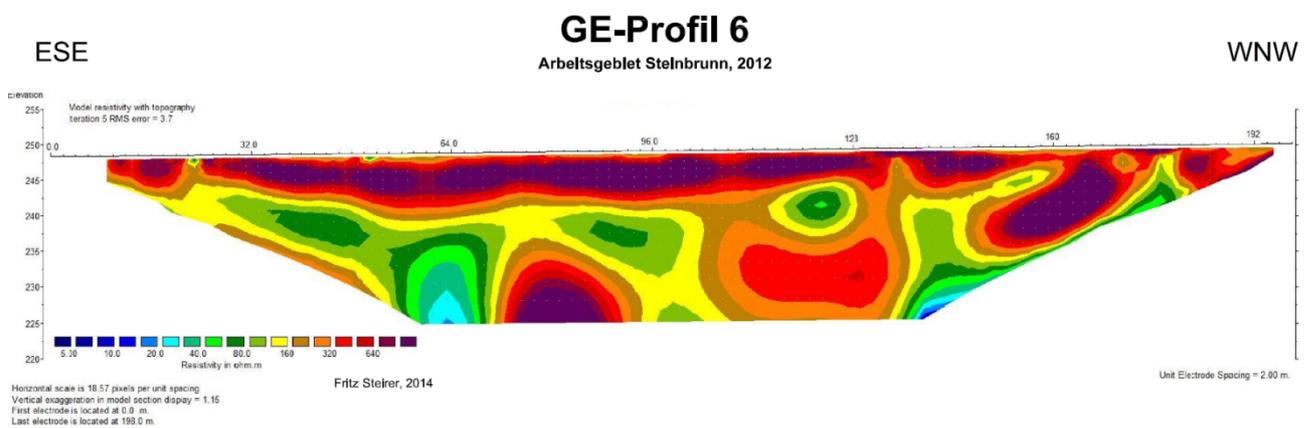


Abb. 70: Inversionsergebnis GE-Profil 6

Profilbeschreibung:

Profil 6 wurde am 26.02.2012 annähernd normal auf Profil 1 und 2 mit einem Elektrodenabstand von 2 Meter und 1472 Messpunkten gemessen. Durch die angewandte Modellverfeinerung steht in der Darstellung wiederum ein Abstand von 1m. Die Orientierung ist ungefähr WNW-ESE, die Gesamtlänge beträgt 198 Meter.

Interpretation:

Der oberflächennahe Bereich ist bis in eine Tiefe von rund 7 Meter von hohen Widerständen (meist größer als 600 Ohmmeter) geprägt, also vermutlich ein stark sandiger Bereich. Darunter herrscht ein räumlich starker Wechsel zwischen wahrscheinlich sandigen sowie tonigen Bereichen vor.

4.2.8 GE-Profil 7



Abb. 71: GE-Profil 7, Orthofoto

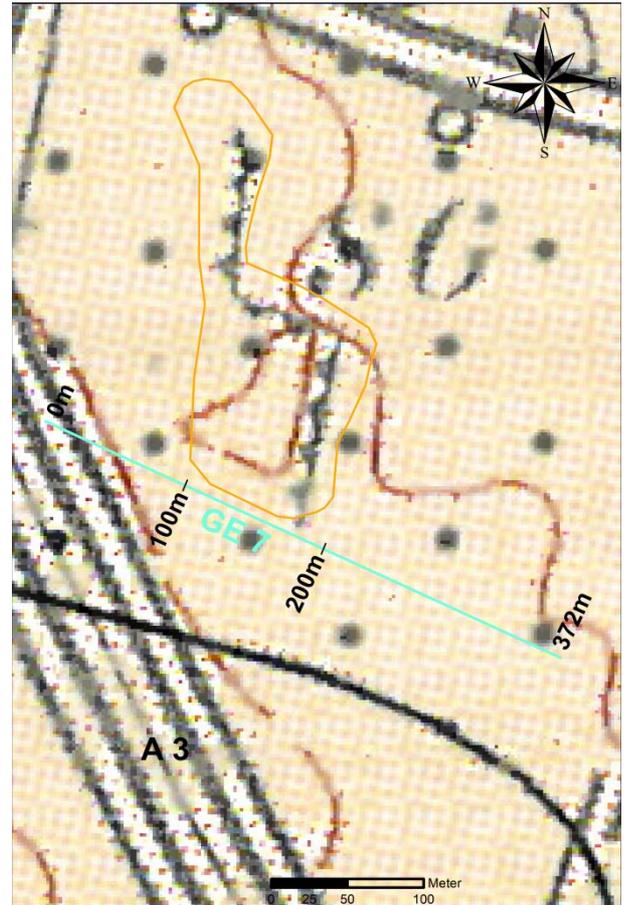


Abb. 72: GE-Profil 7, Geologische Karte

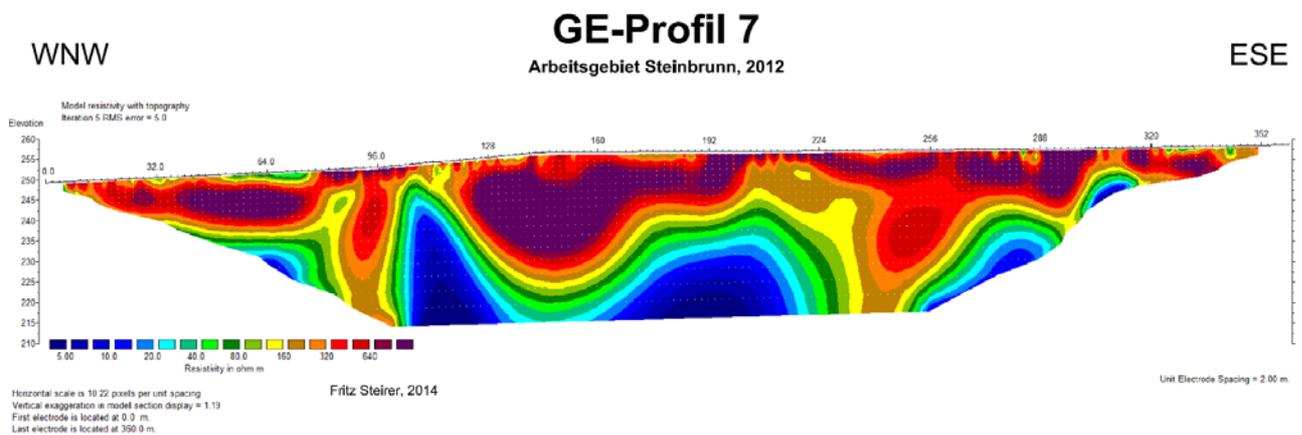


Abb. 73: Inversionsergebnis GE-Profil 7

Profilbeschreibung:

GE-Profil 7 wurde am 12.06.2012 im Zuge des gemeinsamen Praktikums mit der TU Wien gemessen. Die Orientierung ist ungefähr WNW-ESE, die ursprüngliche Länge betrug 396 Meter, aufgrund von schlechter Datenqualität (bedingt durch ungenügende Ankoppelung der Elektroden) wurde es aber auf 372 Meter verkürzt. Da die Datenqualität auch nach mehrmaliger Optimierung (Ausschneiden von Ausreißern, RMS-Fehler-Korrektur) relativ schlecht blieb, sind auch nur bedingt Aussagen möglich.

Interpretation:

Entsprechend der angrenzenden Sandgrube zeigt der oberflächennahe Bereich hier höhere Widerstände; im Bereich zwischen 100 bis 200 Meter (siehe Abbildungen 71 und 72), also genau parallel zur Wand der Sandgrube, reichen die höheren Widerstände bis ungefähr 20 Meter Tiefe. Unter den Bereichen mit deutlich höheren Widerständen beginnt eine vermutlich tonige Schicht, deren Verlauf aber durch die schlechte Datenqualität unklar bleibt.

4.2.9 GE-Profil 8



Abb. 74: GE-Profil 8, Orthofoto

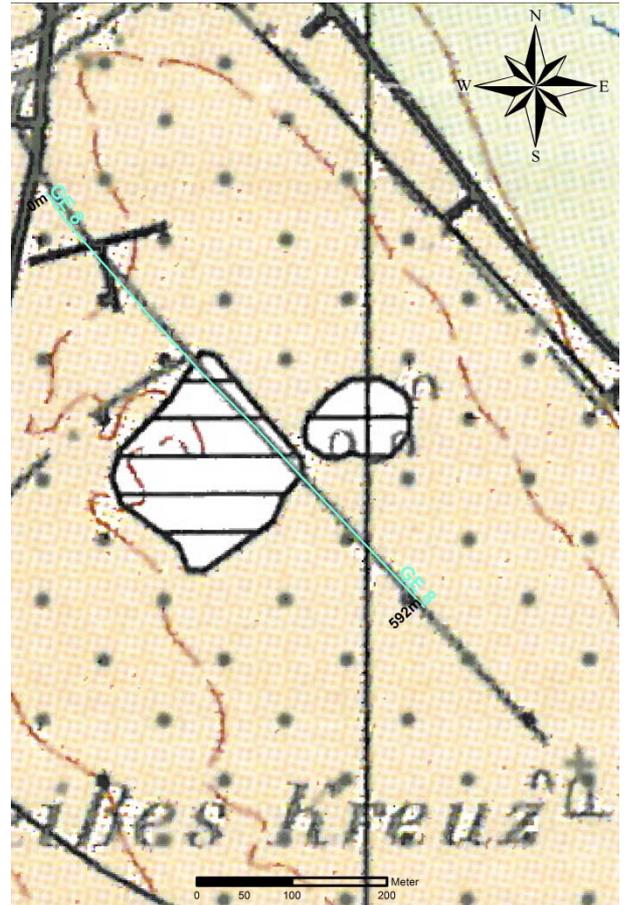


Abb. 75: GE-Profil 8, Geologische Karte

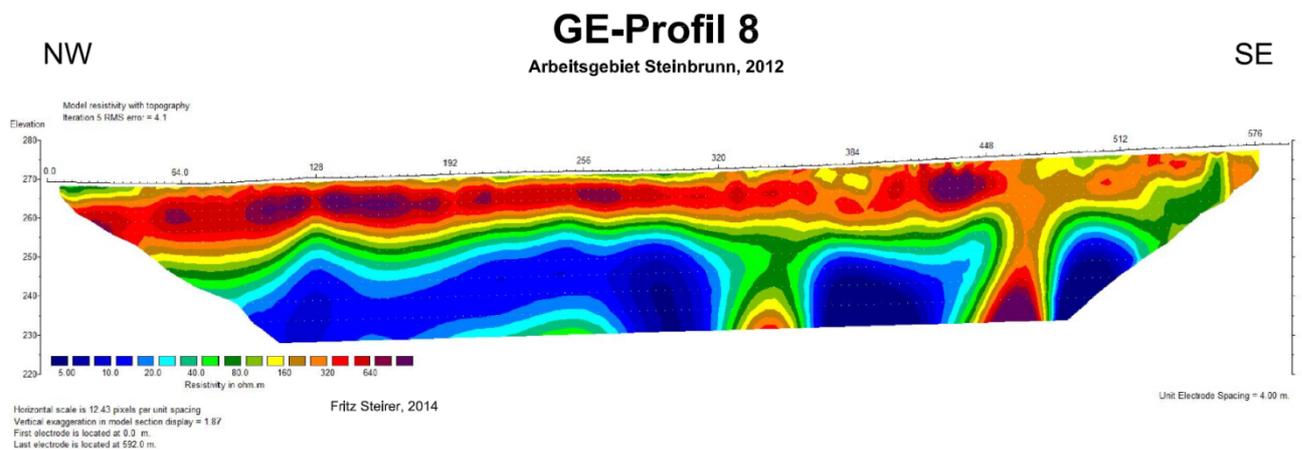


Abb. 76: Inversionsergebnis GE-Profil 8

Profilbeschreibung:

GE-Profil 8 wurde ebenfalls im Zuge des gemeinsamen Praktikums mit der TU Wien am 13.06.2013 mit einer Gesamtlänge von 592 Metern und ungefährer NW-SE-Orientierung gemessen. Der Elektrodenabstand liegt bei 4 Metern, insgesamt wurden rund 2500 Messpunkte erfasst.

Interpretation:

Oberflächennah, bis in eine Tiefe von ungefähr 15 Meter, wurden höhere Widerstände (um die 500 Ohmmeter) erfasst, bei denen es sich vermutlich wieder um Sande und (Kalk)sandsteine handelt. Bei den niedrigohmigen Bereichen (~10 Ohmmeter) handelt es sich vermutlich um eine stark tonige Schicht.

4.2.10 GE-Profil 9



Abb. 77: GE-Profil 9, Orthofoto

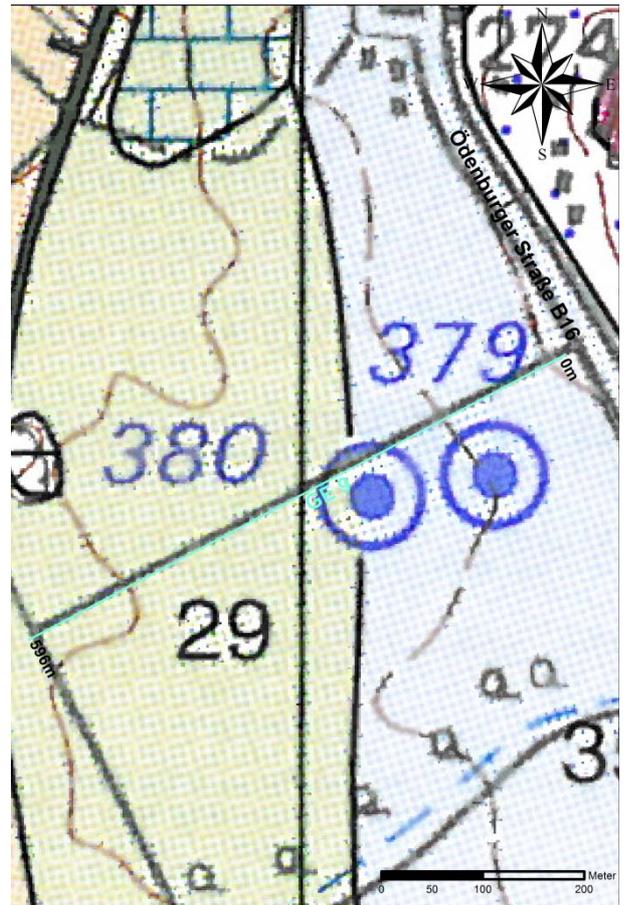


Abb. 78: GE-Profil 9, Geologische Karte

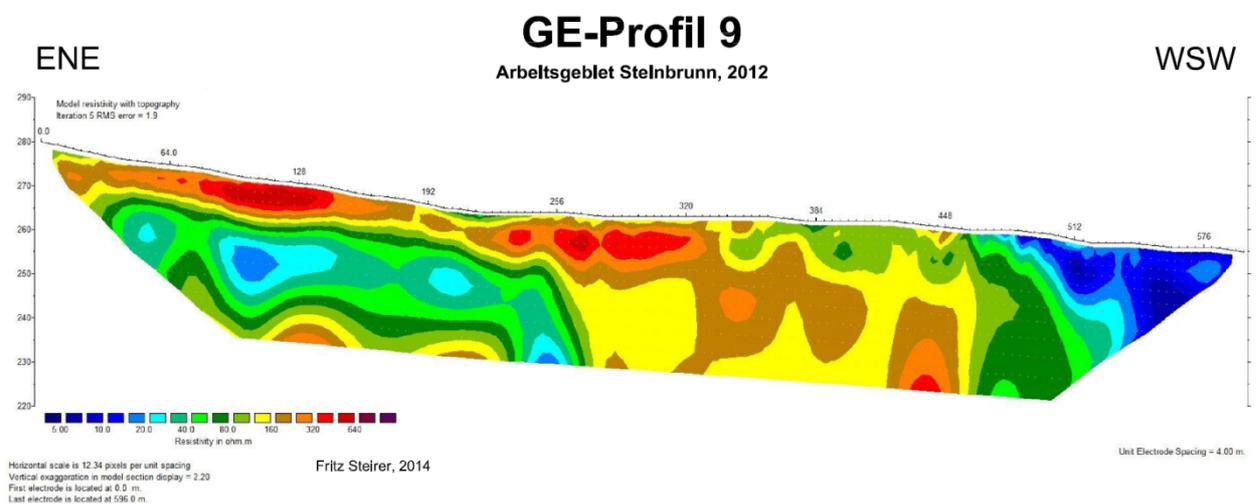


Abb. 79: Inversionsergebnis GE-Profil 9

Profilbeschreibung:

GE-Profil 9 wurde am 19.06.2012 mit einer Gesamtlänge von 596 Meter und ungefähr ENE-WSW-Orientierung gemessen. Der Elektrodenabstand beträgt 4 Meter, die Messpunkt-Gesamtzahl liegt bei rund 2500.

Interpretation:

Bei dem niedrigohmigen Widerstandskörper im Westsüdwesten, der bei ungefähr 10 Ohmmetern liegt, handelt es sich um nicht differenzierten Tonmergel, Sand, Schotter und Ton (persönl. Mitteilung H. Häusler, 28.05.2014).

Der Bereich zwischen Profilmeter 256 bis 448 Meter wird am ehesten von nicht differenziertem sarmatischem Tonmergel, Sand, Schotter und Kalk aufgebaut; bei dem Widerstandskörper, der bei ungefähr Profilmeter 256 beginnt und bis zum ostnordöstlichen Ende des Profils verläuft, handelt es sich am ehesten um nicht differenzierten Tonmergel, Sand, Schotter und Kalk aus dem Badenium (persönl. Mitteilung H. Häusler, 28.05.2014).

4.2.11 GE-Profil 10



Abb. 80: GE-Profil 10, Orthofoto

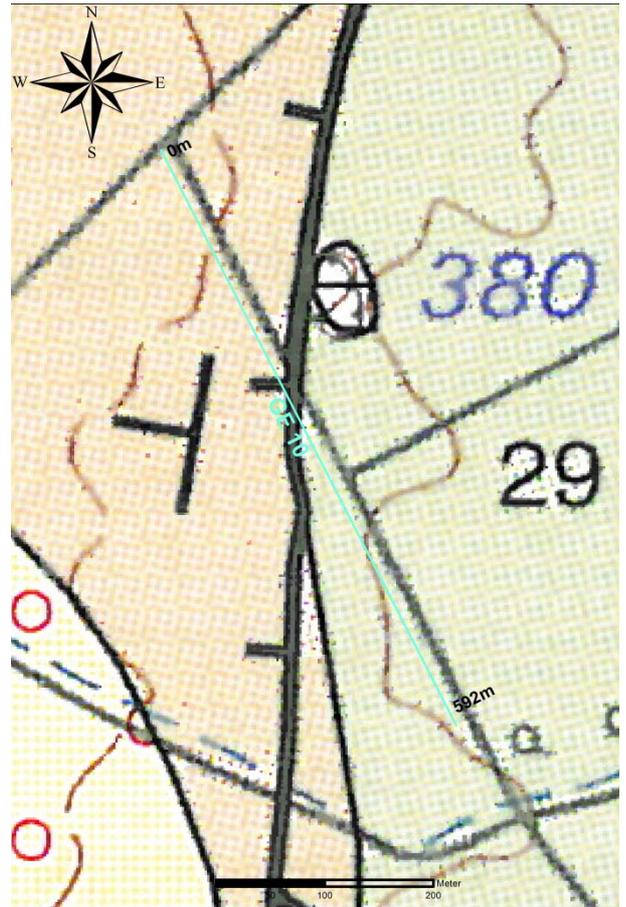


Abb. 81: GE-Profil 10, Geologische Karte

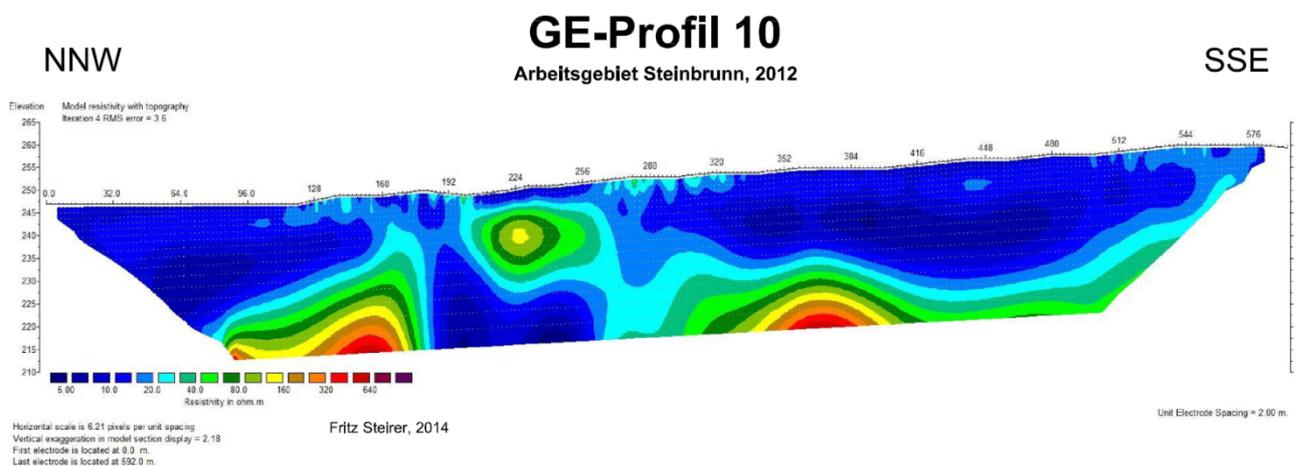


Abb. 82: Inversionsergebnis GE-Profil 10

Profilbeschreibung:

GE-Profil 10 wurde am 20.06.2012 mit einer Gesamtlänge von 592 Metern und NNW-SSE-Orientierung gemessen. Der Elektrodenabstand liegt bei 4 Meter, durch die Modellverfeinerung ergeben sich in der Abbildung wiederum 2 Meter.

Interpretation:

Zu diesem Profil ist ein direkter Vergleich mit einem Profil der Geologischen Bundesanstalt möglich, das in einem Bericht von Römer & Bieber aus dem Jahr 2010 enthalten ist.

Allerdings beträgt der Elektrodenabstand bei diesem Profil 10 Meter und die Gesamtlänge liegt bei 920 Meter, außerdem ist die Eindringtiefe mit 200 Metern angegeben.

Der Beginn beider Profile im Nordwesten stimmt relativ genau überein.

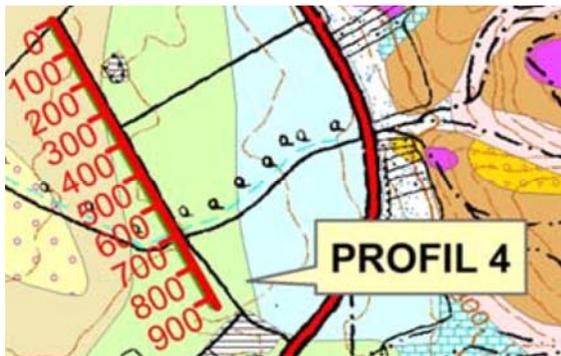


Abb. 83: Lage und Metrierung von GBA-Profil 4 (Bieber & Römer, 2010)

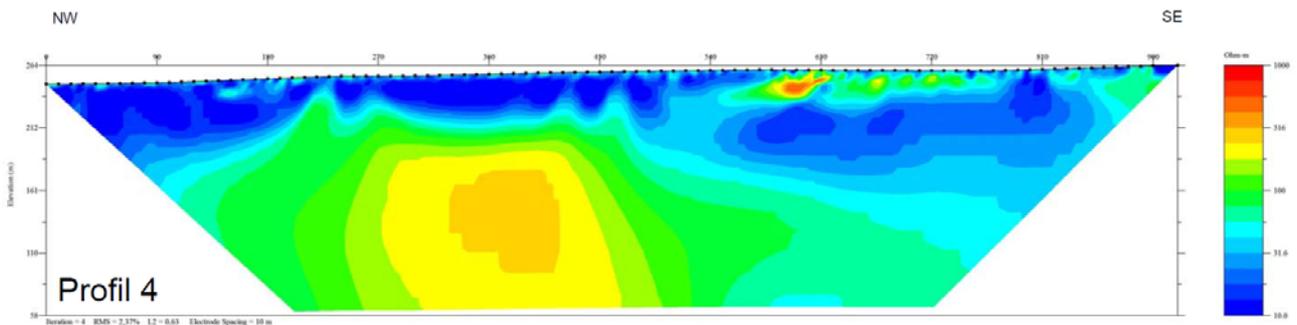


Abb. 84: Profil 4, nach der vierten Iteration und einem RMS-Fehler von 2,37% (Bieber & Römer, 2010)

Um einen Vergleich zwischen den beiden Profilen herstellen zu können, wurden in etwa die obersten 45 Meter von Profil 4 auf einer Länge von rund 600 Metern ausgeschnitten, ungefähr der Eindringtiefe und Länge von Profil 10 entsprechend.

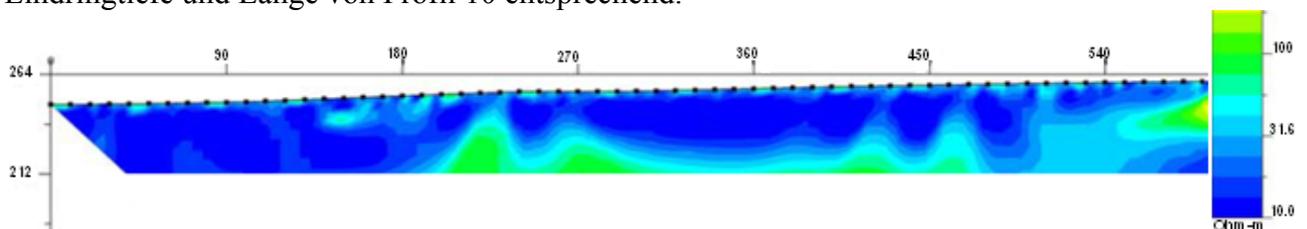


Abb. 85: Ausschnitt der ungefähr obersten 45 Meter, modifiziert nach Bieber & Römer, 2010

Nach Bieber & Römer, 2010, handelt es sich bei dem niederohmigen Widerstandskörper im Hangenden (blauer Farbton, zwischen 10 bis 30 Ohmm) um feinklastische Sedimente (Feinsand, Schluff, Ton) aus dem Pannon beziehungsweise Sarmat.

Der im Liegenden beginnende höherohmige Körper (100 bis 300 Ohmmeter) zwischen Profilmeter 200 bis 500 reicht bis circa 30 Meter an die Geländeoberfläche heran und wird als karbonatische Fazies (Leithakalk) angesehen (Bieber & Römer, 2010).

Das im Zuge des Praktikums gemessene Profil 10 zeigt bezüglich der ermittelten Widerstände für die tonigen Bereiche fast denselben Wertebereich zwischen ungefähr 5 bis 30 Ohmmeter.

Für die im Liegenden beginnenden höherohmigen Bereiche wurden aber etwas höhere Widerstandswerte bis ungefähr 500 Ohmmeter ermittelt, außerdem beginnen diese Bereiche oberflächennah etwas weiter im Nordnordwesten, ungefähr bei Profilmeter 160 (beim GBA-Profil im Gegensatz dazu ungefähr bei Profilmeter 220).

Bei beiden Profilen zeigen sich aber übereinstimmend oberflächennah feinklastische Sedimente, die von höherohmigen Bereichen (laut GBA-Bericht Leithakalk) unterlagert werden. Ident ist in beiden Profilen auch der ab ungefähr Profilmeter 500 zur Geländeoberfläche hin ansteigende Leithakalk-Bereich.

4.3 Georadar

Sämtliche Georadar-Daten wurden in den bereits auf Seite 5 beschriebenen 2 Praktika in Zusammenarbeit mit der TU Wien, Abteilung für Geodäsie und Geoinformation, Forschungsgruppe Geophysik, im Zeitraum 11. bis 13. sowie 18. bis 20. Juni 2012 gemessen.

Zum Einsatz kamen dabei eine 200- sowie eine 400MHz-Antenne, die sich im Besitz der Forschungsgruppe Geophysik befinden.

Wie auch auf Seite 5 erwähnt, nahmen an beiden Praktika eine große Anzahl an Studenten teil, wodurch es möglich war, in Summe rund 10,5 km an Georadar-Profilen zu messen (zu sehen auf den Übersichtsplänen auf den Seiten 56 und 57 sowie auf den beiden Übersichtsplänen im Format A1, die sich in einer Plantasche auf der Innenseite des hinteren Buchdeckels dieser Arbeit befinden.

Weil eine Darstellung sämtlicher Georadar-Profile den Rahmen einer Masterarbeit übersteigen würde, sind nachfolgend nur die wichtigsten Ergebnisse der Auswertungen dargestellt.

Die Auswertung erfolgte unter Anleitung von Frau Univ.-Ass. Dipl.-Ing. Ingrid Kreutzer von der Forschungsgruppe Geophysik.

Die reduzierte Auswahl hat noch einen weiteren Grund: Wie auch auf den Seiten 40 und 41 beschrieben, absorbiert oder reflektiert wassergesättigter Ton die Radiowellen in einer Art und Weise, dass er für diese nahezu undurchlässig ist (Reynolds, 2011).

Da in der Sandgrube selbst sowie auch in ihrer Umgebung immer wieder tonige Bereiche beziehungsweise tonige Schichten auftreten, liefern viele Profile über weite Bereiche keine nennenswerten Informationen.

Somit wurde auf den nachfolgenden Seiten nur die Bereiche einzelner Profile dargestellt, die für die Fragestellung dieser Masterarbeit relevante Informationen liefern.

Bei allen nachfolgenden Darstellungen ist wichtig zu beachten, dass die Tiefendarstellung überhöht ist; die genaue Überhöhung der y-Achse ist bei allen Profilen angegeben.

Sämtliche Prozessierungsschritte der Georadar-Daten wurden mit dem Programm „REFLEXW“, Version 4.0, der Firma Sandmeier durchgeführt.

4.3.1 Profil GPR1, 50-100 Meter



Abb. 86: Profil GPR1, 50-100m, Orthofoto

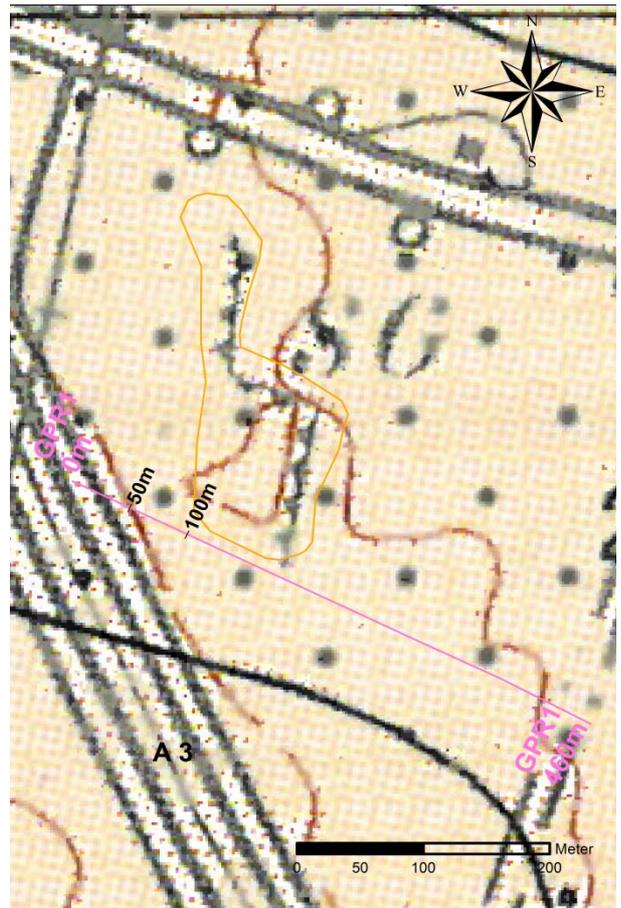


Abb. 87: Profil GPR1, 50-100m, Geologische Karte

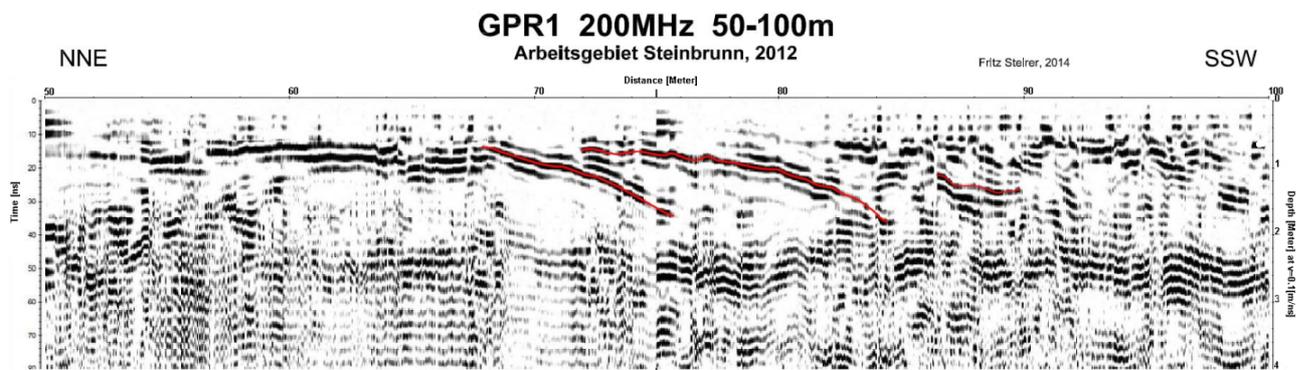


Abb. 88: Ergebnisdarstellung Profil GPR1, 50-100m

Profilbeschreibung:

Profil GPR1 wurde mit einer 200MHz-Antenne und einer Gesamtlänge von 460 Meter mit ungefähr NNE-SSW-Orientierung parallel zur Westwand der Sandgrube gemessen. Die ursprüngliche Eindringtiefe des Profils lag bei rund 7 Metern, sie wurde aber im oben dargestellten Bereich zwischen Profilmeter 50 und 100 auf rund 4 Meter begrenzt, da unterhalb dieser Tiefe keine Strukturen mehr erkennbar sind (aufgrund der vermutlich tonigen Lithologie).

Interpretation:

Vor allem in den obersten 2 Metern, dort vor allem zwischen Profilmeter 65 und 90, sind Verbiegungen der pannonischen Sande und Sandsteine ersichtlich. Diese wurden zur besseren Erkennbarkeit mit einer roten Linie nachgezeichnet; der Winkel des scheinbaren Einfallens gegen SSW liegt bei ungefähr $6,6^\circ$.

4.3.2 Profil GPR 1, 150-200 Meter



Abb. 89: Profil GPR1, 150-200m, Orthofoto

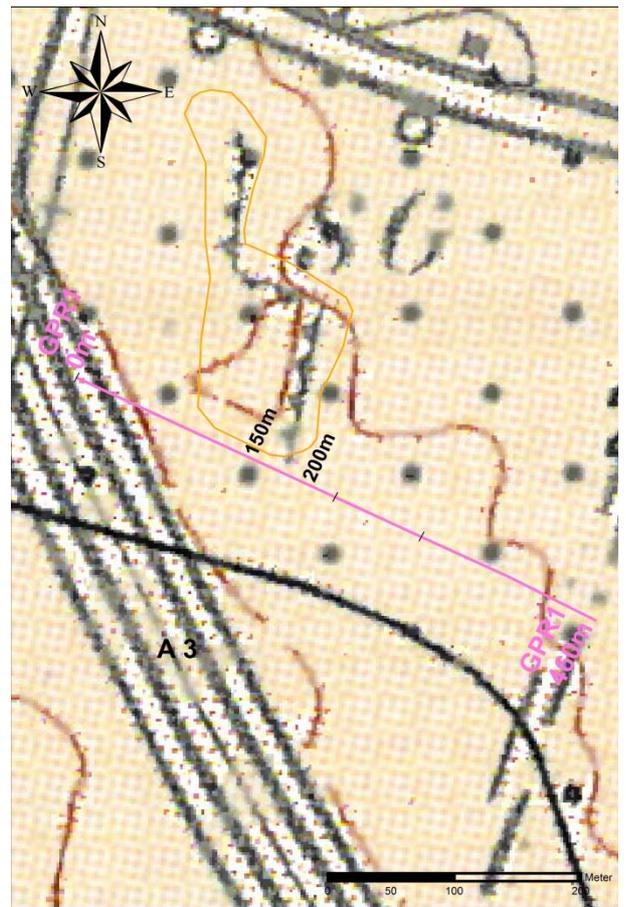


Abb. 90: Profil GPR1, 150-200m, Geologische Karte

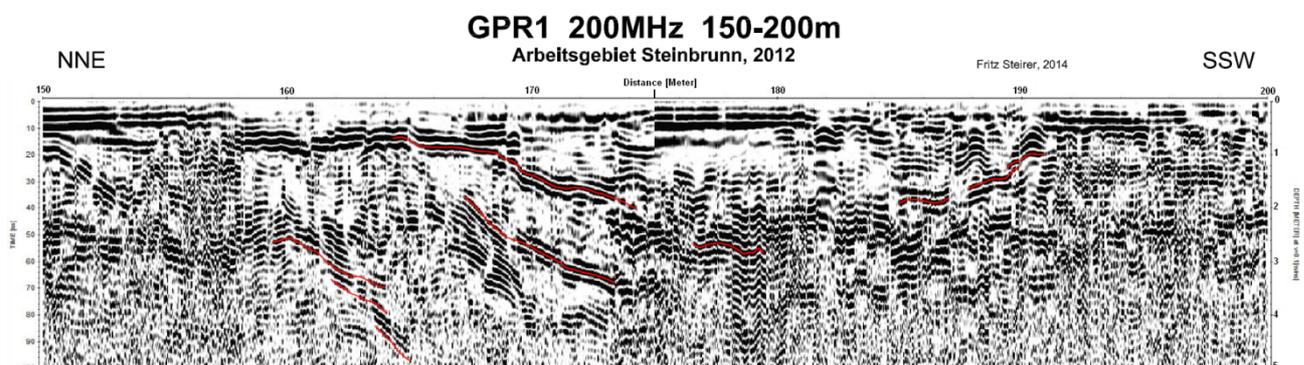


Abb. 91: Ergebnisdarstellung Profil GPR1, 150-200m

Profilbeschreibung:

Dargestellt ist der Abschnitt zwischen Profilmeter 150 bis Profilmeter 200 des Georadar-Profiles GPR1. Zur besseren Erkennbarkeit der vorhandenen Strukturen wurden auch hier wieder markante Reflektoren mit einer roten Linie gekennzeichnet.

Interpretation:

In diesem Bereich sieht man (bis ungefähr Profilmeter 190) die Verfallungen der Westwand der Sandgrube, der bei ungefähr Profilmeter 165 gegen SSW einfallende Reflektor scheint ab ungefähr Profilmeter 180 wieder Richtung Oberfläche aufzutauchen.

4.3.3 Profil GPR 1, 225-300 Meter



Abb. 92: Profil GPR1, 225-300m, Orthofoto

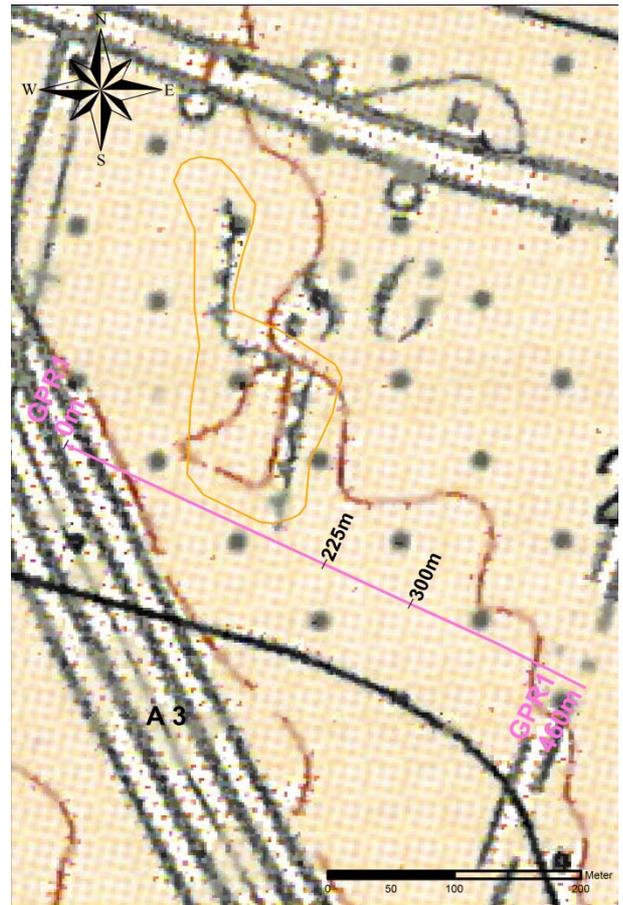


Abb. 93: Profil GPR1, 225-300m, Geologische Karte

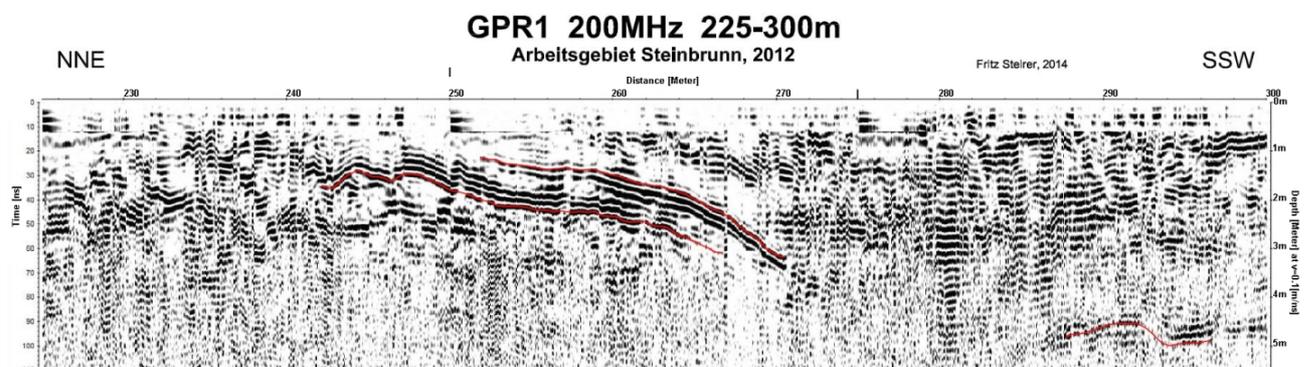


Abb. 94: Ergebnisdarstellung Profil GPR1, 150-200m

Profilbeschreibung:

Dargestellt ist der Bereich zwischen 225 bis 300 Meter von Profil GPR1, diesmal bis in eine Tiefe von rund 5,5 Metern. Auch in diesem Abschnitt wurden markante Reflektoren mit einer roten Linie gekennzeichnet.

Interpretation:

Wie auch bei den vorherigen Abschnitten scheint eine Wechsellagerung von tonigen und sandigen Bereichen vorzuliegen (unterhalb der beiden markierten Reflektoren dürfte es meist tonig sein). Im Bereich zwischen Profilmeter 240 bis 270 tauchen die Reflektoren in größere Tiefe ab, eventuell besteht ein Zusammenhang mit dem bei ungefähr Profilmeter 290 markierten Bereich. Der maximale scheinbare Einfallswinkel gegen SSW liegt im steilsten Bereich der rot markierten Reflektoren bei rund 12° .

4.3.4 Profil GPR 3, 150-100 Meter

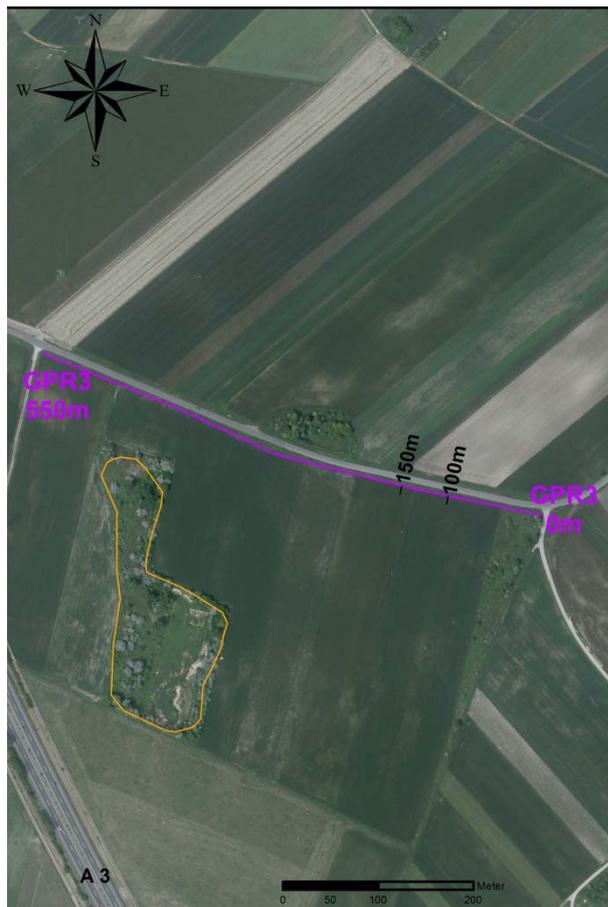


Abb. 95: Profil GPR3, 150-100m, Orthofoto

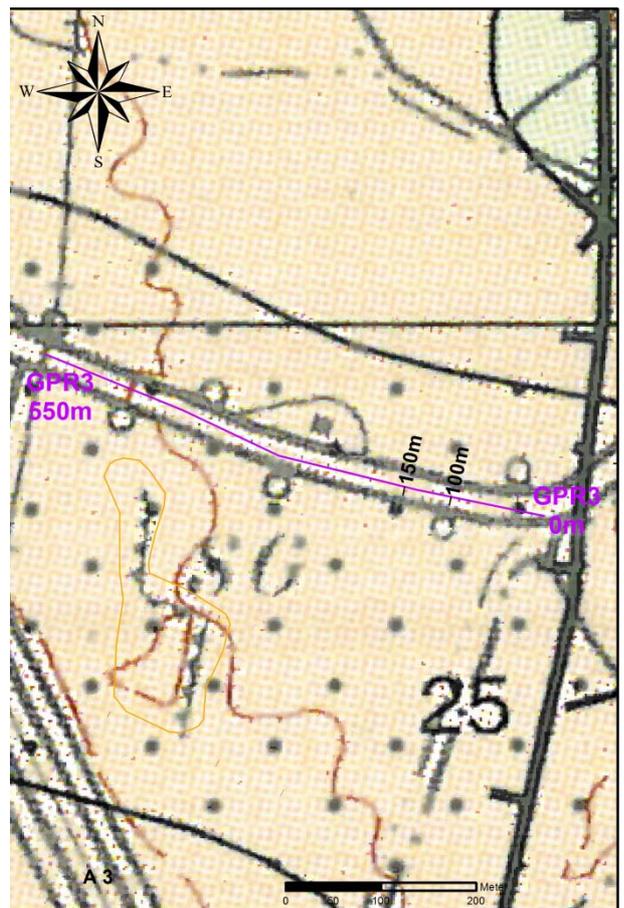


Abb. 96: Profil GPR3, 150-100m, Geologische Karte

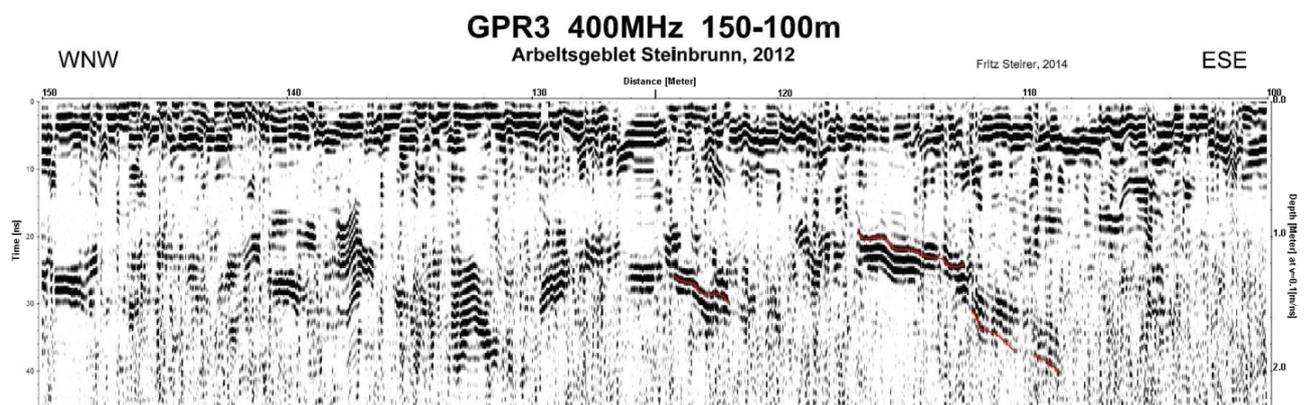


Abb. 97: Ergebnisdarstellung Profil GPR3, 150-100m

Profilbeschreibung:

Profil GPR3 wurde mit einer 400 MHz-Antenne und ungefähr ESE-WNW-Orientierung mit rund 550 Metern Gesamtlänge gemessen. Durch die geringere Eindringtiefe der 400 MHz-Antenne reichen die dargestellten Ausschnitte (150-100m, 475-425m, 525-475m) jeweils bis rund 2,2 Meter, unter dieser Tiefe sind keine weiteren Strukturen erkennbar.

Interpretation:

Der dargestellte Abschnitt zwischen 150 bis 100 Meter scheint größtenteils aus tonigen Bereichen zu bestehen, im Bereich zwischen Profilmeter 130 und 110 sind markante Strukturen, die nach Ostsüdost hin einfallen, wieder mit einer roten Linie markiert. Der maximale scheinbare Einfallswinkel gegen Ostsüdost liegt bei rund $6,6^\circ$.

4.3.5 Profil GPR 3, 475-425 Meter



Abb. 98: Profil GPR3, 475-425m, Orthofoto

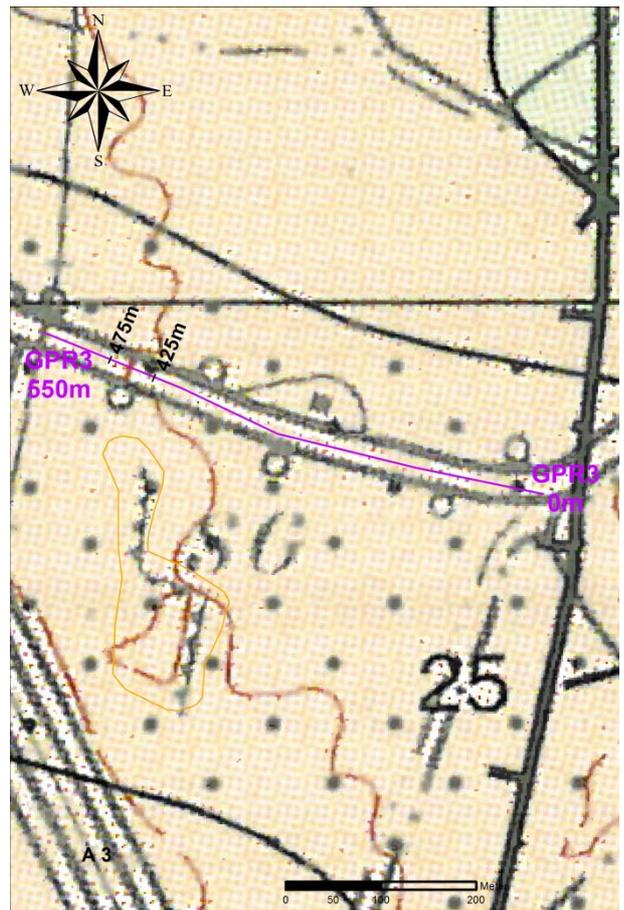


Abb. 99: Profil GPR3, 475-425m, Geologische Karte

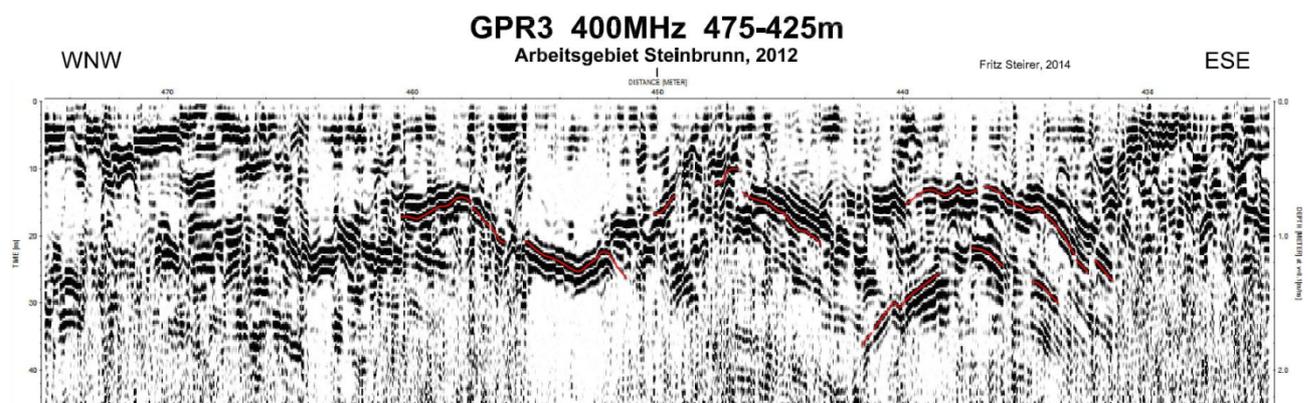


Abb. 100: Ergebnisdarstellung Profil GPR3, 475-425m

Profilbeschreibung:

Dargestellt ist der Abschnitt zwischen Profilmeter 475 bis 425 von Profil GPR3, die Eindringtiefe liegt bei etwa 2,25 Meter.

Interpretation:

Da dieser Abschnitt die nördliche Fortsetzung der Sandgrube darstellt und Strukturen gut erkennbar sind, scheint es sich hier um Sand bzw. Sandstein (entsprechend der Lithologie direkt in der Sandgrube) zu handeln. Den abgebildeten, zusammenhängenden Reflektorenbändern zufolge (von denen einzelne wieder mit einer roten Linie markiert wurden) erscheint die abgebildete Abfolge größtenteils verfaltet. Der maximale scheinbare Einfallswinkel gegen Ost-südost liegt bei rund 12°.

4.3.6 Profil GPR 3, 525-475 Meter



Abb. 101: Profil GPR3, 525-475m, Orthofoto

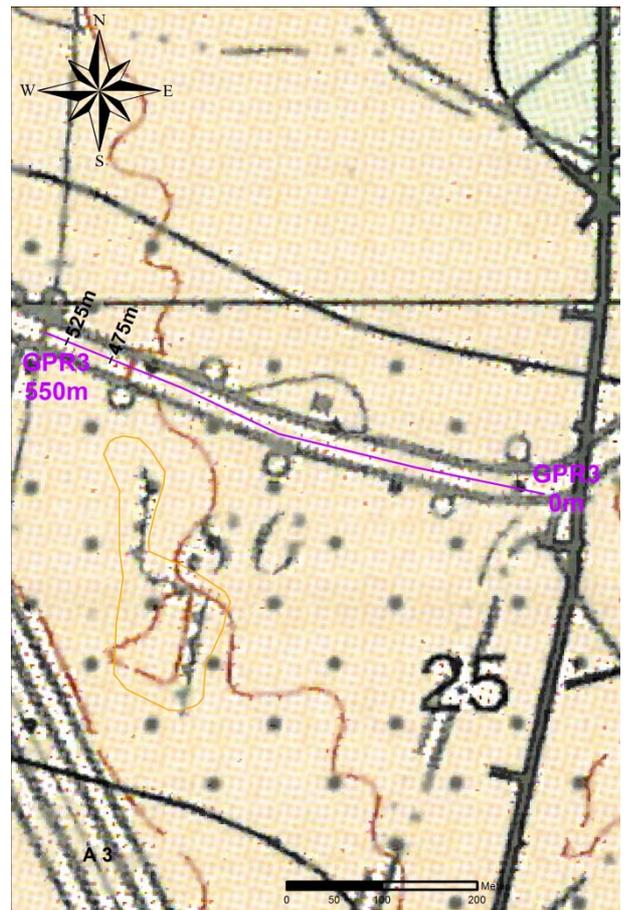


Abb. 102: Profil GPR3, 525-475m, Geologische Karte



Abb. 103: Ergebnisdarstellung Profil GPR3, 525-475m

Profilbeschreibung:

Abgebildet ist die westliche Fortsetzung des auf Seite 81 dargestellten Abschnitts von Profil GPR3, die Gesamtlänge liegt bei 50 Meter.

Interpretation:

Verfaltungen sind -bei Betrachtung der Ergebnisdarstellung von Ostsüdost nach Westnordwest- bis ungefähr Profilmeter 500 erkennbar, weiter westlich scheint die Lithologie stark tonig zu sein, da nur mehr wenige Strukturen erkennbar sind.

4.3.7 GPR 4, 200MHz, 0-75 Meter

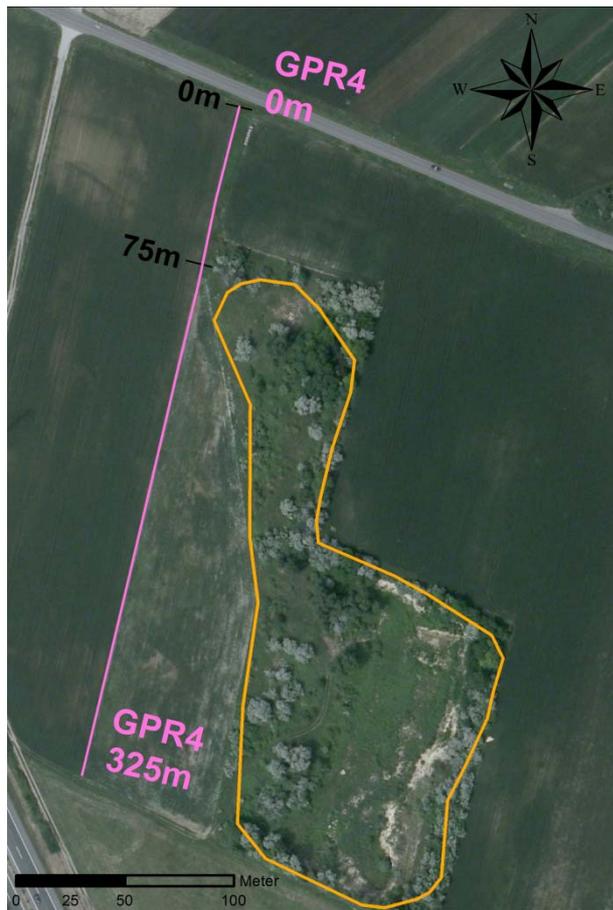


Abb. 104: Profil GPR4, 0-75m, Orthofoto

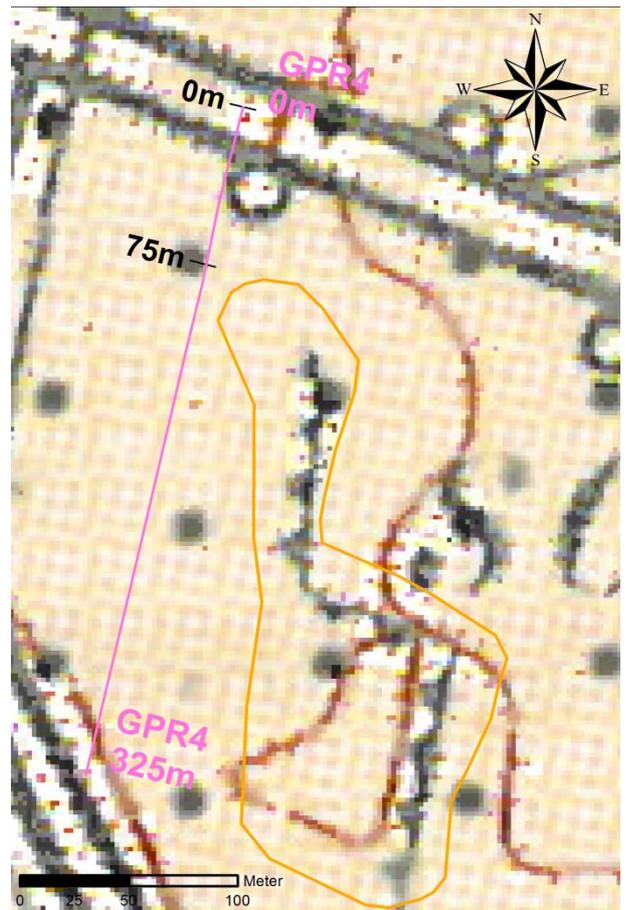


Abb. 105: Profil GPR4, 0-75m, Geologische Karte



Abb. 106: Ergebnisdarstellung Profil GPR4, 0-75m

Profilbeschreibung:

Dargestellt ist der Abschnitt zwischen 0 und 75 Meter von Profil GPR4, das Profil ist etwa 5-fach überhöht. Das Profil hatte ursprünglich eine Eindringtiefe von beinahe 7 Meter, unterhalb 3 Meter Tiefe scheint die Lithologie aber tonig zu sein, da keine weiteren Strukturen erkennbar sind.

Interpretation:

Innerhalb der dargestellten 75 Meter sind Verfaltungen erkennbar, wie weit sich diese in die Tiefe erstrecken, ist aber durch die unterhalb von 3 Meter beginnende, vermutlich tonige Lithologie nicht feststellbar.

4.3.8 Profil SP1, 200MHz

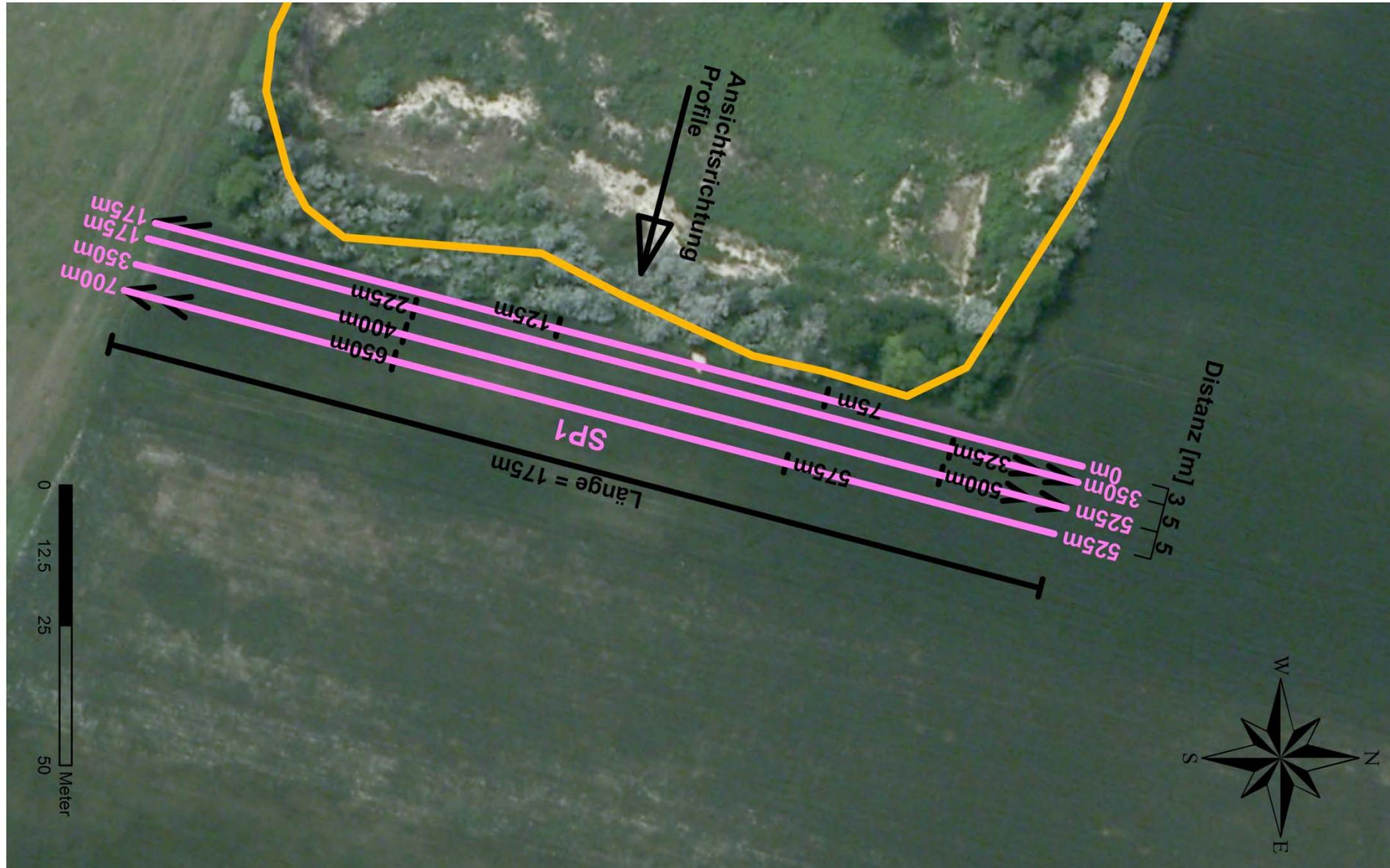


Abb. 107: Profil SP1, bestehend aus 4 Einzelprofilen: 75 -125m, 325-225m, 500-400m, 650-575m; die schwarzen Pfeile geben jeweils die Messrichtung an

Ergebnisdarstellung Profil SP1

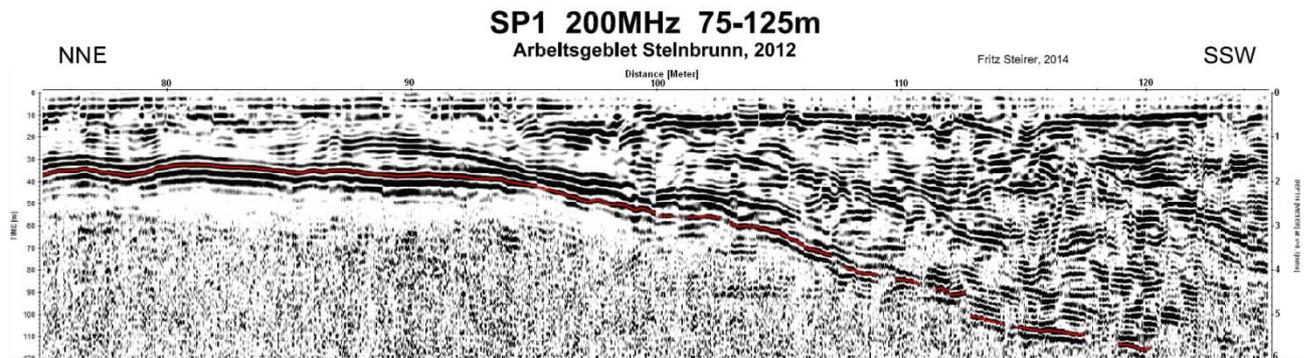


Abb. 108: Ergebnisdarstellung Profil SP1, Profilmeter 75-125, Überhöhung: rund 1,8-fach

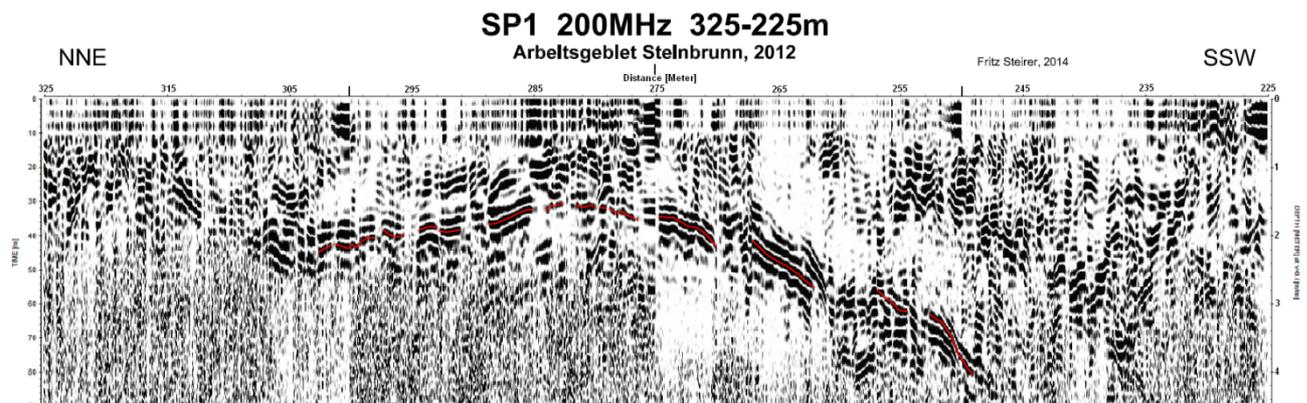


Abb. 109: Ergebnisdarstellung Profil SP1, Profilmeter 325-225, Überhöhung: rund 5,6-fach

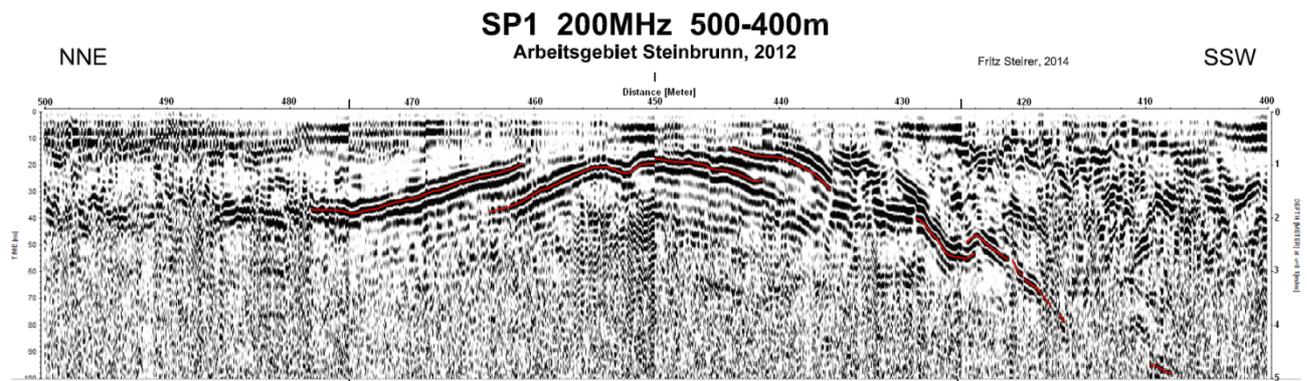


Abb. 110: Ergebnisdarstellung Profil SP1, Profilmeter 500-400, Überhöhung: rund 4,4-fach

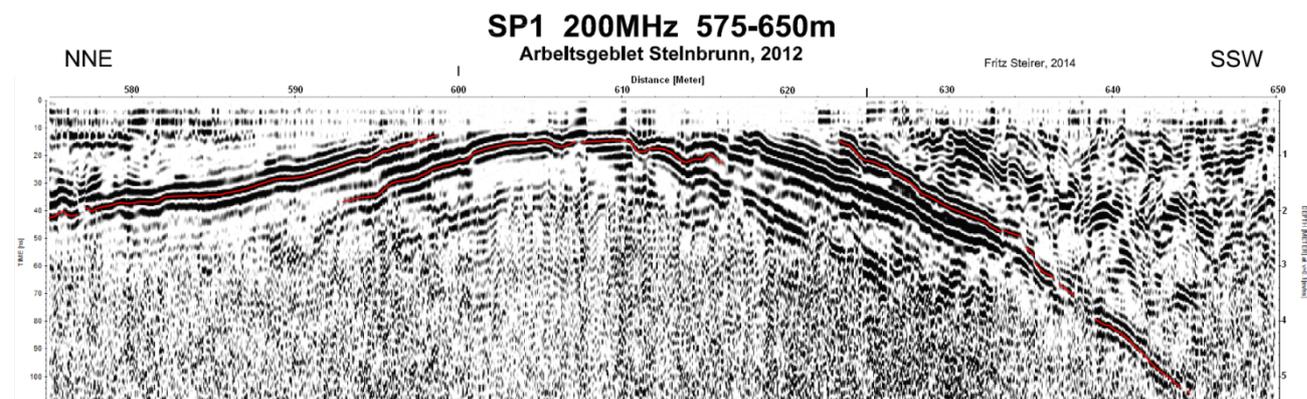


Abb. 111: Ergebnisdarstellung Profil SP1, Profilmeter 575-650, Überhöhung: rund 3,4-fach

Profilbeschreibung:

Profil SP1 75-125 Meter:

Auf einer Länge von 50 Meter reicht dieses Profil bis in eine Tiefe von 6 Meter, der maximale scheinbare Einfallswinkel liegt bei rund 9,9°.

Profil SP1 325-225 Meter:

Dieses Profil befindet sich in einer Distanz von 3 Metern zu dem vorigen, die Länge des dargestellten Ausschnitts liegt bei 100 Meter, die dargestellte Eindringtiefe bei 4,5 Metern. Der maximale scheinbare Einfallswinkel beträgt rund 15°.

Profil SP1 500-400 Meter:

Die Distanz zum vorigen Profil beträgt 5 Meter, die dargestellte Länge des Ausschnitts liegt bei 100 Meter, die Eindringtiefe reicht bis 5 Meter; maximaler scheinbarer Einfallswinkel: rund 13°.

Profil SP1 575-650 Meter:

Das Profil wurde wiederum in einem 5-Meter-Abstand zum vorigen gemessen, die Länge des dargestellten Abschnitts beträgt 75 Meter. Der maximale scheinbare Einfallswinkel liegt bei rund 15°.

Interpretation:

Bei den 3 östlichen Profilen der Abfolge (also bei 325-225m, 500-400m sowie 575-650m) ist eine Aufwölbung im Zentrum sehr gut erkennbar.

Das westlichste Profil direkt am Rand der Sandgrube (75-125m) bildet diese Struktur nicht ab, auch bei Betrachtung der gesamten Profillänge (die hier nicht dargestellt wurde) ist keine Aufwölbung wie bei den 3 anderen Profilen erkennbar.

Die nach Südsüdwest einfallende Schicht ist identisch zu den 3 anderen Profilen, allerdings mit etwas geringerem Einfallswinkel (siehe Angaben in der Profilbeschreibung); in nordnordöstlicher Richtung verläuft die Schichtung aber parallel zur Oberfläche.

Der Bereich unterhalb der Aufwölbung liefert bei allen 4 Profilen ein nahezu identes Bild und dürfte stark tonig sein, da hier keine weiteren Strukturen erkennbar sind.

Der Bereich im Südsüdwesten, der an die Aufwölbung anschließt, ist vermutlich sandig, da hier Strukturen erkennbar sind, allerdings nicht besonders deutlich.

4.4 Seismik

Insgesamt wurden 9 Seismik-Profile im Arbeitsgebiet Steinbrunn gemessen, teilweise ident zu den Geoelektrik- beziehungsweise Georadar-Profilen. Einen Überblick über sämtliche Messungen bieten die Pläne auf den Seiten 56 und 57, auf denen die Seismik-Profile 1 bis 8 dargestellt sind. Ein weiteres, neuntes Profil ist nicht extra eingezeichnet, verläuft aber ident zu Geoelektrik-Profil 10 -mit dem Unterschied, dass es sich noch um rund 100 Meter weiter in südsüdöstliche Richtung erstreckt. Konkret wurden im ersten Praktikum (28.09. bis 02.10.2011) im Zuge dieser Masterarbeit die Profile S1 bis S3 gemessen, wobei die Anregung seismischer Energie mithilfe der auf Seite 50 beschriebenen „VakImpak“ passierte. Die restlichen Seismik-Profile (S4 bis S9) wurden im Zuge der beiden Praktika im Juni 2012 (in Zusammenarbeit mit der TU Wien, Abteilung für Geodäsie und Geoinformation, Forschungsgruppe Geophysik) gemessen.

Wie auch bei den Georadar-Profilen würde eine Darstellung sämtlicher Ergebnisse den Rahmen einer Masterarbeit übersteigen, daher wird nachfolgend nur das Profil 1 dargestellt, das in Lage und Distanz ident zu Geoelektrik-Profil 3 verläuft.

Die gesamte Auswertung der Seismik sowie auch die ab Seite 88 folgende Ergebnisdarstellung wurde von Dr. Werner Chwatal, TU Wien, Forschungsgruppe Geophysik, durchgeführt und erstellt.

Seismik-Profil 1



Abb. 112: Seismik-Profil 1, Orthofoto

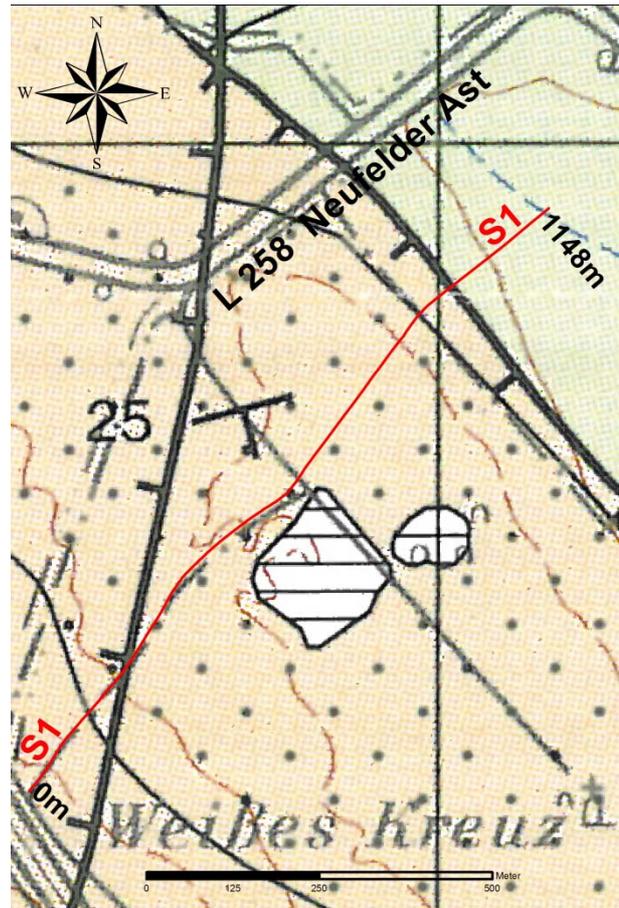


Abb. 113: Seismik-Profil 1, geologische Karte

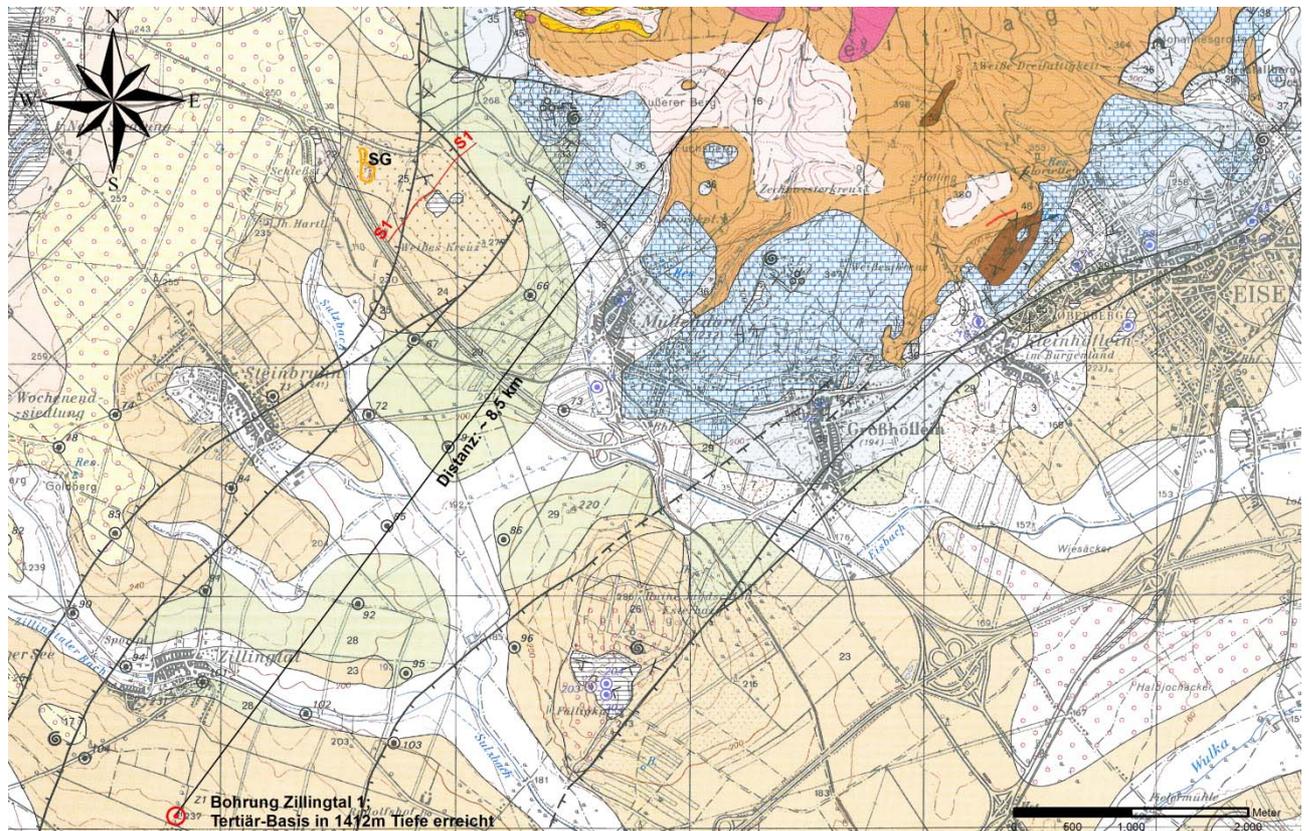


Abb. 114: Darstellung der ungefähren Distanz zwischen dem Kristallin des Leithagebirges und der Kristallinoberkante, die bei der Bohrung „Zillingtal 1“ in 1412m Tiefe erreicht wurde.

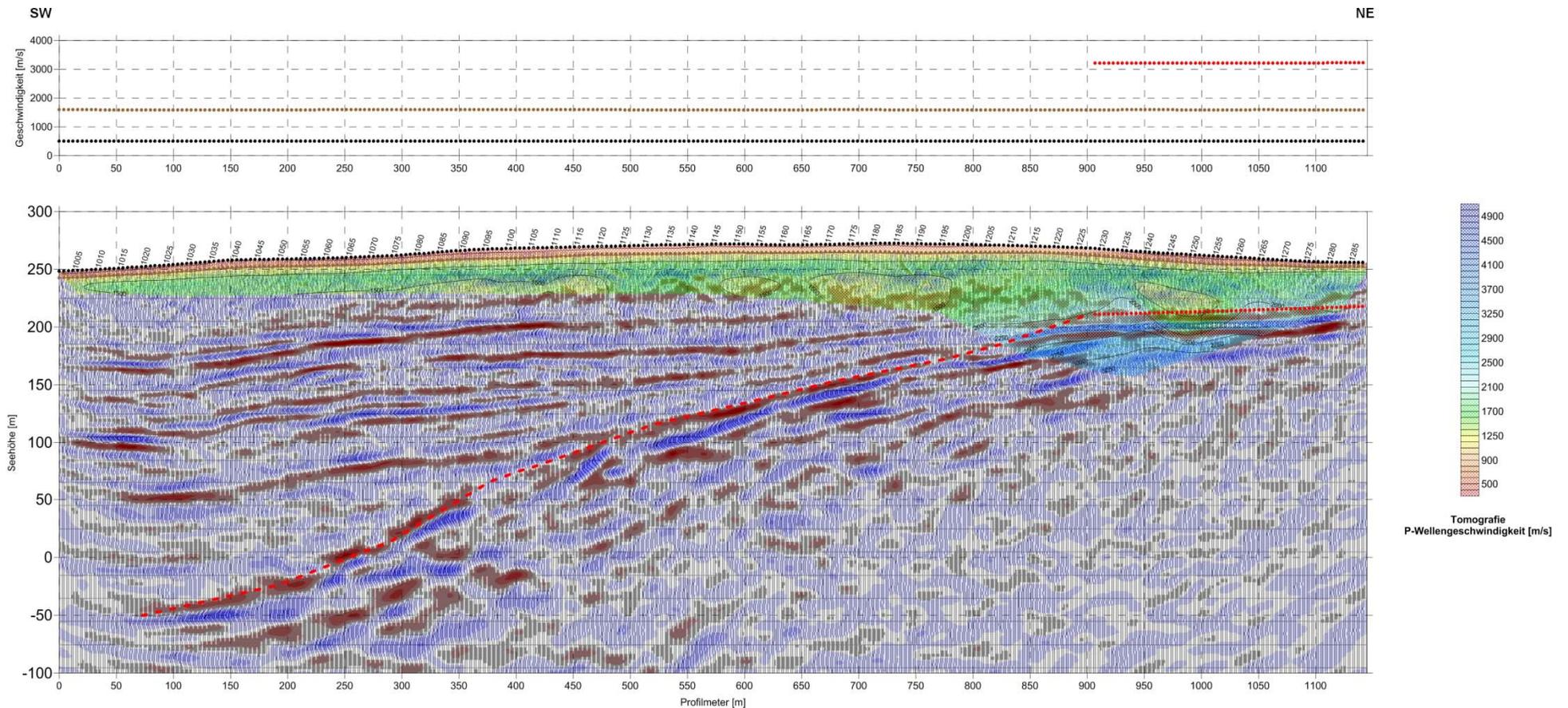


Abb. 115: Ergebnisdarstellung Seismik-Profil 1 (Chwatal, 2011)

Profilbeschreibung:

Oben abgebildete Ergebnisdarstellung beinhaltet auch die Interpretation von Werner Chwatal, TU Wien: Die rot strichlierte Linie stellt die Kristallin-Oberkante dar. Die seismische P-Wellengeschwindigkeit liegt unterhalb dieser Linie über 3000m/s und damit im Bereich von Festgestein, wie auch der Tabelle auf Seite 47 zu entnehmen ist. Der maximale scheinbare Einfallswinkel in Richtung Südwest liegt bei 28° (im Bereich zwischen Profilmeter 300 bis 400 der Ergebnisdarstellung).

Interpretation:

In der Ergebnisdarstellung von Seismik-Profil 1 ist gut erkennbar, dass der Untergrund oberhalb der rot strichliert eingezeichneten Kristallinoberkante keine Faltenstrukturen aufweist, die Reflektoren in diesem Bereich verlaufen annähernd horizontal und parallel. Ein Zusammenhang mit den oberflächennahen Verfaltungen, die im Bereich der Sandgrube Steinbrunn aufgeschlossen sind, ist diesem Ergebnis zufolge nicht gegeben.

Die Ergebnisdarstellung sieht nach einem „onlap“ aus; unter diesem Begriff versteht man nach Doyle et al., 2001, ein progressives landwärts gerichtetes Fortschreiten einer marinen Fazies im Zuge einer Transgression. Nach Roberts & Bally, 2012, kann ein onlap in seismischen Daten am Abbruch von flachwinkeligen Reflexionen gegen eine steiler einfallende seismische Oberfläche erkannt werden und kann marinen oder küstennahen Ursprungs (Küstenonlap) sein.

Küstenonlaps müssen aber nicht notwendigerweise nur entlang von Küstenlinien auftreten; das passiert eigentlich nur dann, wenn die Länge des topset (also der obersten Deckschichten) gleich null ist (Roberts & Bally, 2012). Progressive landwärts gerichtete Küstenonlaps können entweder mit einer Regression (das heißt, die Küstenlinie bewegt sich beckeneinwärts) oder mit einer Transgression (also dass sich die Küstenlinie landeinwärts bewegt) einhergehen, abhängig von der Sedimentationsrate (Roberts & Bally, 2012).

Wie auch auf Seite 14 beschrieben, kam es erstmals im Badenium zu einer marinen Ingression im Eisenstadt-Sopron-Becken, der Zeitabschnitt des Badenium ist durch weitverbreitete Ablagerungen von fossilreichen Tonen im Bereich der Becken sowie durch Karbonatsedimente (Leithakalke) in diversen Faziesbereichen charakterisiert (Harzhauser & Piller, 2005).

An den durch die Seismik identifizierten Kristallinbereich im Nordosten wurden badenische, sarmatische und pannonische Schichten angelagert. Eine weitere stratigraphische Unterscheidung, in welcher Tiefe die jeweiligen Grenzen (zwischen Badenium und Sarmatium bzw. Sarmatium und Pannonium) zu ziehen sind, ist aber anhand der Seismik ohne Bohrung nicht möglich.

Eine weitere Überlegung zum Verlauf der Kristallinoberkante liefert Abbildung 114 auf Seite 88: Anhand der Distanz von rund 8,5km und dem Umstand, dass bei der Tiefbohrung „Zillingtal 1“ der Beginn des Kristallins in 1412 Meter Tiefe erbohrt wurde, müsste das durchschnittliche Gefälle bei rund 9,5° liegen. Das Gefälle der Kristallinoberkante beginnt sich ab ungefähr Profilmeter 200 in Richtung Südwest zu verringern und wird vermutlich auf der restlichen Strecke in Richtung der Tiefbohrung „Zillingtal 1“ kein stärkeres Gefälle aufweisen, da man sonst -zumindest rechnerisch- in wesentlich größerer Tiefe als 1412 Meter ankommen würde.

Laut geologischer Karte sollte Seismik-Profil 1 von 2 Störungen geschnitten werden; wie bereits bei dem in Lage und Richtung ident verlaufenden Geoelektrik-Profil 3 erwähnt, sind auch in der Ergebnisdarstellung der Seismik keine Anzeichen dafür erkennbar.

In Hinblick auf die Fragestellung, ob die Deformationsstrukturen in der Sandgrube nach Exner, 2009, im Stirnbereich einer Rotations-Block-Rutschung entstanden (wobei die Isoklinalfalten durch Verkürzungen entstanden), stellt sich die Frage nach einem möglichen Abscherhorizont beziehungsweise Paläoabhang, an dem die Rutschung abglitt.

Wie auf Abbildung 110 ersichtlich, fällt das Kristallin ungefähr in Richtung Südwest ab, zumindest hat man durch die Tiefbohrung „Zillingtal 1“ einen Fixpunkt in dieser Richtung.

Ein Paläoslope, der zur Entstehung der Verfaltungen in Steinbrunn geführt hätte, müsste bei Betrachtung der Falten-Orientierung also beinahe normal zu dem in der Seismik ermittelten Abhang verlaufen sein, was wenig plausibel erscheint.

Trotzdem ist auch diese Möglichkeit durch das dargestellte Seismik-Profil nicht auszuschließen, da die kürzeste Distanz zu den Verfaltungen in der Sandgrube immerhin noch rund 400 Meter beträgt und sich die Topographie der Kristallinoberkante auch kleinräumig stark ändern könnte.

5 Zusammenfassung

Die Ergebnisse der Multielektroden-Geoelektrik liefern bezüglich etwaiger Verfaltungen in der Umgebung der Sandgrube keine oder nur solche Informationen, die nicht eindeutig interpretierbar sind. Bei Profil 1, das parallel in direkter Nähe zum südlichen Rand der Sandgrube gemessen wurde, ist eine Korrelation zwischen den direkt ersichtlichen Verfaltungen in der Sandgrube und dem Inversionsergebnis möglich. Hätte man aber keine Vorstellung beziehungsweise keine direkte Ansicht der Untergrundstrukturen in diesem Bereich, würde man aber nur aufgrund des Inversionsergebnisses vermutlich nicht zu dieser Darstellung gelangen.

Was mit dieser Methode aber gut gelingt ist höherohmige Bereiche (ungefähr 100 bis 300 Ohmmeter) von niedrigohmigeren Bereichen (10 bis 30 Ohmmeter) abzugrenzen. Bei den niedrigohmigeren Bereichen handelt es sich höchstwahrscheinlich um feinklastische Sedimente (Feinsand, Schluff, Ton). Die höherohmigen Bereiche können nicht eindeutig einer Lithologie zugeordnet werden, da sich die Wertebereiche der infrage kommenden Materialien (Sand, Sandstein, Kalkstein, Kies) stark überschneiden oder sogar ident sind. Weiter erschwert werden Unterscheidungsmöglichkeiten durch den Umstand, dass sich die Lithologie vertikal und lateral auf kurzer Distanz ändern kann. Eine Ausnahme bildet Geoelektrik-Profil 3, wo sich ein höherohmiger Kuppenbereich, der vermutlich aus Sand oder Sandstein besteht, deutlich vom unterlagernden niedrigohmigeren Bereich (vermutlich Ton) abhebt, dieses Profil stimmt auch sehr genau mit der geologischen Karte überein.

Die Ergebnisse der Georadar-Untersuchungen mit 200- und 400MHz-Antenne liefern bezüglich der Fragestellung von Verfaltungen in der Umgebung der Sandgrube eindeutig die besten Informationen. Bei sämtlichen Profil-Ausschnitten in der Umgebung der Sandgrube (GPR3, GPR4, GPR1) sind Verfaltungen beziehungsweise Verbiegungen erkennbar, im Fall der Profil-Abfolge von SP1 ist eine Aufwölbung in Richtung Ostsüdost weiterverfolgbar.

Wie auch in Kapitel 3.2 beschrieben, liegt die Problematik am Einsatz von Georadar-Untersuchungen im Arbeitsgebiet Steinbrunn in der Tatsache, dass immer wieder tonige Bereiche beziehungsweise tonige Schichten auftreten, aus denen keine oder nur wenige Informationen gewonnen werden können.

Eventuell wäre eine Kombination aus geoelektrischen Vorerhebungen in anderen Teilbereichen des Arbeitsgebietes Steinbrunn sinnvoll, um zu erkunden, welche Lithologie jeweils vorherrschend ist. Würde man Bedingungen wie im Bereich von Geoelektrik-Profil 3 antreffen (also ein Kuppenbereich aus Sand beziehungsweise Sandstein), wären das ideale Bedingungen für Georadar-Untersuchungen.

Neben der Möglichkeit, optimale Bereiche mittels geoelektrischer Erkundungen auszuwählen, kann auch noch die Erkundungstiefe durch die Wahl einer anderen Antenne erhöht werden. So könnte man höhere Eindringtiefen über niederfrequenteren Antennen (bis 10MHz) erreichen, womit allerdings auch eine reduzierte Auflösung einhergeht. Die Strukturen, nach denen im Arbeitsgebiet Steinbrunn gesucht wurde, ließen sich aber vermutlich noch immer relativ gut ermitteln. Dies wäre auch sehr interessant in Hinblick auf die Frage, bis in welche Tiefe sich Verfaltungen erstrecken: Bei der Wahl einer niederfrequenten Antenne und unter der Voraussetzung, dass die maximale Eindringtiefe auch erreicht wird (also das zumindest keine tonigen Bereiche dies verhindern), könnte ein möglicher Abscherhorizont einer Rutschung detektiert werden. Diese Überlegung gilt besonders für Messungen von der Grubensohle aus, die dann eventuell bereits die nötige Eindringtiefe aufweisen, um einen Abscherhorizont zweifelsfrei bestätigen oder widerlegen zu können.

Die Ergebnisse der seismischen Untersuchungen liefern exzellente Informationen für Tiefenstufen, welche die beiden bisher besprochenen Methoden nicht erreichen können. So war es auch möglich, die Oberkante des vom Leithagebirge in Richtung Süden oder Südwesten abfallenden Kristallins zu ermitteln sowie auch einen onlap, der sich daran angelagert hat. Das Einfallen des Kristallins in Richtung Süden beziehungsweise Südwesten spricht eher gegen eine Entstehung durch einen

sedimentären Prozess, da die Orientierung der Verfaltungen beinahe normal auf die Neigung der Kristallinoberkante steht.

Wie aus der Literatur bekannt, können Rutschungen riesige Dimensionen (mehrere Millionen Kubikmeter Rutschmasse) annehmen. Um einen möglichen Abscherhorizont beziehungsweise Paläoslope eindeutig ausschließen zu können, wären großräumige seismische Untersuchungen notwendig.

Ob die Verfaltungen in der ehemaligen Sandgrube Steinbrunn durch tektonische oder sedimentäre Prozesse entstanden sind, lässt sich auch durch diese Arbeit nicht klären, durch sämtliche Untersuchungsergebnisse der Geophysik besteht aber eine gute Datengrundlage für weiterführende Überlegungen.

6 Danksagung

An erster Stelle möchte ich mich bei Ao. Univ. Prof. Dr. Hermann Häusler für die Vergabe dieses spannenden, interdisziplinären Themas im Bereich der angewandten Geologie bedanken sowie auch für die Organisation einer Kooperation mit der TU Wien und der gemeinsamen Messpraktika, wodurch die in dieser Masterarbeit verwendeten Daten entstanden.

Weiters gilt mein Dank:

- Ao. Univ. Prof. Dr. Franz Kohlbeck für mehrmalige Hilfe in Theorie und Praxis im Bereich der Gleichstrom-Geoelektrik und anderen Überlegungen geophysikalischer Natur.
- Dipl.-Ing. Ingrid Kreutzer von der TU Wien, Department für Geodäsie und Geoinformation, Forschungsgruppe Geophysik, für viele Stunden an Betreuung und Erklärungen bei der Auswertung und Interpretation der in dieser Arbeit dargestellten Georadar-Profile sowie auch anderer geophysikalischer Fragestellungen in Zusammenhang mit dieser Arbeit.
- Dr. Werner Chwatal von der TU Wien, Department für Geodäsie und Geoinformation, Forschungsgruppe Geophysik, für die Prozessierung und Interpretation der seismischen Daten sowie zusätzlichem Input bei der Interpretation sämtlicher geophysikalischer Ergebnisse.
- Dr. Adrian Flores-Orozco von der TU Wien, Department für Geodäsie und Geoinformation, Forschungsgruppe Geophysik, für die Kontrolle meiner durchgeführten Geoelektrik-Prozessierung sowie die Vermittlung von Methoden zur Optimierung der Datenqualität.
- Dr. Michael Weißl, durch den eine präzise Vermessung von Profilpunkten mittels Differential-GPS und die lagerichtige Plandarstellung dieser Punkte in diversen georeferenzierten Plänen (ArcGIS, AutoCAD) erst möglich wurde, zusätzlich für die Mitarbeit an mehreren Messtagen sowie die Beratung bezüglich verschiedener geologischer Fragestellungen.
- Dr. Jürgen Scheibz, der mir die korrekte Bedienung der in dieser Arbeit verwendeten Geoelektrik-Apparatur sowie die Bedienung der verwendeten Inversionssoftware erläuterte, sowie auch für mehrtägige Hilfe im Gelände und telefonische Ferndiagnosen bei verschiedenen geophysikalischen Problemen und diversen anderen Angelegenheiten.
- Christian Fleis für die Mitarbeit an mehreren Messtagen im Gelände sowie die moralische Unterstützung bei der Fertigstellung dieser Arbeit.
- Ing. Bernhard Groiss für die Bereitstellung verschiedenster Ausrüstungsgegenstände im Zuge der Feldmessungen, durch seine Hilfsbereitschaft war dies auch immer sehr kurzfristig möglich.
- Mag. Alexander Kopecny für Hilfestellungen in verschiedensten Bereichen (geophysikalischer, administrativer und EDV-technischer Natur).
- Dr. Paul Plank für Literaturhinweise sowie die Unterstützung bei verschiedensten organisatorischen Angelegenheiten.
- Dr. Kurt Decker und Ao. Univ. Prof. Dr. Michael Wagreich für mehrere Beiträge zur tektonischen und sedimentologischen Interpretation der Untersuchungsergebnisse.

DANKE!

7 Quellenangaben

7.1 Literaturverzeichnis

ANNAN, A. P. (2001): Ground Penetrating Radar Workshop Notes. Sensors and Software. Incorporated. Mississauga, Ontario.

AIZEBEOKHAI, A. P. (2010): 2D and 3D geoelectrical resistivity imaging: Theory and field design. Scientific research and Essays, Band 5 (23), Seiten 3592-3605.

BUNDESAMT FÜR EICH- UND VERMESSUNGSWESEN (Hrsg.) (2014): Austrian Map online. Screenshot Eisenstadt-Umgebung.

BERCKHEMER, H. (1997): Grundlagen der Geophysik. Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt, Darmstadt, 2. Auflage, 201 Seiten.

BÖGE, W. (Hrsg.); PLABMANN, W. (Hrsg.) (2007): Vieweg Handbuch Elektrotechnik: Grundlagen und Anwendungen für Elektrotechniker, Friedrich Vieweg & Sohn Verlag / GWV Fachverlage GmbH, Wiesbaden, 4. Auflage, 1143 Seiten.

BRIX, F. & PASCHER, G. (Bearb.) (1994): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000: Blatt 77 Eisenstadt. Geologische Bundesanstalt, Wien.

DECKER, K. (1996): Miocene tectonics at the Alpine-Carpathian junction and the evolution of the Vienna basin. In: Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, Band 41, Wien.

DECKER, K.; PERESSON, H.; HINSCH, R. (2005): Active tectonics and Quaternary basin formation along the Vienna Basin Transform fault. In: Quaternary Science Reviews, Band 24, S.307-322, Elsevier, Amsterdam.

DOYLE, P.; BENNETT, M.R.; BAXTER, A.N. (2001): The Key to Earth History: An introduction to stratigraphy. John Wiley and Sons, Chichester, 2. Auflage, 293 Seiten.

EVERETT, M. E. (2013): Near-surface applied geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, 403 Seiten.

EXNER, U.; DRAGANITS, E.; GRASEMANN, B. (2009): Folding in Miocene, unconsolidated clastic sediments (Vienna basin, Austria) – gravitational versus tectonic forces. Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, Seiten 242-245.

EXNER, U.; RATH, A.; GRASEMANN, B.; DRAGANITS, E. (2008): Soft-sediment deformation and deformation of porous sand: Structural highlights in the southern Vienna and Eisenstadt Basin. Exkursionsführer PANGEO AUSTRIA 2008, Wien, Journal of Alpine Geology, Band 49, Seiten 129-136.

FAUPL, P. (2003): Historische Geologie. Facultas Universitätsverlag, Wien, 2. Auflage, 271 Seiten.

GOOGLE INC. (Hrsg.) (2014): Google Maps. Screenshot Eisenstadt-Umgebung.

GRUNDTNER, M.-L.; HARZHAUSER, M.; MANDIC, O.; DRAGANITS, E.; GIER, S.; EXNER, U.; WAGREICH, M. (2009): Zur Sedimentologie der Sandgrube Steinbrunn (Pannonium, Österreich). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien, Band 149, Heft 4, Seiten 441-451.

HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER J. (2009): Physik. Wiley-VCH, Weinheim, 2. Auflage, 1437 Seiten.

HAMMER, J.: Quartäre Sedimente als geologische Barrieren. Springer, Berlin, 2003, 499 Seiten.

HARZHAUSER, M.; PILLER, W. E. (2005): Neogen des Wiener Beckens, In: Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, KFU Graz, Band 10: 75. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft, 42 Seiten.

HÄUSLER, H. (in Druckvorbereitung): Erläuterungen zu der Geologischen Karte 77 Eisenstadt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOOVER, R. A.; Leberfinger, J. L. (2014): ELECTRICAL IMAGING, An Old Technology Effectively Modernized, aus: <http://www.quality-geophysics.com/>

KNÖDEL, K. (Hrsg.); KRUMMEL, H. (Hrsg.); LANGE, G. (Hrsg.): Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten: Band 3: Geophysik. Springer, Berlin, 2. Auflage, 1102 Seiten.

KOVÁČ, M.; BARÁTH, I.; FORDINÁL, K.; GRIGOROVICH, A. S.; HALÁSOVÁ, E.; HUDÁČKOVÁ, N.; JONIAK, P.; SABOL, M.; SLAMKOVÁ, M.; SLIVA, L.; VOJTKO, R. (2006): Late Miocene to Early Pliocene sedimentary environments and climatic changes in the Alpine-Carpathian-Pannonian junction area: A case study from the Danube Basin northern margin (Slovakia). In: Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology, Elsevier, Niederlande, Band 238, Seiten 32-52.

LEISI, H. J. (1996): Klassische Physik: Band 1: Mechanik. Birkhäuser, Basel, 429 Seiten.

LOKE, M. H.; Barker, R.D. (1995): Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. In: GEOPHYSICS, Band 60, Seiten 1682-1690, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.

LOKE, M.H. (2013): Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. aus: <http://www.geotomosoft.com/>

LOKE, M.H. (2011): Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method. aus: <http://www.geotomosoft.com/>.

LOWRIE, W. (2011): A Student`s Guide to Geophysical Equations. Cambridge University Press, Cambridge, 281 Seiten.

MEYER, W. (1974): Die geodätische Aufnahme der geologischen Wandaufschlüsse in der Sandgrube Steinbrunn (Burgenland). Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, Landesmuseum Burgenland, Eisenstadt, Heft 53, Seiten 31-50.

MESCHÉDE, D. (2006): Gerthsen Physik. Springer, Berlin, 23. Auflage, 1162 Seiten.

- MILSOM, J.; ERIKSEN, A. (2011): Field Geophysics. John Wiley and Sons, Sussex, 4. Auflage, 287 Seiten.
- NOLTING, W. (2007): Grundkurs Theoretische Physik 3: Elektrodynamik. Springer, Berlin, 7. Auflage, 561 Seiten.
- OESTERLE, G. (1995): Prozeßanalytik: Grundlagen und Praxis. Oldenbourg, München, 225 Seiten.
- PAHR, A. (1980): Das Rosalien- und Leithagebirge sowie die Hainburger Berge. In: Oberhauser, Rudolf: Der geologische Aufbau Österreichs. Geologische Bundesanstalt, Springer, Wien, 703 Seiten.
- PAHR, A. (2000): Die Gesteine der unterostalpinen Grobgneseinheit; Die Gesteine der Wechseleinheit. In: SCHÖNLAUB, H. P. (Hrsg.): Geologie der Österreichischen Bundesländer: Burgenland. Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000, S. 38-39; S. 40-42, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PERESSON, H.; DECKER, K. (1997): Far-field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians: E-W compression and inversion of structures in the Alpine-Carpathian-Pannonian region. In: Tectonics, Band 16, Nummer 1.
- PILLER, W. E.; DECKER, K.; HAAS, M. (1996): Sedimentologie und Beckendynamik des Wiener Beckens. In: Sediment 96, Exkursionsführer 11. Sedimentologentreffen, Berichte der Geologischen Bundesanstalt, Geologische Bundesanstalt, Wien, 41 Seiten.
- PILLER, W. E.; EGGER, H.; ERHART, C. W.; GROSS, M.; HARZHAUSER, M.; HUBMANN, B.; van HUSEN, D.; KRENMAYR, H.-G.; KRYSSTYN, L.; LEIN, R.; LUKENEDER, A.; MANDL, G. W.; ROETZEL, R.; RUPP, C.; M. SCHNABEL, W.; SCHÖNLAUB, H. P.; SUMMESBERGER, H.; WAGREICH, M.; WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Karl Franzens Universität, Graz, Band 9.
- PARASNIS, D.S. (1997): Principles of applied Geophysics. Chapman & Hall, London, 5. Auflage, 429 Seiten.
- PYÖRY INFRA GMBH: Technisches Datenblatt der Pöyry Infra GmbH.
- PURCELL, E. M. (1989): Berkeley Physik Kurs, Band 2, Elektrizität und Magnetismus. Friedrich Vieweg & Sohn, Braunschweig, 4. Auflage, 310 Seiten.
- REYNOLDS, J. M. (2011): An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Wiley-Blackwell, Chichester, 2. Auflage, 696 Seiten.
- ROBERTS, D.G. (Hrsg.); BALLY, A.W.(Hrsg.) (2012): Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis. Elsevier Science, Amsterdam, 900 Seiten.
- RÖMER, A.; BIEBER, G. (2010): Geoelektrische Messungen bei Hornstein/Leithagebirge (Bgl.) 2010. Geologische Bundesanstalt, Wien.

- SALMANG, H.; SCHOLZE, H.; TELLE, R. (Hrsg.) (2007): Keramik. Springer, Berlin, 7. Auflage, 1148 Seiten.
- SAUER, R.; SEIFERT, P.; WESSELY, G. (1992): In: Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the Adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria; Excursions. In: Mitteilungen der österreichischen Geologischen Gesellschaft, Band 85, Seiten 97-239, Wien.
- SAUTTER, D. (Hrsg.); WEINERTH, H. (Hrsg.) (1993): Lexikon Elektronik und Mikroelektronik. Springer, Berlin, 2. Auflage, 1155 Seiten.
- SHARMA, P. V. (1997): Environmental and engineering geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, 475 Seiten.
- STRAUSS, P.; HARZHAUSER, M.; HINSCH, R.; WAGREICH, M. (2006): Sequence stratigraphy in a classic pull-apart basin (Neogene, Vienna Basin). A 3D seismic based integrated approach. In: Geologica Carpathica, Band 57, Nummer 3, Seiten 185-197, Geological Institute of the Slovak Academy of Sciences, Bratislava.
- TELFORD, W.M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R.E. (1990): Applied Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, 2. Auflage, 770 Seiten.
- TIPLER, P. A.; MOSCA, Gene (2007): Physik. Für Wissenschaftler und Ingenieure. Elsevier, München, 2. Auflage, 1388 Seiten.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2, Außerzentralalpiner Anteil, Deuticke, Wien, 710 Seiten.
- WESSELY, G. (2006): Geologie der österreichischen Bundesländer: Niederösterreich. Geologische Bundesanstalt, Wien, 416 Seiten.
- ZHDANOV, M. S.; KELLER, G. V. (1994): The Geoelectrical Methods in Geophysical Exploration. Elsevier, Amsterdam, 873 Seiten.
- ZORN, I. (2000): Das Paläogen und Neogen. In: SCHÖNLAUB, Hans P. (Hrsg.): Geologie der Österreichischen Bundesländer: Burgenland. Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000, S. 15-30, Geologische Bundesanstalt, Wien.

7.2 Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Google Maps, 2014: Screenshot Eisenstadt-Umgebung; Burgenland	S.6
Abb. 2: Google Maps, 2014: Vergrößerter und modifizierter Ausschnitt aus Abbildung 1	S.6
Abb. 3: Wessely, 2006: Das Wiener Becken innerhalb des alpin-karpatischen Überschiebungsraums	S.8
Abb. 4: Strukturkarte des Untergrundes des Wiener Beckens, modifiziert nach Wessely, 2006	S.9
Abb. 5: Decker, 1996: Zeitliche Abfolge der Entwicklung des Wiener Beckens und korrelierte tektonische Ereignisse am Übergangsbereich zwischen Alpen und Karpaten	S.10
Abb. 6: Wessely, 2006: Entwicklung des Wiener Neogenbeckens sowie seiner Vorläufer	S.11
Abb. 7: Das Eisenstädter Becken & Umgebung, modifiziert nach Tollmann, 1985	S.13
Abb. 8: Sauer et al, 1992: Querschnitt durch den Grenzbereich zwischen Wiener- und Eisenstädter Becken	S.13
Abb. 9: Wessely, 2006: Der kristalline Kern des Leithagebirges	S.16
Abb. 10: Ausschnitt aus der geologischen Karte Blatt 77 Eisenstadt, Maßstab 1:50000; Brix & Pascher (Bearb.), 1994	S.17
Abb. 11: Lageplan der Sandgrube Heigel in Steinbrunn, modifiziert übernommen aus Meyer, 1974	S.18
Abb. 12: Ansichtsfederzeichnung der Ost- und eines Teiles der Südwand der ehemaligen Sandgrube, modifiziert übernommen aus Meyer, 1974	S.19
Abb. 13: Foto der Ostwand sowie eines Teiles der Südwand der ehemaligen Sandgrube aus dem Jahr 2008 (Foto: Häusler, 2008)	S.19
Abb. 14: Fortsetzung der Südwand (Foto: Häusler, 2008)	S.19
Abb. 15: Grundtner et al., 2009: Positionen der Profilaufnahme innerhalb der Sandgrube (Blickrichtung Osten), vom Liegenden (Einheit A links) zum Hangenden (Einheiten B und C rechts)	S.20
Abb. 16: Grundtner et al., 2009: Sedimentologisches Gesamtprofil der Sandgrube Steinbrunn	S.21
Abb. 17: Peresson & Decker, 1997: Strukturinversionen im Wiener Becken	S.22
Abb. 18: Aus Tipler & Mosca, 2007	S.26
Abb. 19: Aus Lowrie, 2011	S.27
Abb. 20: Aus Tipler & Mosca, 2007	S.27
Abb. 21: Knödel et al., 2005: Widerstandsmessung mit Vierpunktanordnung	S.31
Abb. 22a bis c: Everett, 2013: Traditionelle 4-Elektroden-Konfigurationen	S.32
Abb. 23: Reynolds, 2011: Querschnitt der Signalbeiträge	S.33
Abb. 24: Loke, 2013: Prinzip des roll-along-Verfahrens, Teil 1	S.34
Abb. 25: Loke, 2013: Prinzip des roll-along-Verfahrens, Teil 2	S.34
Abb. 26: Kabelauslage von Profil 3 (28. - 29.09.2011); Foto: Christian Fleis, 2011	S.34
Abb. 27: Zellenbasiertes Modell; aus Loke, 2013	S.36
Abb. 28: Messprinzip Georadar; aus Knödel et al., 2005	S.37
Abb. 29: Everett, 2013: GPR-Wellengeschwindigkeit als eine Funktion der Frequenz	S.40
Abb. 30: Everett, 2013: GPR-Dämpfung als eine Funktion der Frequenz	S.40
Abb. 31: Reynolds, 2011: Vorgänge, die zu einer Reduktion der Signalstärke führen	S.40
Abb. 32: Messprinzip von Refraktions- und Reflexionsseismik; aus Knödel et al., 2005	S.42
Abb. 33: Spannungs-Dehnungs-Diagramm; aus Berckhemer, 1997	S.44
Abb. 34: P-Welle; aus Reynolds, 2011	S.44
Abb. 35: S-Welle; aus Reynolds, 2011	S.45
Abb. 36: Rayleigh-Welle; aus Reynolds, 2011	S.45
Abb. 37: Love-Welle; aus Reynolds, 2011	S.46

Abb. 38: Reflexion, Refraktion und Kopfwelle; modifiziert übernommen aus: Milsom & Eriksen, 2011	S.47
Abb. 39: Reynolds, 2011: Ausbreitung einer Wellenfront entsprechend dem Hygenschen Gesetz	S.48
Abb. 40: Reynolds, 2011: Diffraktierte Wellenfronten, die aus einem abgeschnittenen Reflektor resultieren	S.49
Abb. 41: Zeichnung der VakImpak sowie Markierung der wichtigsten Bestandteile, aus dem technischen Datenblatt der Pöyry Infra GmbH	S.50
Abb. 42: Foto der VakImpak (Martin Leitner, 2011)	S.50
Abb. 43: Milsom & Eriksen, 2011: Drehspul-Geophon	S.51
Abb. 44: Knödel et al., 2005: Schematischer Schnitt durch ein Geophon	S.52
Abb. 45: Geophone, die im Zuge des Geländepraktikums im September 2011 zum Einsatz kamen; Foto: Martin Leitner	S.52
Abb. 46: Aufnahmeapparatur und Störsignale; aus Berckhemer, 1997	S.52
Abb. 47: Ausschnitt aus der geologischen Karte Blatt 77 Eisenstadt, Maßstab 1:50000; Brix & Pascher (Bearb.), 1994	S.54
Abb. 48: Legende der geologischen Karte, Blatt 77 Eisenstadt; Brix & Pascher (Bearb.), 1994	S.55
Abb. 49: Übersichtsplan mit Orthofoto; die Position des Übersichtsplanes (aus Amap Austria) ist in der Karte am rechten Bildrand durch ein rotes Rechteck markiert	S.56
Abb. 50: Übersichtsplan mit Geologischer Karte	S.57
Abb. 51: GE-Profil 1, Orthofoto	S.59
Abb. 52: GE-Profil 1, Geologische Karte	S.59
Abb. 53: Inversionsergebnis GE-Profil 1	S.59
Abb. 54: GE-Profil 2, Orthofoto	S.61
Abb. 55: GE-Profil 2, Geologische Karte	S.61
Abb. 56: Inversionsergebnis GE-Profil 2	S.61
Abb. 57: GE-Profil 3, Orthofoto	S.62
Abb. 58: GE-Profil 3, Geologische Karte	S.62
Abb. 59: Inversionsergebnis GE-Profil 3	S.62
Abb. 60: Inversionsergebnis GE-Profil 3 mit vermuteter Schichtgrenze	S.63
Abb. 61: GE-Profil 4, Orthofoto	S.64
Abb. 62: GE-Profil 4, Geologische Karte	S.64
Abb. 63: Inversionsergebnis GE-Profil 4	S.64
Abb. 64: Bohrprofilaufnahme Kernbohrung 4/13; Amt der Burgenländischen Landeregierung, 1971	S.65
Abb. 65: GE-Profil 5, Orthofoto	S.66
Abb. 66: GE-Profil 5, Geologische Karte	S.66
Abb. 67: Inversionsergebnis GE-Profil 5	S.66
Abb. 68: GE-Profil 6, Orthofoto	S.68
Abb. 69: GE-Profil 6, Geologische Karte	S.68
Abb. 70: Inversionsergebnis GE-Profil 6	S.68
Abb. 71: GE-Profil 7, Orthofoto	S.69
Abb. 72: GE-Profil 7, Geologische Karte	S.69
Abb. 73: Inversionsergebnis GE-Profil 7	S.69
Abb. 74: GE-Profil 8, Orthofoto	S.71
Abb. 75: GE-Profil 8, Geologische Karte	S.71
Abb. 76: Inversionsergebnis GE-Profil 8	S.71
Abb. 77: GE-Profil 9, Orthofoto	S.72
Abb. 78: GE-Profil 9, Geologische Karte	S.72
Abb. 79: Inversionsergebnis GE-Profil 9	S.72
Abb. 80: GE-Profil 10, Orthofoto	S.74

Abb. 81: GE-Profil 10, Geologische Karte	S.74
Abb. 82: Inversionsergebnis GE-Profil 10	S.74
Abb. 83: Lage und Metrierung von GBA-Profil 4 (Bieber & Römer, 2010)	S.75
Abb. 84: Profil 4, nach der vierten Iteration und einem RMS-Fehler von 2,37% (Bieber & Römer, 2010)	S.75
Abb. 85: Ausschnitt der ungefähr obersten 45 Meter, modifiziert nach Bieber & Römer, 2010	S.75
Abb. 86: Profil GPR1, 50-100m, Orthofoto	S.77
Abb. 87: Profil GPR1, 50-100m, Geologische Karte	S.77
Abb. 88: Ergebnisdarstellung Profil GPR1, 50-100m	S.77
Abb. 89: Profil GPR1, 150-200m, Orthofoto	S.78
Abb. 90: Profil GPR1, 150-200m, Geologische Karte	S.78
Abb. 91: Ergebnisdarstellung Profil GPR1, 150-200m	S.78
Abb. 92: Profil GPR1, 225-300m, Orthofoto	S.79
Abb. 93: Profil GPR1, 225-300m, Geologische Karte	S.79
Abb. 94: Ergebnisdarstellung Profil GPR1, 150-200m	S.79
Abb. 95: Profil GPR3, 150-100m, Orthofoto	S.80
Abb. 96: Profil GPR3, 150-100m, Geologische Karte	S.80
Abb. 97: Ergebnisdarstellung Profil GPR3, 150-100m	S.80
Abb. 98: Profil GPR3, 475-425m, Orthofoto	S.81
Abb. 99: Profil GPR3, 475-425m, Geologische Karte	S.81
Abb. 100: Ergebnisdarstellung Profil GPR3, 475-425m	S.81
Abb. 101: Profil GPR3, 525-475m, Orthofoto	S.82
Abb. 102: Profil GPR3, 525-475m, Geologische Karte	S.82
Abb. 103: Ergebnisdarstellung Profil GPR3, 525-475m	S.82
Abb. 104: Profil GPR4, 0-75m, Orthofoto	S.83
Abb. 105: Profil GPR4, 0-75m, Geologische Karte	S.83
Abb. 106: Ergebnisdarstellung Profil GPR4, 0-75m	S.83
Abb. 107: Profil SP1, bestehend aus 4 Einzelprofilen: 75 -125m, 325-225m, 500-400m, 650-575m; die schwarzen Pfeile geben jeweils die Messrichtung an	S.84
Abb. 108: Ergebnisdarstellung Profil SP1, Profilmeter 75-125, Überhöhung: rund 1,8-fach	S.85
Abb. 109: Ergebnisdarstellung Profil SP1, Profilmeter 325-225, Überhöhung: rund 5,6-fach	S.85
Abb. 110: Ergebnisdarstellung Profil SP1, Profilmeter 500-400, Überhöhung: rund 4,4-fach	S.85
Abb. 111: Ergebnisdarstellung Profil SP1, Profilmeter 575-650, Überhöhung: rund 3,4-fach	S.85
Abb. 112: Seismik-Profil 1, Orthofoto	S.88
Abb. 113: Seismik-Profil 1, geologische Karte	S.88
Abb. 114: Darstellung der ungefähren Distanz zwischen dem Kristallin des Leithagebirges und der Kristallinoberkante, die bei der Bohrung „Zillingtal 1“ in 1412m Tiefe erreicht wurde	S.88
Abb. 115: Ergebnisdarstellung Seismik-Profil 1 (Chwatal, 2011)	S.89

7.3 Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Strauss et al., 2006: Stratigraphie und Evolution des Wiener Beckens vom Miozän bis rezent, in Korrelation mit den wichtigsten tektonischen Ereignissen	12
Tabelle 2: Ausschnitt aus der stratigraphischen Tabelle von Österreich; Schichtfolge Wiener und Eisenstädter Becken, modifiziert aus: Piller et al., 2004.....	14
Tabelle 3: Spezifische elektrische Widerstände; eigene Darstellung; Daten entnommen aus Knödel et al., 2005	29
Tabelle 4: Milsom & Eriksen, 2011: Typische Werte einiger Radarparameter für häufig vorkommende Materialien	39
Tabelle 5: Elastische Parameter, aus Knödel et al., 2005	44
Tabelle 6: Geschwindigkeiten seismischer Kompressionswellen; eigene Darstellung;	47
Tabelle 7: Zuordnung der elektrischen Widerstandsbereiche zu einer Lithologie; eigene Darstellung; Daten entnommen aus Römer & Bieber, 2010.....	59
Tabelle 8: Spezifische elektrische Widerstände; eigene, reduzierte Darstellung; Daten entnommen aus Knödel et al., 2005	59

Anhang

I Kurzfassung

Ziel dieser Arbeit ist, die ehemalige Sandgrube Steinbrunn sowie ihre Umgebung hinsichtlich Untergrundstrukturen mittels geophysikalischer Methoden zu untersuchen. Konkret soll ein Beitrag zur Klärung der Entstehungsmechanismen der in der ehemaligen Sandgrube aufgeschlossenen Verfaltungen geleistet werden. Über die Sandgrube beziehungsweise die Entstehung dieser Verfaltungen wurden bereits mehrere Arbeiten publiziert, die unterschiedliche Interpretationen beinhalten: Zum einen eine Interpretation, der zufolge die Verfaltungen durch Verkürzungen im Stirnbereich einer Rotations-Block-Rutschung entstanden sind, zum anderen werden die Verfaltungen als das Ergebnis einer regionalen, Ost-West-gerichteten Kompressionsphase. Sämtliche bisherige Informationen zu den beiden unterschiedlichen Interpretationen wurden durch direkte Analysen der Sandgrube selbst gewonnen sowie mithilfe von Aufschlüssen in der näheren Umgebung, anhand der eventuell vorhandene Parallelitäten in der Entwicklung erkannt werden können. Im Zuge der Untersuchungen in dieser Arbeit wird erstmals die nähere Umgebung der Sandgrube (bis zu einer maximalen Entfernung von 1,6km) untersucht, um feststellen zu können, ob und wie weit sich die im Aufschluss direkt ersichtlichen Verfaltungen erstrecken. Der Hintergrund für diese Vorgangsweise ist die Annahme, dass rutschungsbedingte Verfaltungen eher kleinmaßstäblich auftreten werden, also eher nur im Nahbereich der Sandgrube zu finden sind. Im Gegensatz dazu steht die Interpretation der Verfaltungen als Ergebnis einer Kompressionsphase, die großmaßstäblich (etwa im Bereich des gesamten Wiener Beckens) aufgetreten ist; dementsprechend würden Verfaltungen in größerer Entfernung von der Sandgrube eher für ein tektonisches Ereignis sprechen.

Die Erkundung des Untergrundes erfolgte mittels geophysikalischer Messmethoden, konkret Geoelektrik, Seismik und Georadar.

Die Geoelektrik ist durch die Messung der elektrischen Widerstände des Untergrundes geeignet, einen groben Überblick über vorhandene Lithologien zu liefern. Vorteile sind hierbei der vergleichsweise geringe Arbeitsaufwand, andererseits ist diese Methode auch nur bedingt für die Fragestellung geeignet, da das Auflösungsvermögen für kleinräumige Untergrundstrukturen in ähnlicher Lithologie eher ungenügend ist. Die höheren elektrischen Widerstände im Untersuchungsgebiet (zwischen ungefähr 300-600 Ωm) können mit großer Wahrscheinlichkeit Sanden zugeordnet werden, bei den niedrigen Widerständen (zwischen ungefähr 5-30 Ωm) handelt es sich höchstwahrscheinlich um Tone und Mergel.

Durch Georadar-Untersuchungen (mit 200- und 400MHz-Antenne) war es möglich, Untergrundstrukturen in einem oberflächennahen Bereich bis maximal 6,5 Meter Tiefe genau zu erfassen; diese Aussage gilt aber nicht für Ton beziehungsweise tonige Bereiche, da die Radiowellen diese nicht durchdringen können. Vorhandene Verfaltungen im Untersuchungsgebiet konnten mithilfe dieser Methode innerhalb der sandigen Bereiche sehr gut abgebildet werden. Mittels der Seismik, bei der in dieser Arbeit Impaktquellen zur Erzeugung des seismischen Signals verwendet wurden, konnten auch größere Tiefen (bis 350 Meter) erkundet werden, allerdings werden oberflächennahe Bereiche (bis ungefähr 10 Meter Tiefe) nicht in der notwendigen Genauigkeit dargestellt. Im dargestellten Seismik-Profil ist die Kristallinoberkante des Unterostalpins detektiert worden, die vom Leithagebirge ausgehend ungefähr Richtung Südwest mit einem Gefälle von rund $9,5^\circ$ abtaucht. An diesen geneigten Kristallinbereich haben sich zeitlich jüngere Schichten in Form eines „onlap“ angelagert. Die höchste Erkundungstiefe des Seismik-Profiles liegt bei 350 Metern, über das gesamte Profil sind keine Verfaltungen erkennbar.

Die einzelnen geophysikalischen Methoden ergänzen einander sehr gut, die bestmögliche Aussage entsteht aus einer Kombination von verschiedenen geophysikalischen Methoden.

II Lebenslauf

Friedrich August Steirer

▪ Ausbildung:

1988–1992:	Besuch der Volksschule Dobl
1992–2001:	Bundesgymnasium Dreihackengasse in Graz; Matura im Februar 2001
1991–2003:	Ausbildung am Johann-Joseph-Fux-Konservatorium Graz (Gitarre)
Sept. 2002–Feb. 2003:	Auslandsaufenthalt in Barcelona (Spanien): Spanisch und Gitarre-Studium
Feb. 2003–Feb. 2005:	Psychologie-Studium an der Karl Franzens Universität; Gitarre-Studium am Johann Joseph Fux Konservatorium (Konzertfach Gitarre)
seit Sept. 2005:	Studium der Kulturtechnik & Wasserwirtschaft an der Universität für Bodenkultur Wien
Sept. 2008:	Studium der Erdwissenschaften an der Universität Wien Masterarbeit im Bereich der Geophysik, konkret die Untersuchung von Untergrundstrukturen mittels Geoelektrik, Seismik und Bodenradar

▪ Zivildienst

Feb. 2001–Feb. 2002:	Absolvierung des Zivildienstes im Rehabilitationszentrum Tobelbad
----------------------	---

▪ Berufliche Erfahrungen:

Juli–Sept. 2003:	Arbeit als Produktionshelfer im Schleifmittelwerk Bohr, Seiersberg
Juni–Aug. 2004:	Staplerfahrer im Pharmabetrieb Fresenius Kabi, Graz
Okt.–Nov. 2004:	Wagentester für BMW X3 bei Magna Steyr, Graz
Juli–Okt. 2006:	Ferialarbeit beim OMV-Lager Lannach, Steiermark
Juli–Aug. 2007:	Praktikum bei der steiermärkischen Landesregierung; Abteilung für Hydrographie
Aug.–Okt. 2007:	Praktikum bei der Bohrfirma Etschel & Meyer GesmbH, Schladming
Sept.–Okt. 2008:	Praktikum bei Alpine Bau GmbH; Mitarbeit beim Bau der S2 Wiener Nordrand Schnellstraße
Juli–Okt. 2009:	Praktikum bei der steiermärkischen Landesregierung; FA17B technischer Amtssachverständigendienst für Wasserbau, Geologie, Abwasser, Abfall; Untersuchung bzw. Dokumentation von Rutschungen in der Steiermark.
Seit Jänner 2012:	Teilzeit-Angestellter bei der Firma TERRA-Umwelttechnik GmbH Mitarbeit an verschiedenen Projekten, vor allem im Bereich der Untergrund-Erkundung und der Bodensanierung, konkret die Durchführung von Erkundungs-Bohrungen und Pumpversuchen, die Ansprache und Erstellung von Bohrprofilen, Probennahmen sowie die Erstellung von Projektberichten

▪ Sprachkenntnisse:

Deutsch (Muttersprache), Englisch (sehr gut), Spanisch (gut), Grundkenntnisse in Französisch, Tschechisch, Italienisch, Türkisch; Latein und Altgriechisch

▪ Computerkenntnisse:

Office:	Sehr gute Kenntnisse in Word, Excel, Powerpoint
Bausoftware:	
CAD:	AutoCAD (sehr gut)
GIS:	Grundkenntnisse in ArcGIS und ERDAS IMAGINE
Geophysik:	Gute Kenntnisse in ReflexW, RES2DINV, DC2DInvRes, GeoTom
Statik:	RFEM (gut), Nemetschek Allplan (Grundkenntnisse)
Weiters:	MODFLOW (gut); PHREEQC, MATLAB (Grundkenntnisse)

▪ Sonstiges:

Führerschein B, Staplerführerschein



Kernbohrung
4/13

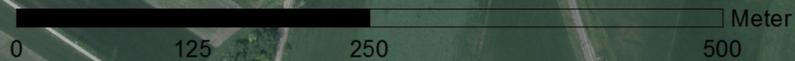
L 258 Neufelder Ast

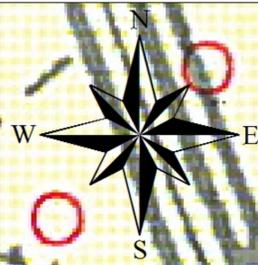
A 3

Weißes Kreuz †

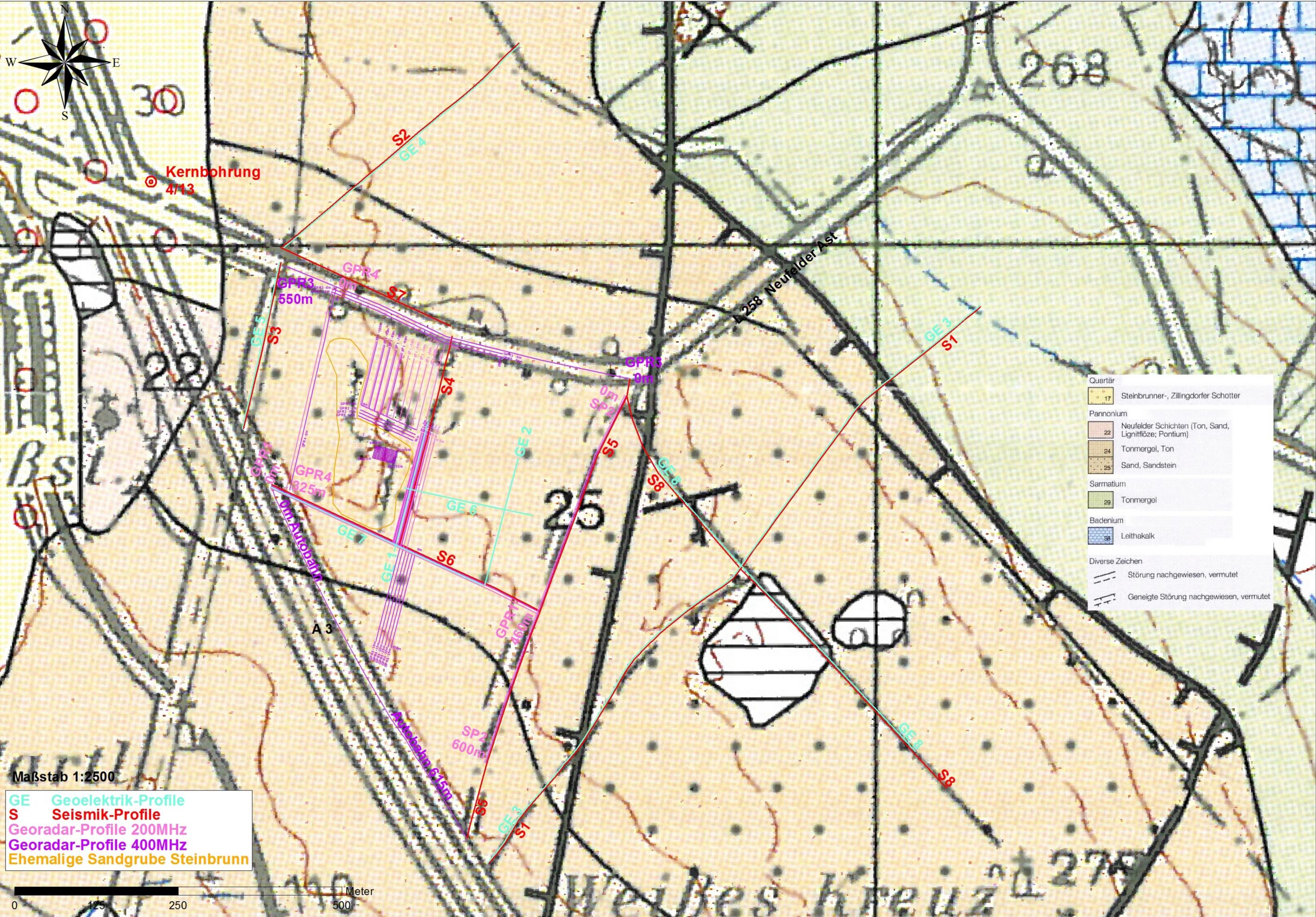
Maßstab 1:2500

GE Geoelektrik-Profile
S Seismik-Profile
Georadar-Profile 200MHz
Georadar-Profile 400MHz
Ehemalige Sandgrube Steinbrunn





Kernbohrung
4/13



Quartär	
17	Steinbrunner-, Zillingdorfer Schotter
Pannonium	
22	Neufelder Schichten (Ton, Sand, Lignitflöze; Pontium)
24	Tonmergel, Ton
25	Sand, Sandstein
Sarmatium	
29	Tonmergel
Badenium	
38	Leithakalk
Diverse Zeichen	
	Störung nachgewiesen, vermutet
	Geneigte Störung nachgewiesen, vermutet

Maßstab 1:2500

GE Geoelektrik-Profile
S Seismik-Profile
Georadar-Profile 200MHz
Georadar-Profile 400MHz
Ehemalige Sandgrube Steinbrunn

