

Projekt ÜLG35/2012

*Bodengeophysikalische Messungen zur  
Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von  
hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten*

Jahresbericht 2012

von

R. SUPPER, A. RÖMER, G. BIEBER, B. JOCHUM, S. KAUER,  
S. PFEILER & P. SLAPANSKY

203 S., 127 Abb., 21 Tab.

Wien, April 2014

PROJEKTLLEITUNG: MAG. R. SUPPER

MITARBEITERINNEN UND MITARBEITER:

MAG. A. RÖMER	GEOPHYSIK
MAG. B. JOCHUM	GEOPHYSIK
MAG. S. KAUER	GEOPHYSIK
MAG. S. PFEILER	GEOPHYSIK
MAG. G. BIEBER	GEOLOGIE
DR. P. SLAPANSKY	GEOLOGIE

Allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern sei herzlich für die gute Zusammenarbeit gedankt!

Im speziellen ergeht der Dank an die Kollegen Mag. Christine Hörfarer, Dr. Maria Heinrich, Dr. Nils Tilch, Dr. Jürgen Reitner und Dr. Bernhard Kohl (BFW)

Die Projektdurchführung erfolgte im Rahmen des Lagerstättengesetzes im Auftrag des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung und des Bundesministeriums für Wirtschaft und Arbeit.

	<b>ÜLG-20</b>	<b>ÜLG-28</b>	<b>ÜLG-35</b>
2011A	LEITHAGEBIRGE	LEITHAGEBIRGE	LEITHAGEBIRGE
2011B	WATTENER LIZUM I	LEST	LEST
2011C		WATTENER LIZUM I	WATTENER LIZUM I
2011D			JAHRESBERICHT
2012A	BAD LEONFELDEN	WATTENER LIZUM I	WATTENER LIZUM I
2012B	WEYER	BAD LEONFELDEN	WEYER
2012C	WÖRGL		JAHRESBERICHT

Rot: vorliegender Bericht  
Grau: erledigter Bericht  
Weiß: ausständiger Bericht

## ZUSAMMENFASSUNG

Der folgende Bericht beschreibt die Aktivitäten im Rahmen des Projektes ÜLG 35:

*„Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten“*

für den Zeitraum Mai 2012 bis Mai 2013. Es wird über folgende Messkampagnen und laufende Entwicklungsarbeiten berichtet:

- Messgebiet Großhöflein (Bgld.)

Geoelektrische Messungen zur Erkundung der lokalen Untergrundverhältnisse für hydrogeologische Fragestellungen.

<b>ÜLG35/Kooperation</b>	FA Hydrogeologie (G. Schubert), BA20
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik, Interpretation
Status	Abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	77

- Messgebiet Eisenstadt Süd/ Kleinhöflein (Bgld.)

Geoelektrische Messungen zur Erkundung der lokalen Untergrundverhältnisse zur Validierung der aerogeophysikalischen Ergebnisse.

<b>ÜLG35/Kooperation</b>	FA Hydrogeologie (G. Schubert), BA20
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik, Interpretation
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	77

• Messgebiet St. Georgen (Bgld.)

Geoelektrische Messungen zur Erkundung der lokalen Untergrundverhältnisse für hydrogeologische Fragestellungen.

<b>ÜLG35/Kooperation</b>	FA Hydrogeologie (G. Schubert), BA20
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik, Interpretation
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	77

• Messgebiet Weyer (OÖ)

Geoelektrische Messungen zur Erkundung der lokalen Untergrundverhältnisse zur Validierung der aerogeophysikalischen Ergebnisse.

<b>ÜLG35/Kooperation</b>	ÜLG20/28, FA Rohstoffgeologie (M. Heinrich)
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	Wird fortgesetzt, Endbericht ÜLG20/28/35 für2014 vorgesehen
ÖK Blatt/Blätter	70

• Messgebiet Laakirchen (OÖ.)

Geoelektrische Messungen zur Unterstützung der geophysikalischen Monitoringkampagne an einer Hangrutschung, Vergleichsmessung mit Geoelektrikapparatur des BFW.

<b>ÜLG35/Kooperation</b>	BFW (Innsbruck)
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	66

• Messgebiet Gschlifgraben (OÖ.)

Ergebnisse geophysikalischer Untersuchungen am Gschlifgraben in Form einer internationalen Publikation.

<b>ÜLG35/Kooperation</b>	WLV OÖ.
Inhalt	Ergebnisse Messkampagnen Geophysik als internationale Publikation
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	66

• Messgebiet Iselsberg (Tirol)

Geoelektrische Messungen zur Unterstützung der geologischen Kartierung.

<b>ÜLG35/Kooperation</b>	FA Sedimentgeologie (J. Reitner)
Inhalt	Ergebnisse Geoelektrik
Status	wird fortgesetzt
ÖK Blatt/Blätter	180

- Messgebiet Lienz (Tirol)

Goelektrische Messungen zur Unterstützung der geologischen Kartierung.

<b>ÜLG35/Kooperation</b>	FA Sedimentgeologie (J. Reitner)
Inhalt	Ergebnisse Geoelektrik
Status	wird fortgesetzt
ÖK Blatt/Blätter	179

- Messgebiet Höttinger Alm (Tirol)

Goelektrische Messungen zur Unterstützung der ingenieurgeologischen Kartierung.

<b>ÜLG35/Kooperation</b>	FA Ingenieurgeologie (N. Tilch)
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	Interpretation Geophysik
ÖK Blatt/Blätter	118

- Permafrost Monitoring Kitzsteinhorn (Szbj.)

Ergebnisse der goelektrischen Permafrostmessungen

<b>ÜLG35/Kooperation</b>	intern
Inhalt	Zusammenfassung Ergebnisse goelektr. Permafrostmessungen
Status	wird fortgesetzt
ÖK Blatt/Blätter	123

- Datenbank Geophysik

## Überblick über die Messgebiete 2012/2013

Messgebiet	Nr.	ÖK-Blatt	Status	geplant für 2013/2014
Großhöflein (Bgld.)	1	77	abgeschlossen	
Eisenstadt Süd/ Kleinhöflein (Bgld.)	2	77	abgeschlossen	
St. Georgen (Bgld.)	3	77	abgeschlossen	
Weyer (OÖ)	4	70	wird 2012/2013 fortgesetzt	Bericht ÜLG20/35/28
Laakirchen (OÖ.)	5	66	abgeschlossen	
Gschlifgraben (OÖ.)	6	66	abgeschlossen	
Iselsberg (Tirol)	7	180	abgeschlossen	
Lienz (Tirol)	8	179	abgeschlossen	
Höttinger Alm (Tirol)	9	118	wird fortgesetzt	
Permafrost Monitoring Kitzsteinhorn (SzbG.)	10	123	wird 2012/2013 fortgesetzt	

1	Großhöflein (Bgl.)
2	Eisenstadt Süd/ Kleinhöflein (Bgl.)
3	St. Georgen (Bgl.)
4	Weyer (OÖ.)
5	Laakirchen (OÖ.)
6	Gschlifgraben (OÖ.)
7	Iselsberg (Tirol)
8	Lienz (Tirol)
9	Höttinger Alm (Tirol)
10	Permafrost Monitoring Kitzsteinhorn (Szb.)

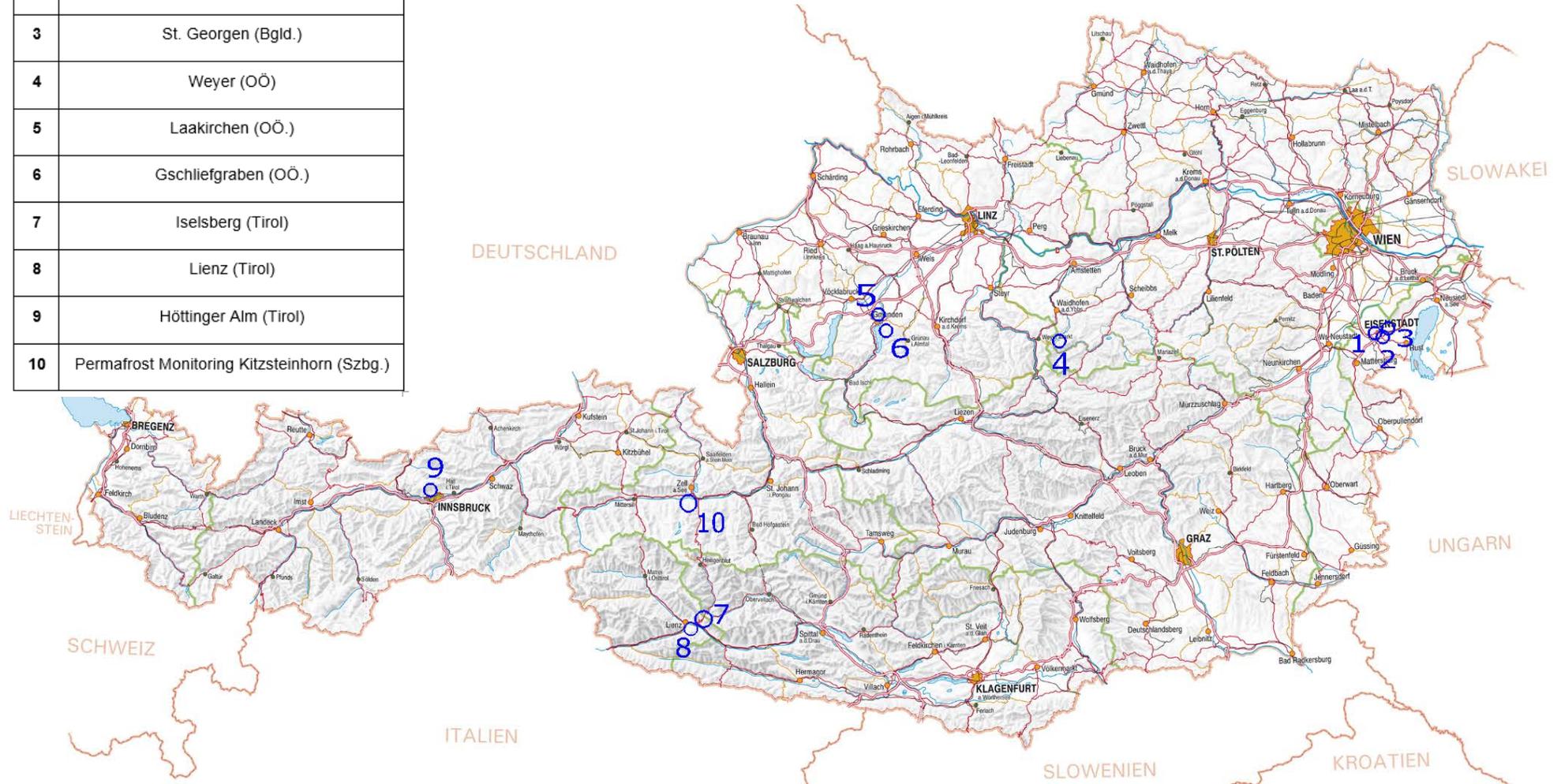


Abb. 1: Lage der Messgebiete 2012/2013

## **INHALTSVERZEICHNIS**

<b>1</b>	<b>GROßHÖFLEIN (BGLD.)</b>	<b>12</b>
1.1	Einleitung und Aufgabenstellung	12
1.2	Beschreibung der geologisch/hydrologischen Verhältnisse	12
1.3	Ergebnisse Geophysik	22
1.3.1	Ergebnisse Geoelektrik	22
1.3.2	Ergebnisse Aerogeophysik	28
1.4	Geologische/Hydrogeologische Interpretation	31
<b>2</b>	<b>EISENSTADT SÜD/KLEINHÖFLEIN (BGLD.)</b>	<b>34</b>
2.1	Beschreibung der geologisch/hydrologischen Verhältnisse	34
2.2	Ergebnisse Geophysik	44
2.2.1	Ergebnisse Geoelektrik	44
2.2.2	Ergebnisse Aerogeophysik	51
2.3	Geologische/Hydrogeologische Interpretation	53
<b>3</b>	<b>ST. GEORGEN AM LEITHAGEBIRGE (BGLD.)</b>	<b>55</b>
3.1	Beschreibung der geologisch/hydrologischen Verhältnisse	55
3.1.1	Hydrochemie	69
3.2	Ergebnisse Geophysik	74
3.2.1	Ergebnisse Geoelektrik	74
3.2.2	Ergebnisse Aerogeophysik	85
3.3	Geologische/Hydrogeologische Interpretation	88

3.4	Literatur .....	90
<b>4</b>	<b>WEYER (OÖ.).....</b>	<b>94</b>
4.1	Einleitung und Aufgabenstellung.....	94
4.2	Messergebnisse.....	94
4.3	Geophysikalische Interpretation .....	101
4.3.1	Profil 1 .....	101
4.3.2	Profil 2 .....	103
4.3.3	Profil 3 .....	104
4.3.4	Profil 4 .....	106
<b>5</b>	<b>LAAKIRCHEN (OÖ.) .....</b>	<b>109</b>
5.1	Einleitung .....	109
5.2	Ergebnisse Geoelektrik.....	112
<b>6</b>	<b>GSCHLIEFGRABEN (OÖ) .....</b>	<b>119</b>
6.1	Einleitung .....	119
6.2	Airborne Geophysical Mapping as an Innovative Methodology for Landslide Investigation: Evaluation of Results from the Gschliefergraben Landslide, Austria.....	119
<b>7</b>	<b>ISELSBERG (TIROL) .....</b>	<b>148</b>
7.1	Einleitung .....	148
7.2	Ergebnisse Geoelektrik.....	151

<b>8 LIENZ (TIROL) .....</b>	<b>157</b>
8.1 Einleitung .....	157
8.1 Geoelektrische Vermessung .....	157
8.2 Messergebnisse.....	158
8.3 Geophysikalische Interpretation .....	171
8.3.1 Bergsturz Buchwiese .....	171
8.3.2 Mordbichl .....	174
8.3.3 Lienz-Schwemmfächer.....	175
<b>9 HÖTTINGER ALM (TIROL).....</b>	<b>178</b>
9.1 Einleitung .....	178
9.2 Geoelektrische Vermessung .....	178
9.3 Messergebnisse.....	179
9.4 Geophysikalische Interpretation .....	184
<b>10 PERMAFROSTMONITORING .....</b>	<b>191</b>
10.1 Einleitung .....	191
<b>11 DATENBANK .....</b>	<b>192</b>
11.1 Datenstand 2011 .....	192

# 1 Großhöflein (Bgld.)

## 1.1 Einleitung und Aufgabenstellung

Die in den folgenden Kapiteln präsentierten boden- und aerogeophysikalischen Ergebnisse und deren hydrogeologische Interpretation wurden in einer Kooperation mit den Projekten BA20 (Karstwasserführende Gesteine Burgenland, 2012, BBK Projekt BA20, Auftraggeber: Amt der bgld. Landesregierung und Wasserleitungsverband nördl. Burgenland, Eisenstadt) und dem Projekt ÜLG28/20 erzielt. Für den Endbericht des Projektes BA20 siehe, Schubert, et. al., 2013.

Ein übergeordnetes Ziel der geoelektrischen Untersuchungen war die Validierung und hydrogeologische Interpretation der aereoelektromagnetischen Ergebnisse des Aeromessgebietes Leithagebirge. Eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse der Aerogeophysik und weitere Detailgebiete finden sich im ÜLG20/28/35 Bericht (Ahl et al., 2012).

Im Folgenden werden, nach einer kurzen Darstellung der geologisch/hydrogeologischen Verhältnisse der jeweiligen Teilgebietes, die Ergebnisse der geoelektrischen Profile den Auswertungen der Aereoelektromagnetik gegenübergestellt und hydrogeologisch interpretiert.

## 1.2 Beschreibung der geologisch/hydrologischen Verhältnisse

Im Gebiet Großhöflein bildet die Basis der geologischen Einheiten, wie im gesamten Untersuchungsgebiet, das Kristallin in Form von Glimmerschiefern, Paragneisen und Phylliten. Am Kamm, beim Zechmeisterkreuz, liegen Meter mächtige Verwitterungslehme diesem Kristallin auf. Gegen Süden befinden sich auf dem Kristallin die Neogenen Abfolgen des Badens. Im Bereich des Weißen Kreuzes ist das Baden in Leithakalkfazies ausgebildet. Auf den Schichtflächen finden sich mehlig-kreidige Ablagerungen (sekundärer Umwandlungsprozess). Gegen Süden setzt sich das Baden ab der Bundesstrasse in feinsandiger, mergeliger Fazies als Vertreter des Unterbadens, fort. Laut Geologischer Karte Blatt 77 Eisenstadt, wird unter dieser Einheit ein Bruchsystem vermutet. An der Bundesstraße zu Eisenstadt liegt eine Verzahnung von unterbadensischen Leithakalk mit Mergeln gleichen Alters vor, diese Zone nimmt etwa 150m Breite ein (Tollmann, 1955).

Die kreidige Ausbildung des Leithakalkes kommt in mächtigen Lagen im NNW von Müllendorf vor und wird in den „Müllendorfer Kreidewerken“, in großen Mengen, abgebaut.

Als Typlokalität für die Stratofazies „Leithakalk des Badeniums“ gilt der mittlerweile aufgelassene Steinbruch „Fenk“ (siehe Abb. 1.1 und 1.2). Der östliche Anteil des Fenk-Steinbruches ist aus kreidigen Mergellagen enthaltenden, primär gebildeten Corallinaceen-Kalken aufgebaut, welche, gegen das Hangende hin, in feste Kalke des gleichen Leithakalktypus übergehen. Ein Einfallen der Schichten ist in Sauer et al. (1992) mit 5-10° Richtung WNW bis SW angegeben.

Südlich, gegen den Eisbach hin, sind noch sarmatische Sedimente ausgeschieden, überdeckt von Quartären Ablagerungen.

Einen Überblick der im Gebiet Großhöflein verbreiteten geologischen Einheiten liefert der Ausschnitt aus der „Geologischen Karte des Nordwestrandes der Eisenstädter Bucht“ von A. Tollmann (1955, Abb. 1.3)



Abb. 1.1: Steinbruch Fenk: Typlokalität für die Stratofazies „Leithakalk des Badeniums“



Abb. 1.2: Steinbruch Fenk: Leithkalk mit auflagerndem Hangschutt und Verwitterungshorizont

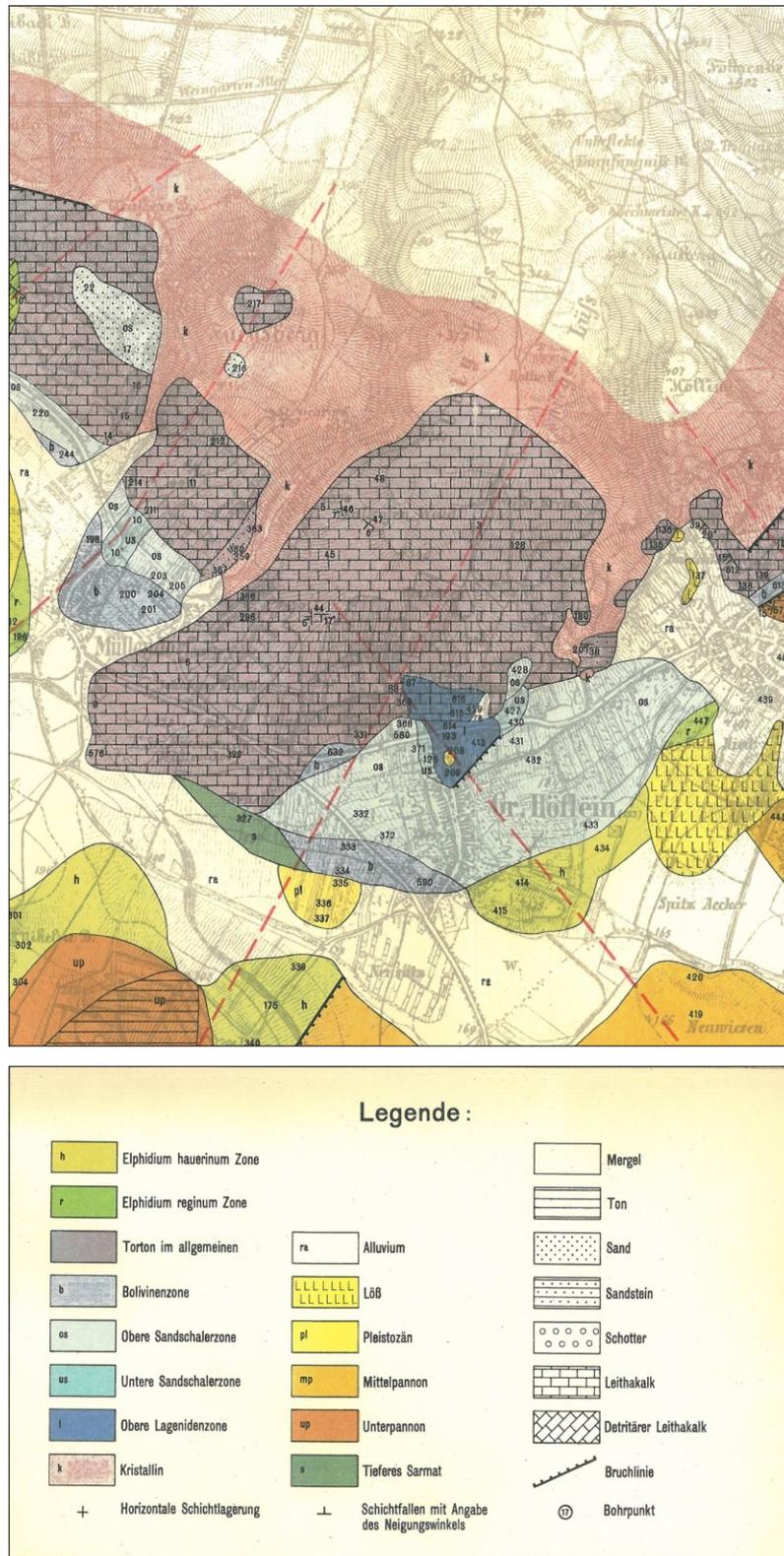


Abb. 1.3: Ausschnitt der „Geologischen Karte des Nordwestrandes der Eisenstädter Bucht“ von A. Tollmann (1955) des Untersuchungsgebietes Großhöflein-Müllendorf mit dazugehöriger Legende

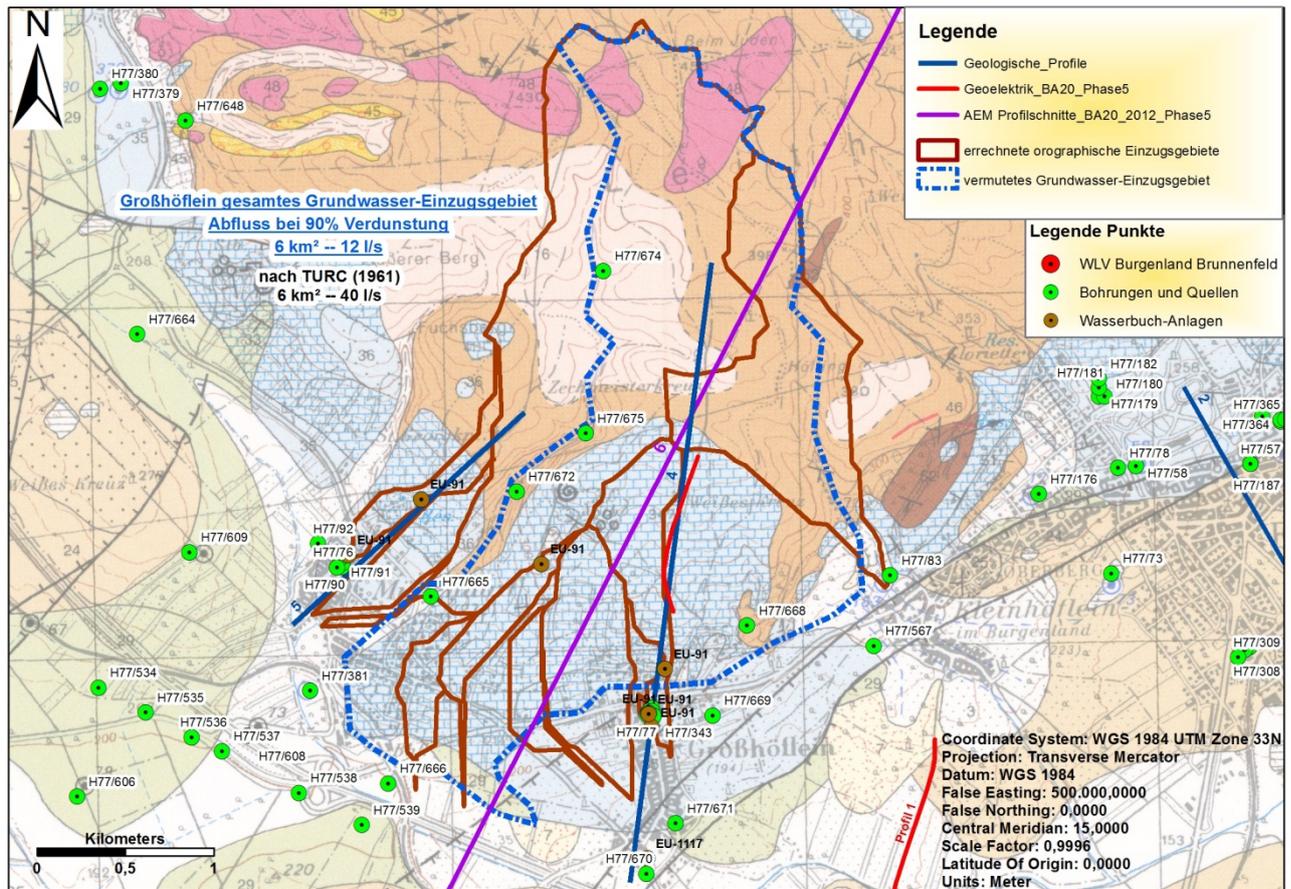


Abb. 1.4: Ausschnitt aus der GK50, Blatt 78 Rust mit eingetragenen Profilen, den orographischen Teileinzugsgebieten und des vermuteten hydrogeologischen Teileinzugsgebietes für den Bereich Großhöflein. Für die Legende zur Geologie siehe Abbildung 1.4a im Kapitel „Geologischer/Hydrogeologischer Überblick“.

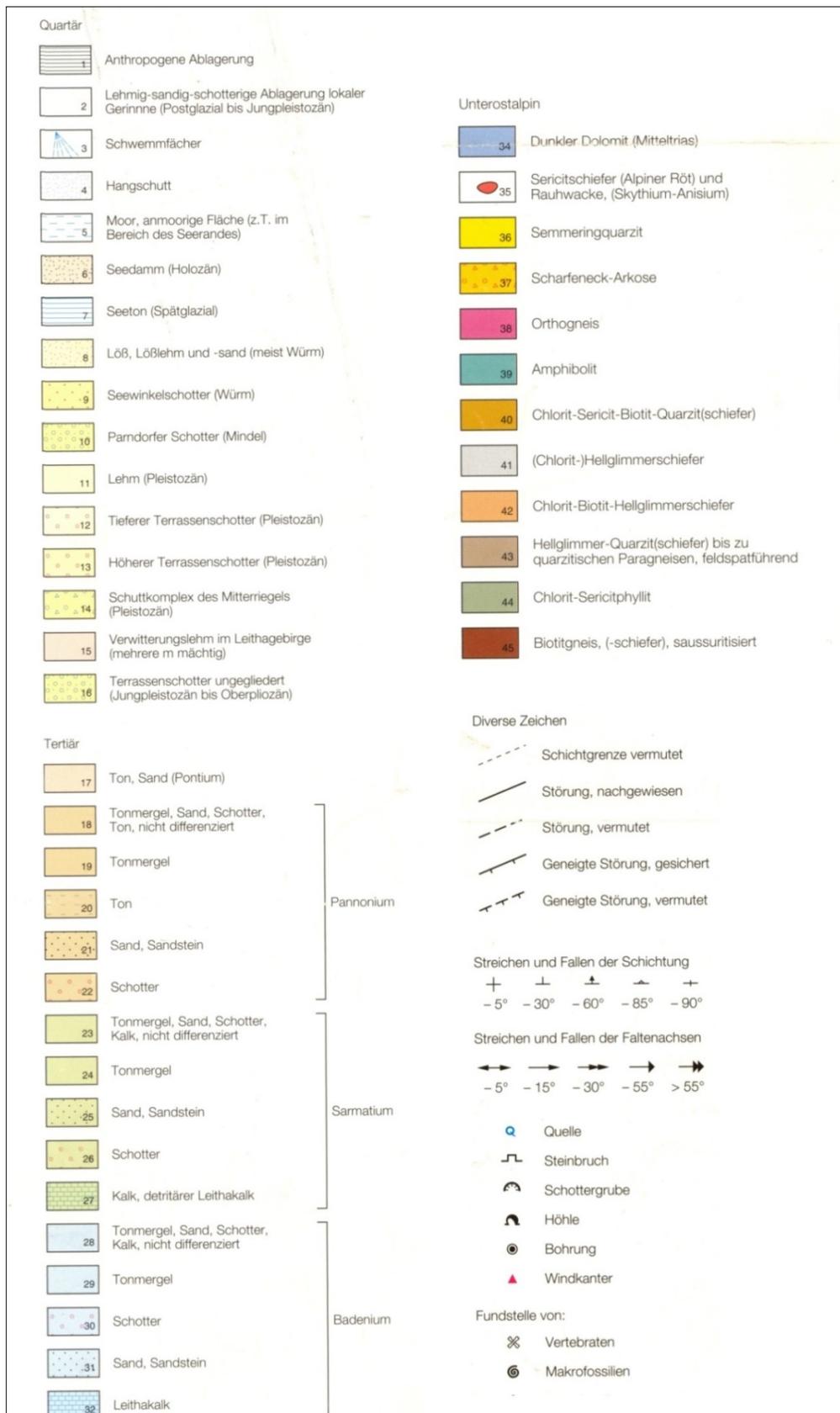


Abb. 1.4a: Legende zur GK50 Blatt 78 Rust

Die bedeutendste Wasserentnahmestelle ist Teil des Brunnenfeldes Großhöflein des Wasserleitungsverbandes Nördliches Burgenland (H77/77) mit einer Ergiebigkeit von ~ 10 l/s. Zahlreiche Borhungen wurden in den 50er Jahren für weitere Informationen bezüglich des Untergrundes in Großhöflein abgeteuft, mit einer maximalen Tiefe von 10m (siehe Bsp. H77/340 und H77/343 in Abb. 1.11a, 1.11b).

Die Quelle Großhöflein, welche zur Trinkwasserversorgung innerhalb des Wasserleitungsverbandes Nördliches Burgenland herangezogen wird, liegt in den mergelig-feinklastisch ausgebildeten Schichten des Badens. Dort ist eine Ergiebigkeit von 10 l/s gegeben, da der Aquifer von badenischen Leithakalken auskeilt (innerhalb der dort sonst feinkörnig ausgebildeten Fazies des unteren Badens; Tollmann, 1955) und die am Bruchsystem gestauten Wässer aufsteigen.

Grundsätzlich waren im Gebiet von Großhöflein lt. Geländeerhebungen keine relevanten Gerinne zu beobachten. Lediglich der an das Untersuchungsgebiet angrenzende Müllenbach wies in den Sommermonaten 2012 eine geringe Wasserführung auf.

Das Einzugsgebiet für Großhöflein wurde an die Grenze zum Müllenbach gelegt, denn dieser fließt, bis zur beginnenden Verrohrung am Ortseingang, über Kristallin und wird somit nicht mehr als Einflussfaktor für das unterirdische Grundwassereinzugsgebiet berücksichtigt. Mit einem Abfluss von < 1 l/s, wird angenommen, dass kein wesentlicher Grundwasseranteil, des östlich definierten Einzugsgebietes, in den Müllenbach exfiltriert.

Eine Besonderheit stellen die in der Literatur erwähnten, höher mineralisierten Wässer im Gebiet von St. Georgen dar. Hierzu ein Auszug aus dem Manuskript zu den Erläuterungen zu Blatt 77 Eisenstadt (Manuskript Erläuterungen Blatt 77, Häusler 2013):

*„Vom Südwestrand des Leithagebirges bei Großhöflein (die genaue Stelle ist unbekannt) beschreibt W. CARLÉ (1975, S. 455) eine gering schüttende Schwefelquelle mit einer Temperatur von 13,1°C, die an das Bruchsystem gebunden ist. Ebenfalls mit einer Temperatur von 13.1 °C tritt die höher mineralisierte Radegundis-Quelle im Ortsgebiet aus, die als schwefelhaltiges Natrium-Chlorid-Hydrogenkarbonat-Mineralwasser bezeichnet wird. Die in der Studie von H.*

WIMMER (1992) vergleichsweise angeführten Isotopenwerte der „Quelle Kirchengasse“ weisen mit 10-20 Tritiumeinheiten (überraschenderweise) auf ein Wasseralter von nur wenigen Jahren hin. Die Ursache für die relativ höhere Wassertemperatur wurde noch nicht näher untersucht, ein Anteil einer wärmeren Tiefenwasserkomponente kann daher nicht gänzlich ausgeschlossen werden.“

Auf der folgenden Seite sind die Berechnungen des Wasserhaushaltes im Gebiet Großhöflein in Form von Tabellen ersichtlich (Tab. 1.1 und 1.2). Die Ergebnisse aus den Abflussberechnungen ergeben für das Grundwassereinzugsgebiet, unter Berücksichtigung der Brunnenanlage Großhöflein, einen Wasserdargebot von zumindest 0,5 l/s (Tab. 1.2)

<b>Großhöflein-Müllendorf Abflussberechnungen basierend auf den berechneten Verdunstungsraten nach TURC (1961)</b>						
		km <sup>2</sup>	durchschnittlicher Niederschlag in mm/a	mittlere Verdunstung in %	Abflussspende l/(s*km <sup>2</sup> )	mittlerer Abfluss in l/s
Vermutetes Grundwasser Einzugsgebiet		<b>6</b>	657	68	<b>6,6</b>	<b>40</b>
<b>Großhöflein-Müllendorf Abflussberechnung basierend auf der Annahme, dass 90% des Niederschlages verdunsten</b>						
		km <sup>2</sup>	durchschnittlicher Niederschlag in mm/a	mittlere Verdunstung in %	Abflussspende l/(s*km <sup>2</sup> )	mittlerer Abfluss in l/s
Vermutetes Grundwasser Einzugsgebiet		<b>6</b>	657	90	<b>2,08</b>	<b>12</b>

Tab. 1.1: Abflussberechnungen für das Untersuchungsgebiet Großhöflein für 2 Szenarien der Verdunstung. Szenario 1 nach Turc (1961) und Szenario 2 mit 90% (Boroviczény et al. 1990). Die blau hinterlegten Felder markieren die Ergebnisse in l/s für die jeweils angegebene Fläche des definierten Einzugsgebietes.

<b>Mittlerer Abfluss des berechneten Einzugsgebietes, abzüglich der den unterirdischen Wasserhaushalt verringernden Wasserentnahme und des Oberflächenabflusses</b>		
	Mittlerer Abfluss nach Turc l/s	Mittlerer Abfluss 90% Verdunstung l/s
	<b>40</b>	<b>12</b>
<b>ABZÜGLICH:</b>	-	-
	<b>l/s</b>	<b>l/s</b>
Quelle Großhöflein	10	10
Müllenbach	2	2
<b>Versickerungsanteil in l/s</b>	<b>28</b>	<b>0,5</b>
<b>ABZÜGLICH:</b>		
aus den Bohrdaten H77/669 und H77/672 - Informationen aus dem Archiv (ob aktuell noch Wasser entnommen wird ist nicht bekannt)	8	8
Quelle Müllendorf	2	2
<b>Versickerungsanteil in l/s</b>	<b>18</b>	<b>-10</b>

Tab. 1.2: Angenäherter Versickerungswert bzw. Wasserressourcen in l/s auf der Berechnungsbasis nach TURC (1961) und mit der Annahme, dass 90% des Niederschlages verdunsten. Der untere Teil der Tabelle zeigt Wasserressourcen in l/s an, unter der Annahme, dass noch zusätzliche in den Unterlagen erhobene Entnahmestellen zu berücksichtigen sind.

Bezeichnung	Verfüger	GBA_H_Nr.	Postzahl Wasserbuch	WGS 1984		Menge in l/s			Nutzung
				UTM x	UTM y	Ergiebigkeit	Konsens	Schüttung	
Wasserversorgungsanlage Großhöflein, Quelle und Brunnen	WLV-Nördl. Burgenland	H77/77	EU-14; EU-91	610813	5299071	10		10	Trinkwasserversorgung
Kaiser Bewässerung	Kaiser, Maria		EU-1117	610797	5298231		1		Nutzwasser
Quelle		H77/668	UBA-Nr.82	611362	5299559			0,02	
Quelle		H77/669	UBA-Nr. 83	611166	5299046			3	
Quelle		H77/674	UBA-Nr.90					0,1	
Quelle		H77/675	UBA-Nr.91	610448	5300653				
Mineralquelle		H77/27	Schwefelquelle	610823	5299091				
Schussbohrung		H77/540	BM6-40	610139	5297904				
Schussbohrung		H77/541	BM6-46	610644	5297629				
Wasserbohrung Brunnen		H77/670	UBA-Nr.84	610791	5298144				
Wasserbohrung Hausbrunnen		H77/671	UBA-Nr.86	610956	5298432				
Wasserbohrung		H77/672	UBA-Nr.88	610058	5300322			5	
Aufschlussbohrung		H77/340	Bohrung 1	610794	5299050				
Aufschlussbohrung		H77/341	Bohrung 2	610803	5299071				
Aufschlussbohrung		H77/342	Bohrung 3b	610823	5299071				
Aufschlussbohrung		H77/343	Bohrung 4	610834	5299046				
Aufschlussbohrung		H77/344	Bohrung 5	610808	5299061				

Tab. 1.3: Auflistung der Wasserentnahmestellen, Quellaustritte und Brunnen aus dem Untersuchungsgebiet Großhöflein. Für den Wasserhaushalt des Einzugsgebietes relevante Angaben sind farblich hinterlegt.

### 1.3 Ergebnisse Geophysik

#### 1.3.1 Ergebnisse Geoelektrik

Insgesamt wurden für die Untergrunderkundung im Bereich Eisenstadt Süd / Kleinhöflein 2 Geoelektrikprofile neu vermessen. Aus dem vorangegangenen BBK Projekt (BA20 Phase4) wurde das Geoelektrikprofil 6 (2010) in die Auswertung miteinbezogen.

Die Lage der geoelektrischen Profile ist der Abb. 1.5 zu entnehmen.

Die Position der Geoelektrikprofile in Bezug zur geologischen Situation ist in der Abb. 1.6 ersichtlich. Legende siehe Abb. 1.4a.

Die anschließenden Darstellungen (Abb. 1.7. – Abb. 1.8) zeigen die Ergebnisse der Inversionsrechnung für die Profile 1 und 2 in Großhöflein. Für die Spezifikationen der geoelektrischen Profile siehe Tab. 1.4.

Großhöflein Müllendorf	Elektrodenabstand [m]	Profillänge [m]	Messrichtung
Großhöflein Profil 1	10	920	N-S
Großhöflein Profil 2	10	920	N-S
<i>Profil 6 (2010)</i>	<i>10</i>	<i>920</i>	<i>N-S</i>
Gesamtlänge		1840 (2760)	

Tab. 1.4: Spezifikation der DC-Profile, Messgebiet Großhöflein/Müllendorf, 2012

Die N-S verlaufenden Profile Großhöflein Profil 1 und Großhöflein Profil 2 wurden nördlich von Großhöflein, von den in der geologischen Karte ausgeschiedenen kristallinen Glimmerschiefer im Norden in die badenischen Sedimente im Süden, gelegt. Die Interpretation der geoelektrischen Profile zeigt den Beginn des Leithakalks bei Profilmeter 540 auf Geoelektrikprofil Großhöflein Profil 2, welcher exakt mit der Grenze auf der geologischen Karte übereinstimmt. Die Widerstandsverteilung des als Leithakalk interpretierten Abschnittes zeigt einen hochohmigen elektr. Widerstand von 400-1100 Ohm-m im Hangenden (max. 20m Mächtigkeit). Die darunter folgende (bis zu einer Tiefe von 60 m) Schicht mit elektr. Widerständen von 150-250 Ohm-m wird als Baden allgemein interpretiert. Das Kristallin selbst zeigt eine sehr heterogene Verteilung der elektr. Widerstände, die von oberflächlich verwitterten Kristallin mit geringeren elektr. Widerständen (100 Ohm-m) bis über sehr hochohmige Abschnitte (2000 Ohm-m) eine Bandbreite von

200 -500 Ohm-m aufweist (Anfang Profil 2). Das kristalline Grundgebirge fällt bei Profilmeter 660 auf Geoelektrikprofil Profil 1 Großhöflein relativ steil gegen Süden ab.

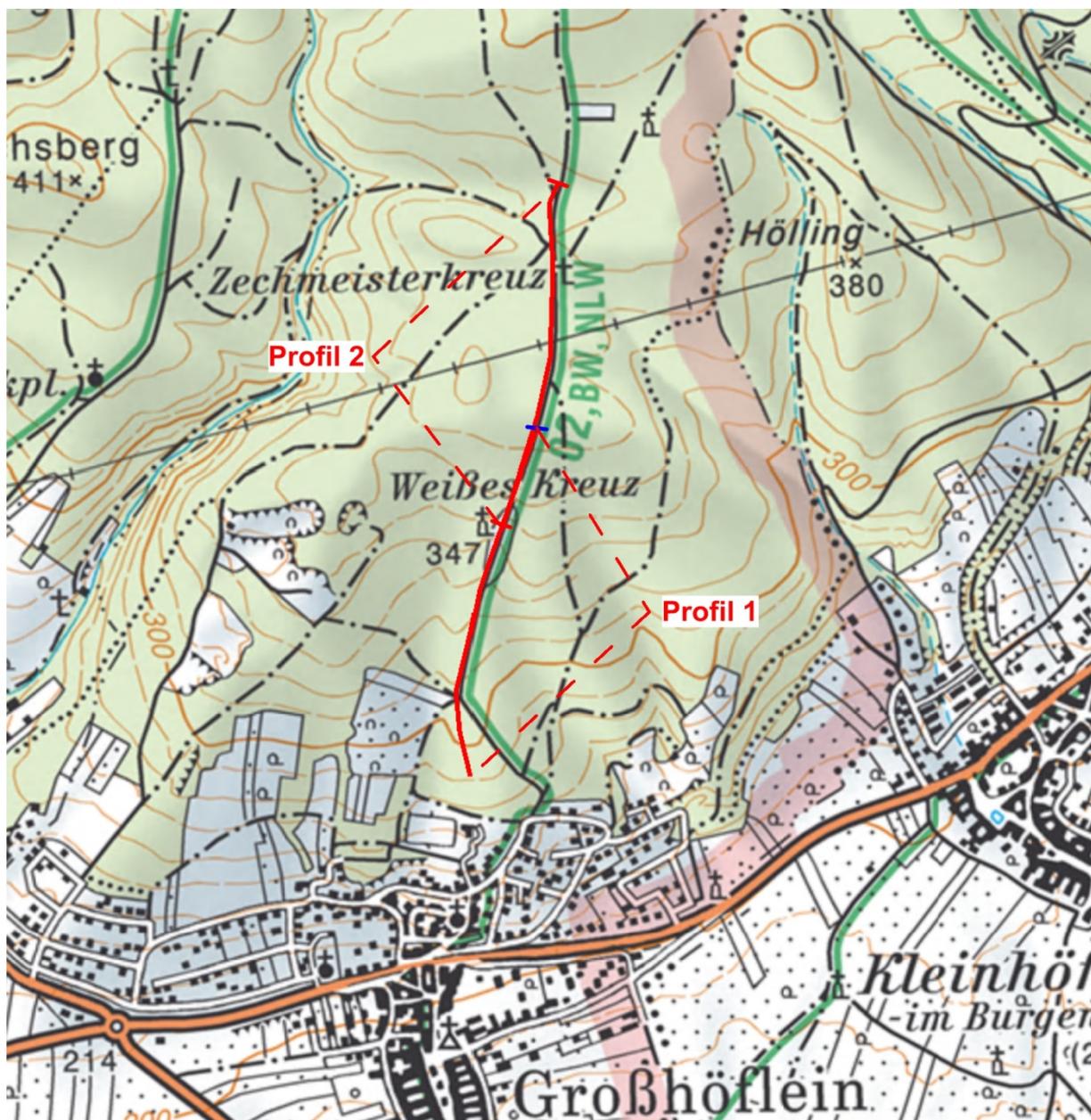


Abb. 1.5: Lage der Geoelektrikprofile Großhöflein/Müllendorf (Amap)

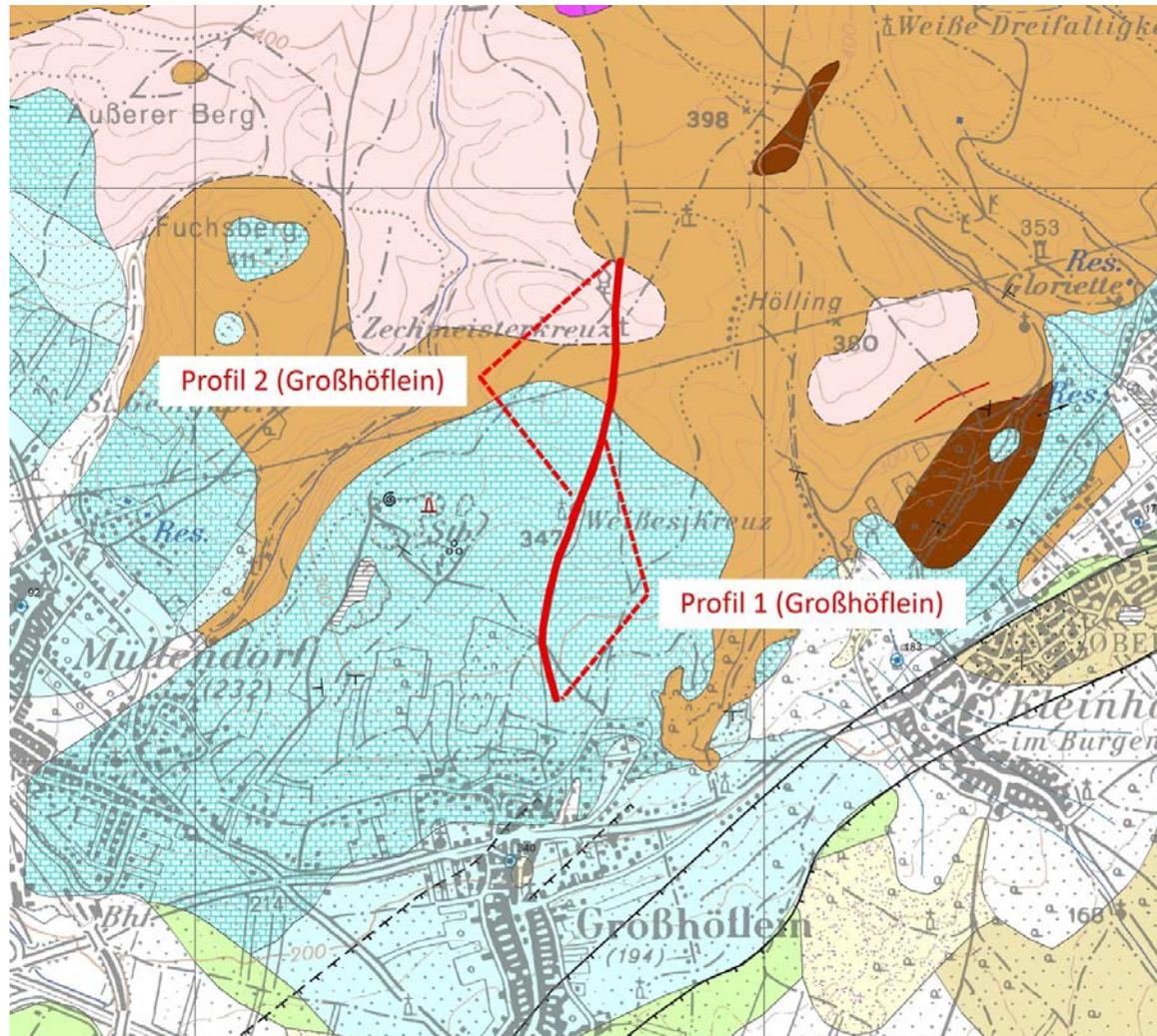


Abb. 1.6: Lage der Geoelektrikprofile Großhöflein/Müllendorf /Geologie (GK50 Blatt 77 Eisenstadt)

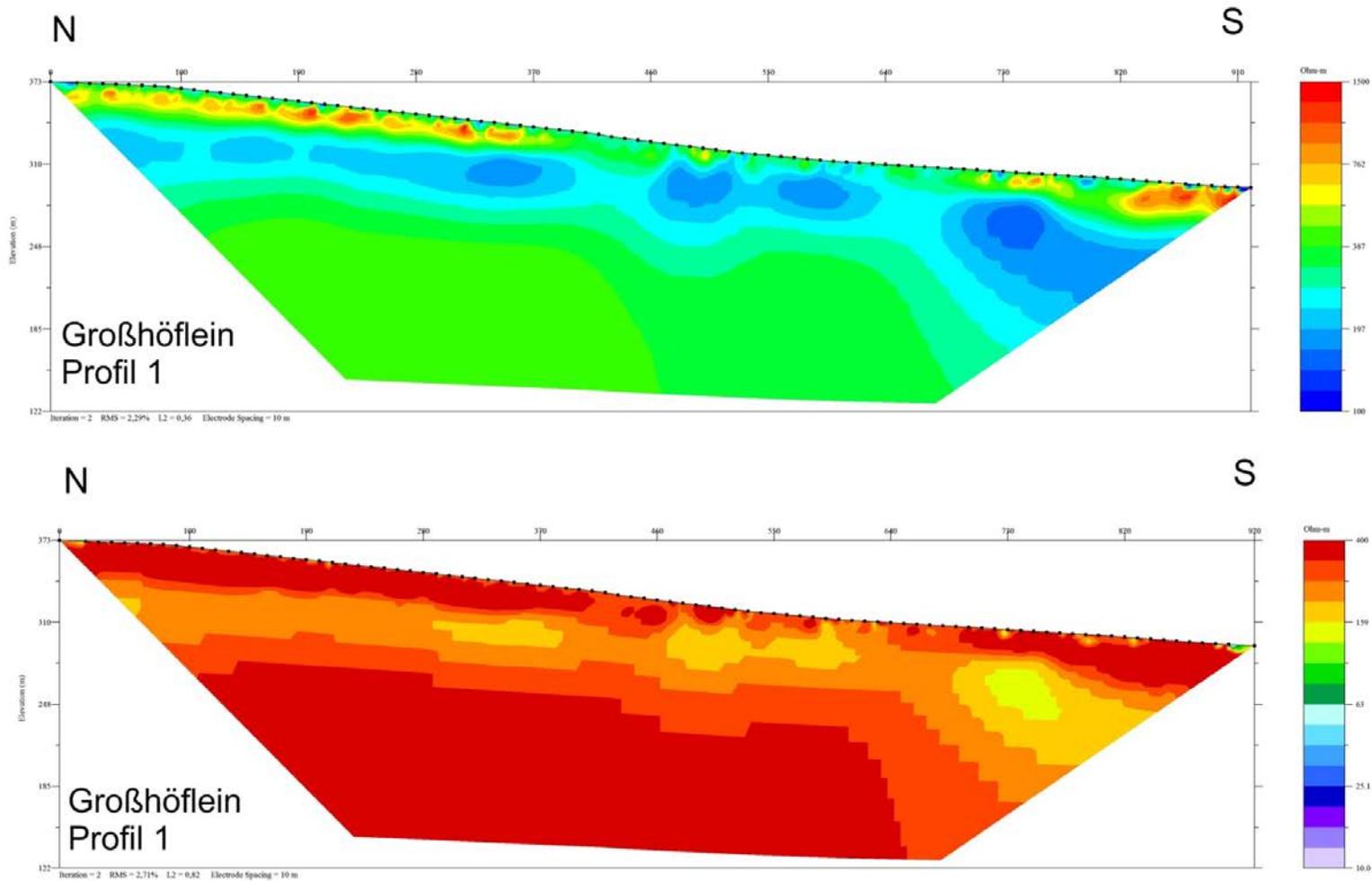


Abb. 1.7: Ergebnis Großhöflein/Müllendorf Profil 1; oben: individueller Farbbalken/unten: allgemeiner Farbbalken

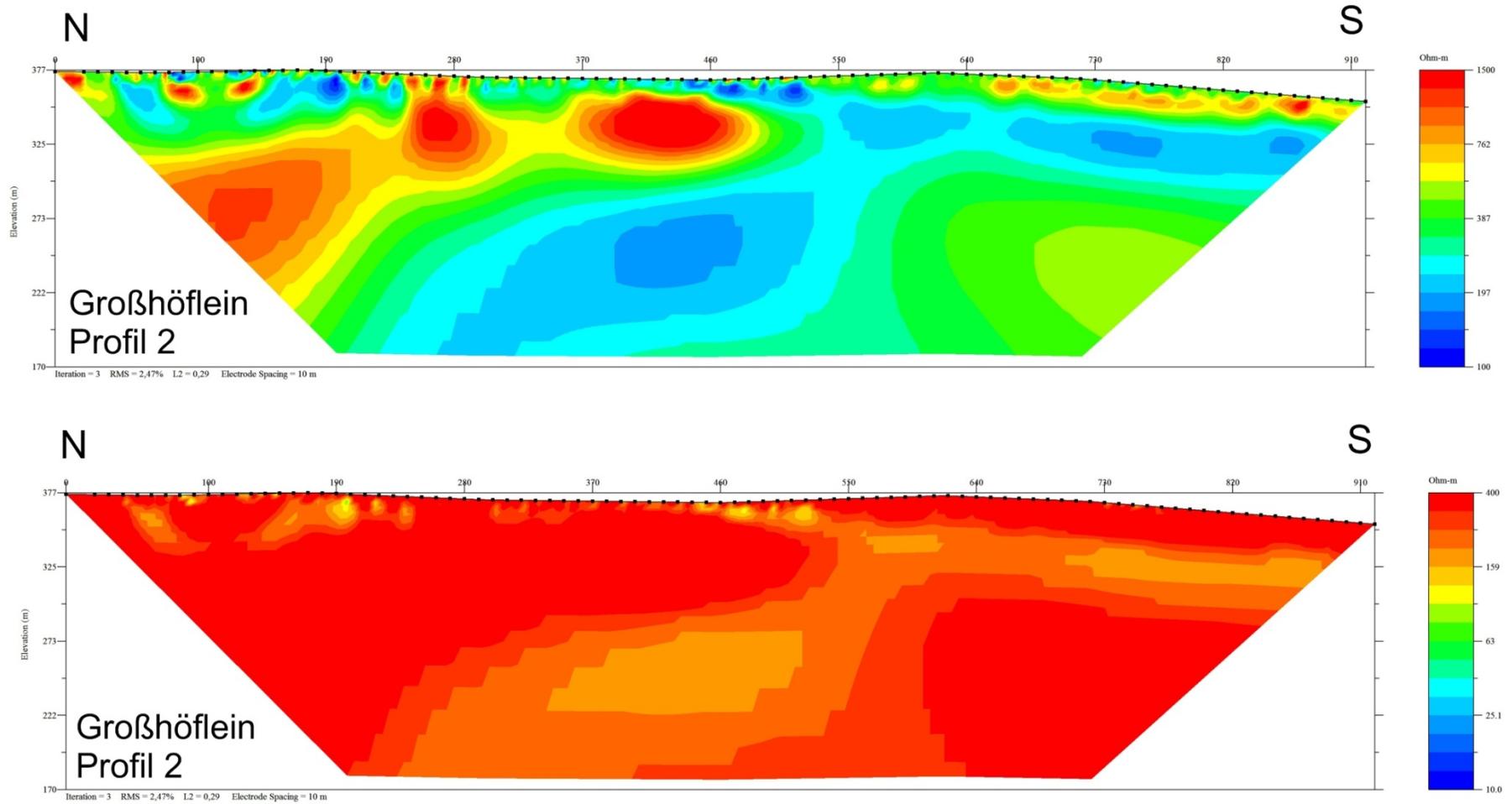


Abb. 1.8: Ergebnis Großhöflein/Müllendofr Profil 2; oben: individueller Farbbalken/unten: allgemeiner Farbbalken

### 1.3.2 Ergebnisse Aeroeophysik

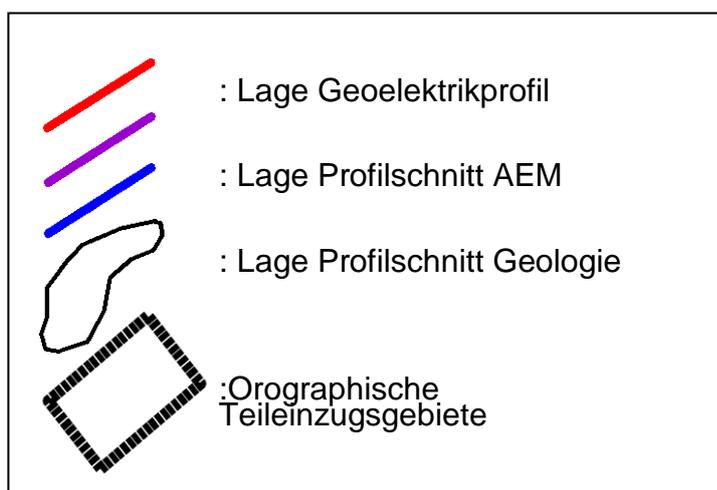
In diesem Teilgebiet werden die vorhandenen geoelektrischen Profile mit ausgewählten Ergebnissen aus der aeroeophysikalischen Vermessung „Leithagebirge“ 2010 verglichen und hinsichtlich der geologischen/hydrogeologischen Situation interpretiert.

In der folgenden Abbildungsreihe 1.9 wird in der Teilabbildung A der elektrische Widerstand im Untergrund in der Tiefe von 4 Meter und im Teil B in der Tiefe von 30 Metern als paralleler Schnitt zur Erdoberfläche dargestellt. Vergleichbar mit dem Inversionsergebnis aus der Geoelektrik wird in der Abb. 1.10 das Inversionsergebnis aus der AEM (aeroeophysikalische Elektromagnetik) entlang eines ausgewählten Profilschnittes auch in Form eines zweidimensionalen Tiefen-Widerstandsplots in Bezug zur Topographie dargestellt.

In den Teilabbildungen C und D sind die Gehalte der Elemente Kalium (% K) und Thorium (ppm eTh) aus der Gammastrahlenspektrometrie (Radiometrie) abgebildet. Die Eindringtiefe der Messungen beträgt wenige Dezimeter. Es wird dabei das gesamte, an der Oberfläche vorhandene, Material gemessen. Das heißt, dass das anstehende Gestein mitsamt den Verwitterungs- und Bodenbildungen sowie der Vegetationsbedeckung erfasst wird.

Für die hydrogeologische Interpretation werden die Ergebnisse aus der radiometrischen Kartierung zur flächigen Abgrenzung der geologischen Einheiten herangezogen und mit der dargestellten Geologie abgeglichen (Teilabbildung E). Für den Tiefenbezug hydrogeologisch relevanten Gesteinseinheiten fließen die Ergebnisse aus der AEM in Form von Profilschnitten in die Interpretation mit ein.

Zeichenerklärung zur Abb. 1.9:



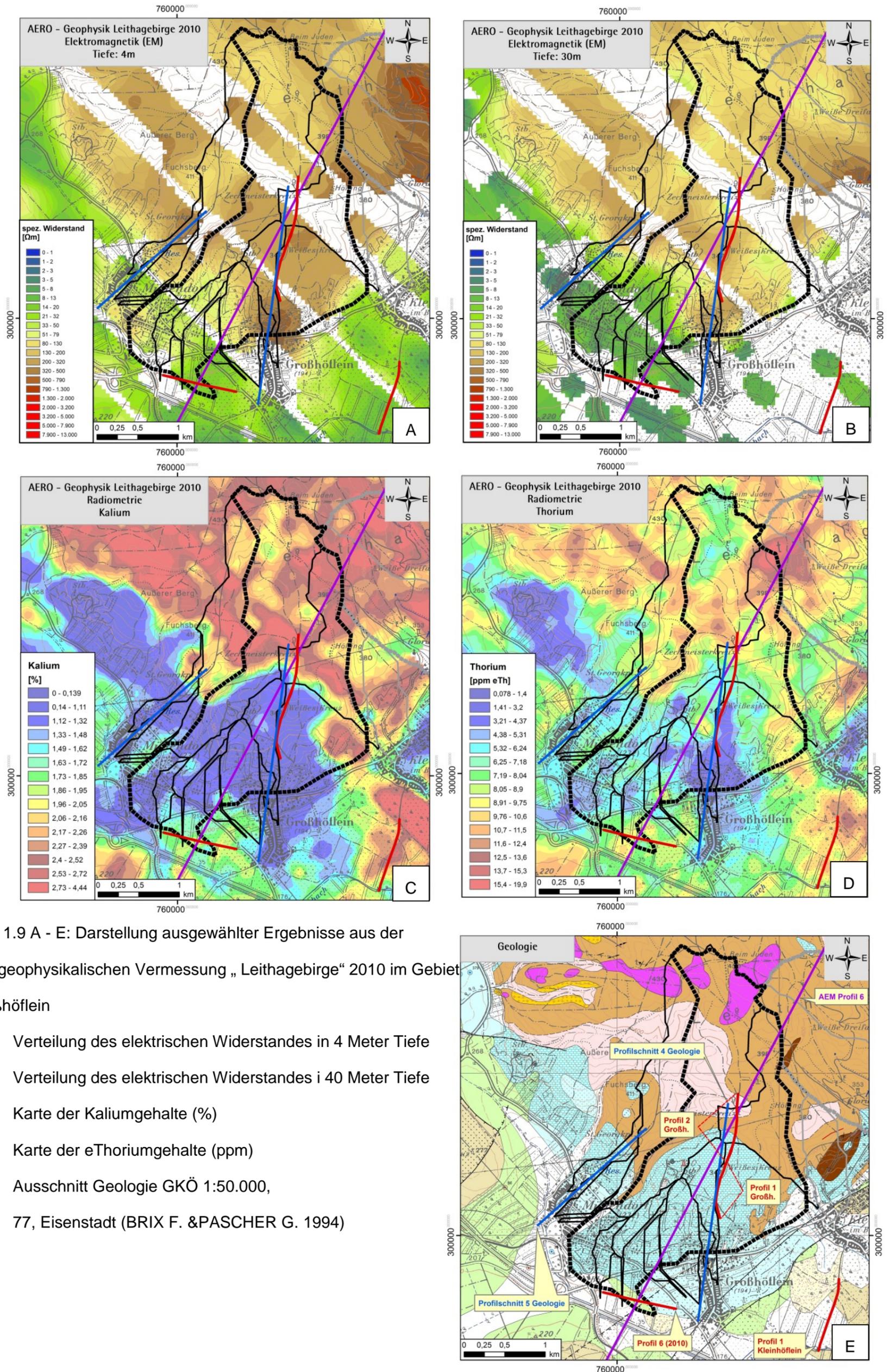


Abb. 1.9 A - E: Darstellung ausgewählter Ergebnisse aus der aerogeophysikalischen Vermessung „Leithagebirge“ 2010 im Gebiet Großhöflein

- A: Verteilung des elektrischen Widerstandes in 4 Meter Tiefe
- B: Verteilung des elektrischen Widerstandes i 40 Meter Tiefe
- C: Karte der Kaliumgehalte (%)
- D: Karte der eThoriumgehalte (ppm)
- E: Ausschnitt Geologie GKÖ 1:50.000, 77, Eisenstadt (BRIX F. & PASCHER G. 1994)

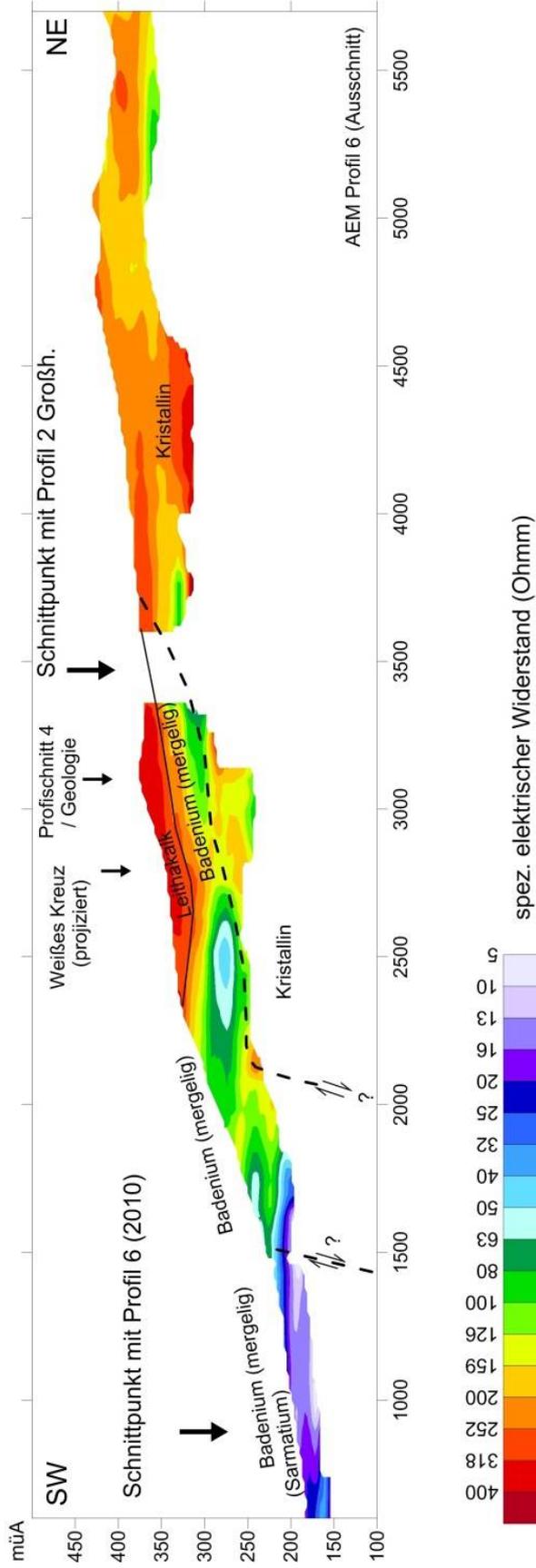


Abb. 1.10: Inversionsergebnis AEM – Profilschnitt Großhöflein

## 1.4 Geologische/Hydrogeologische Interpretation

Aus den Untersuchungen zum Wasserhaushalt geht hervor, dass bereits ein Großteil der zur Verfügung stehenden Wasserressourcen durch das Brunnenfeld Großhöflein (10 l/s) genutzt wird (siehe Tab. 1.2). Die Berechnungen zum Wasserhaushalt ergaben ein Minimum von 0,5 l/s an zusätzlichem Wasserdargebot.

Unabhängig von der stratigraphischen Zuordnung der sedimentären Entwicklung zeigt sich, dass ein Abrücken gegen Süden, aufgrund der eher feinklastischen, tonreichen Sedimente (Sarmat?), eine sehr geringe Ergiebigkeit erwarten lässt (siehe auch Profil 5 und Profil 6 in Kollmann et al. 2010, Lage ersichtlich in Abb. 1.9 A-E).

Zur Abklärung dieser feinklastischen Entwicklung, südlich der NE-SW verlaufenden Bruchzone zwischen Eisenstadt und Müllendorf, werden Erkundungsbohrungen (Sondierung) zur Klärung der hydrogeologischen Verhältnisse im Untergrund empfohlen. Dies deshalb, da geringmächtige einzelne Lagen von gröberklastischen und damit grundwasserleitenden Sedimenten in dieser Auflösung von der Geoelektrik nicht erfasst werden können.

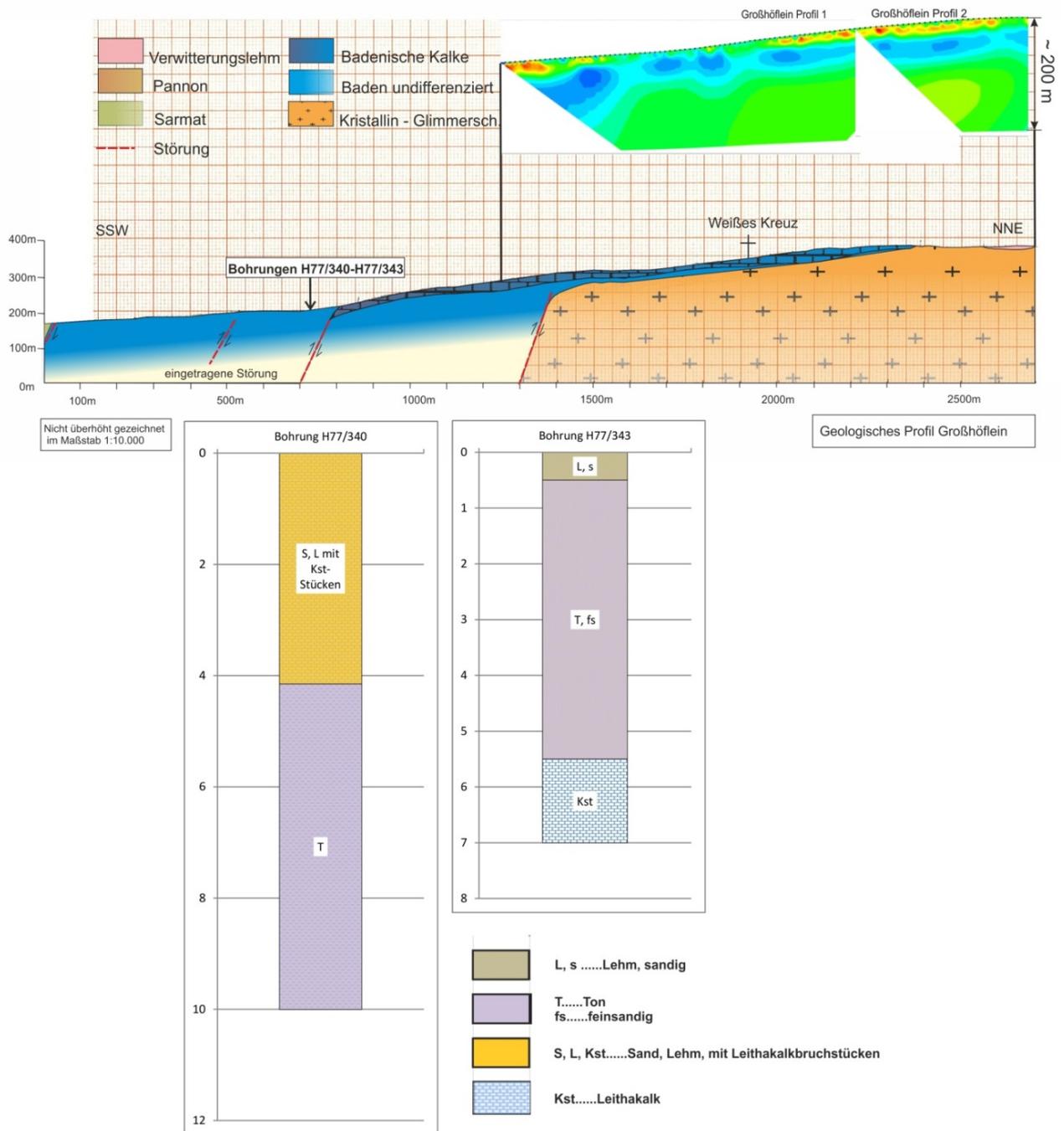


Abb. 1.11.a: Nicht überhöht angefertigtes geologisches Profil gezeichnet im Maßstab 1:10.000.

Die Lage des Profils ist der Abbildung 1.4 (blaue Profillinie Nr. 5) zu entnehmen. Der nördliche Profilateil ist vergleichbar mit den geoelektrischen Teilprofilschnitten (Großhöflein Profil 1 und 2), welches im Bild rechts oben dargestellt ist.

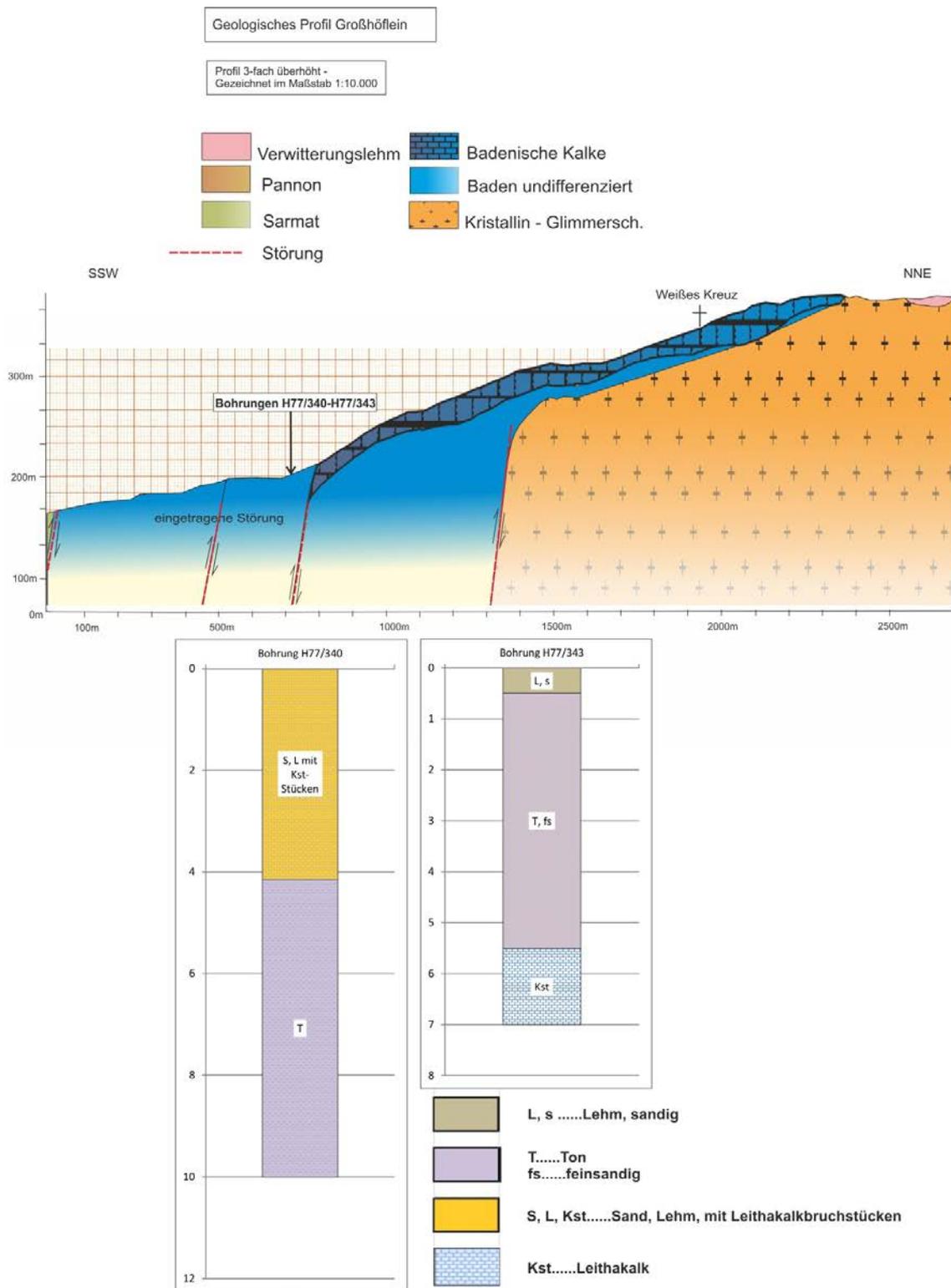


Abb. 1.11.b: 3-fach überhöht angefertigtes geologisches Profil gezeichnet im Maßstab 1:10.000.

## 2 Eisenstadt Süd/Kleinhöflein (Bgld.)

### 2.1 Beschreibung der geologisch/hydrologischen Verhältnisse

Im Gebiet Eisenstadt liegen auf der kristallinen Basis von Glimmerschiefern, Paragneisen und Phylliten, die Neogenen Abfolgen des Badens, des z. T. darüber folgenden Sarmats und des südlich angrenzenden Pannons.

Geologisch hervorzuheben sind einerseits die mächtigen Sedimentabfolgen des unteren bis mittleren Badens in Mergelfazies mit zwischengeschalteten Nulliporenkalklagen, welche im Bereich des Schlossparkes in einer Mächtigkeit von ~180 m nachgewiesen sind (Bohrung H77/58 Schlosspark, Hydro-Archiv, unpubl. Manuskript Erläuterungen Blatt 77, Häusler 2012). Weiters ist der Schotterkomplex am Brugstallberg nordwestlich von Eisenstadt nennenswert, den man bisher als fluviatile Ablagerung, äquivalent den „Ruster Schottern“, stratigraphisch in das unterste Baden bzw. in das obere Karpat stellt (Abb. 2.1 und Abb. 2.3. aus Tollmann, 1955; Schmid, 1968; Häusler unpubl. Manuskript, 2012).

Ebenso eine Besonderheit stellt die Lokalität „Hartl-Lucke“ dar und wurde von KROH et al. (2003) als Typlokalität einer neuen lithostratigraphischen Einheit, der „Hartl-Formation“, beschrieben. Sie repräsentiert die erste marine Transgression im Eisenstädter Becken in Form von seicht marinen, fossilreichen Grobsanden sowie Bryozoen-Kalksanden („Terebratelsande“) aus dem unteren Baden.

Die pannonen Ablagerungen im Untersuchungsgebiet südlich von Eisenstadt, in welchen auch die geoelektrischen Messungen stattgefunden haben, bestehen zum Großteil aus feinsandigen, fossilreichen Mergeln. Eine hellbraune Färbung wird durch den erhöhten Gehalt an Glimmerblättchen verursacht. Die Stellung in das Mittelpannon wurde über eine reichhaltige Ostracodenfauna durchgeführt. Tegelige (tonreichere) Einschaltungen stammen aus tieferen Bildungszonen und sind meist fossilleer (Schmid, 1968). In der geologischen Karte sind im Gebiet um Eisenstadt zahlreiche Wasserbohrungen eingetragen, welche im Pannon und nördlich der Verbindungsstraße nach Kleinhöflein im Baden/Sarmat abgeteuft wurden. Der Filterrohrbrunnen H77/57 für das Hotel „Zur weißen Rose“ in Eisenstadt durchörtert ~120m Pannon (siehe Abb. 2.2) und lieferte, laut Unterlagen (Vetters, 1926), einen

geringen artesischen Überlauf von 10 Liter/Minute (0,17 l/s). Die Tiefenbohrung im Schloßpark von Eisenstadt (H77/58) wurde im Badenium (Tollman, 1955) angelegt und erschließt dieses bis auf 219m (Abb. 2.2, Profil aus den Erläuterungen zu Blatt 77 Eisenstadt; Manuskript Häusler, 2012). Anhand der Änderung des lithologischen Inhaltes und Mächtigkeit in so geringer Distanz zwischen den Bohrungen zueinander, lässt sich dort ein deutlicher Versatz der Sedimenteinheiten feststellen. Dieser Versatz im Gebiet Eisenstadt, laut Tollmann (1955) mind. 80m im Bereich südlich des Burgstalles, repräsentiert einen Abschnitt der großen miozänen Leithagebirgsstörung, den „Eisenstädter Bruch“ (Tollmann, 1955; Sauer, 1992).

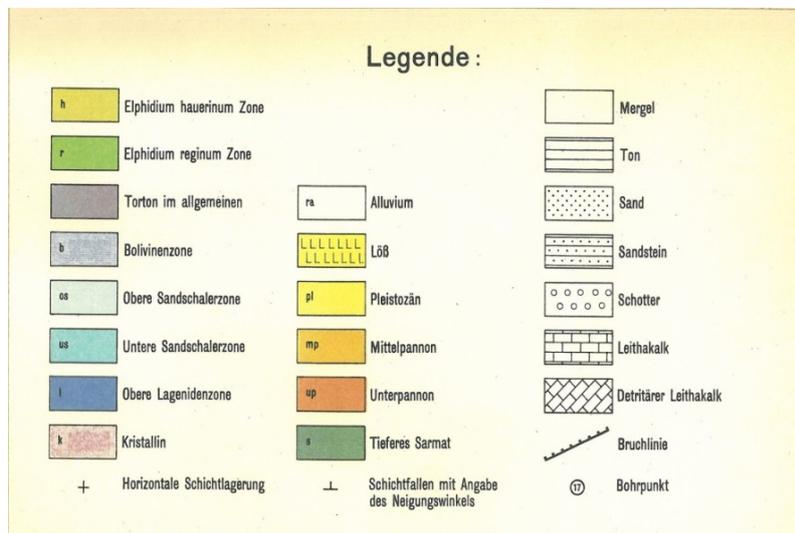
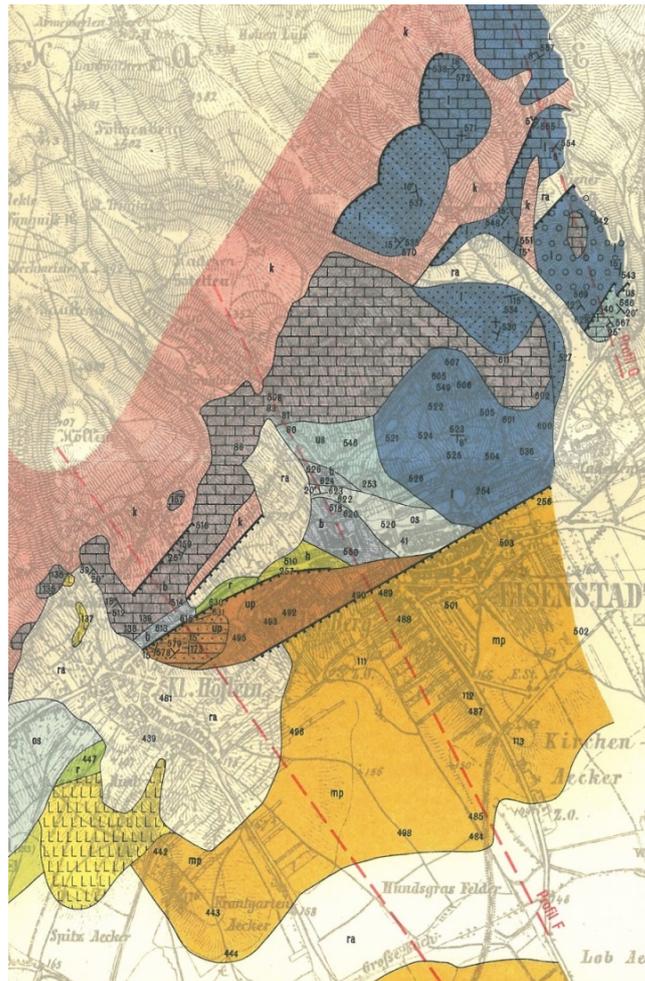


Abb. 2.1: Ausschnitt der „Geologischen Karte des Nordwestrandes der Eisenstädter Bucht“ von A. Tollmann (1955) des Untersuchungsgebietes Eisenstadt mit dazugehöriger Legende.

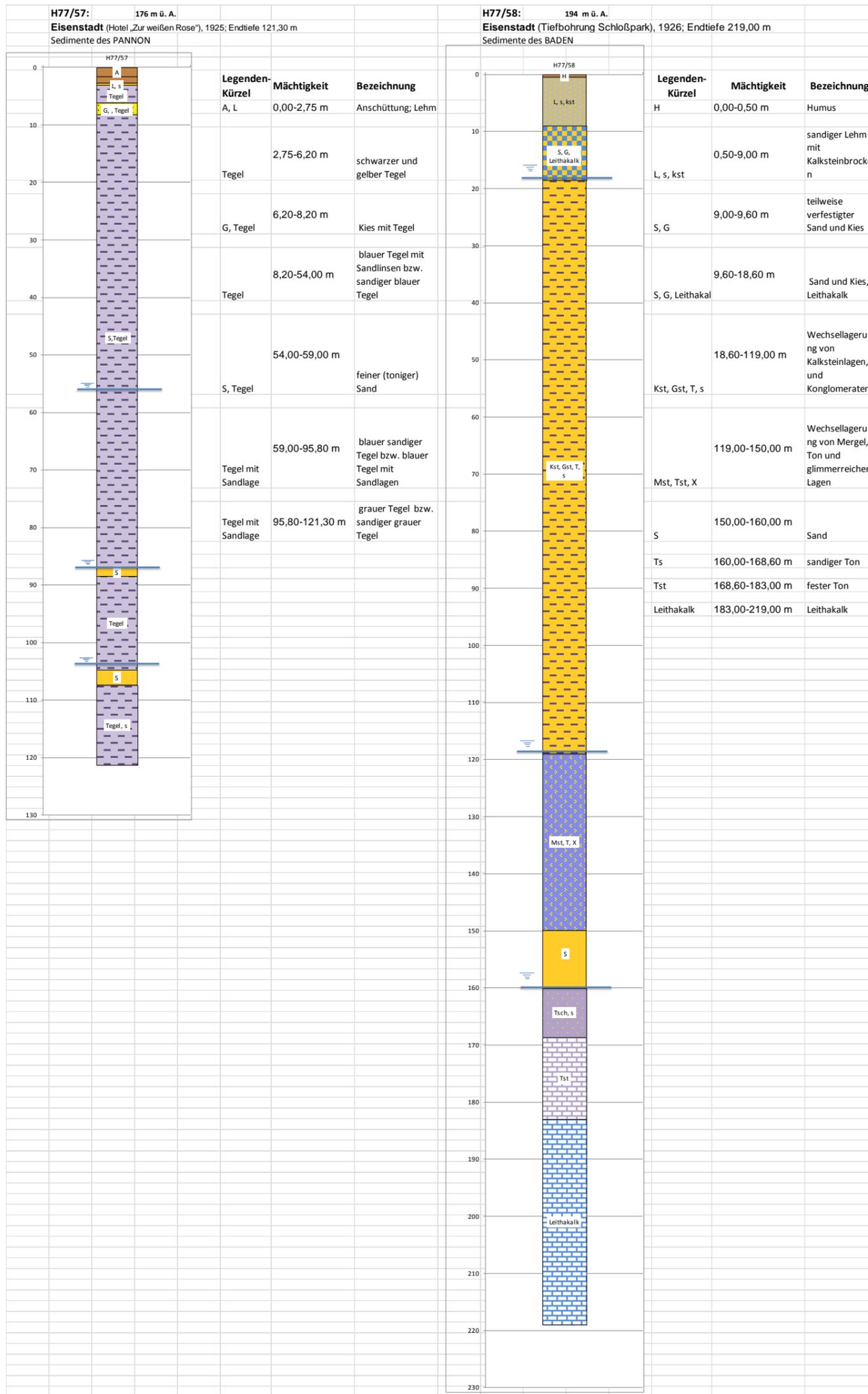


Abb. 2.2: Die Bohrung im Baden H77/58 nördlich und Bohrung im Pannon H77/57 südlich der Leitha-gebirgsstörung durch Eisenstadt, zeigen ein Beispiel des Fazieswechsels innerhalb der miozänen sedimentären Stufen.

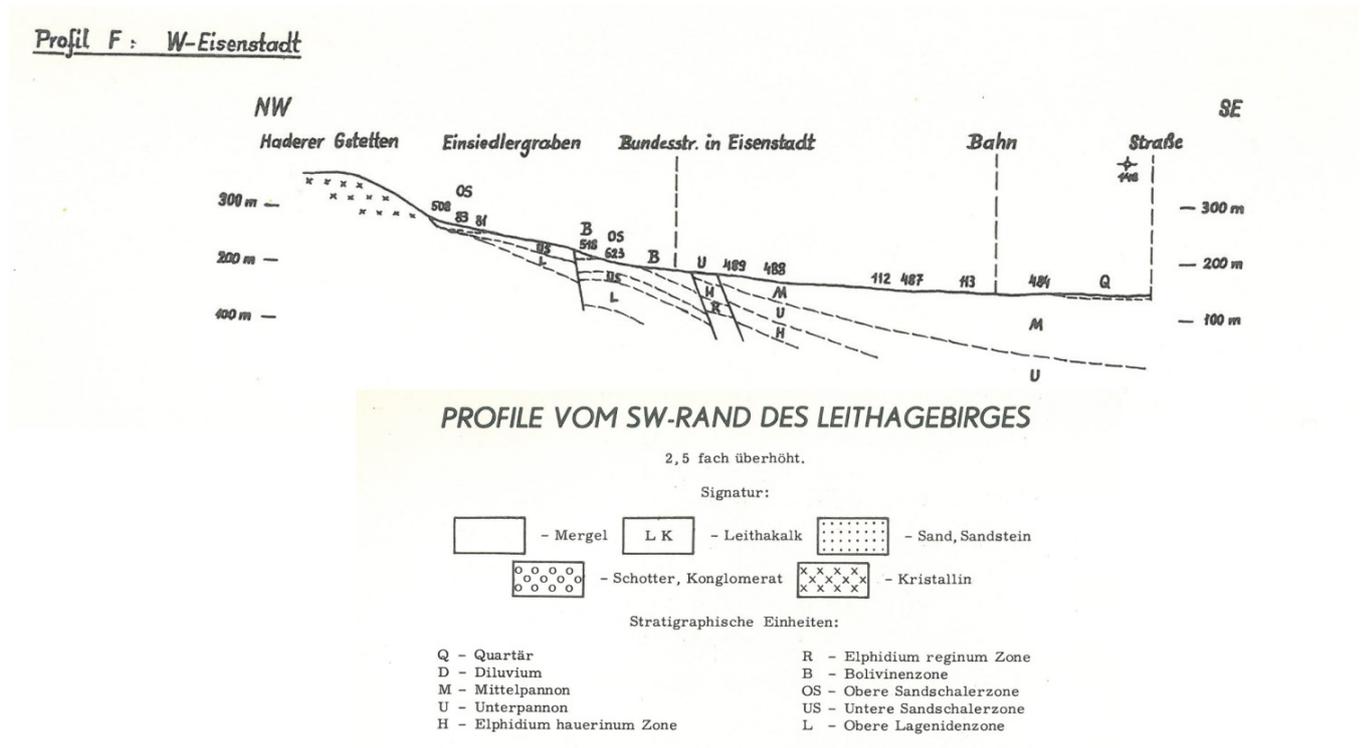


Abb. 2.3: Geologisches Profil aus Tollmann (1955). Die Lage ist aus der geologischen Karte mit den definierten Einzugsgebieten in Abb. 2.4 als blaue Profillinie mit der Nr. 2 bezeichnet, zu entnehmen.

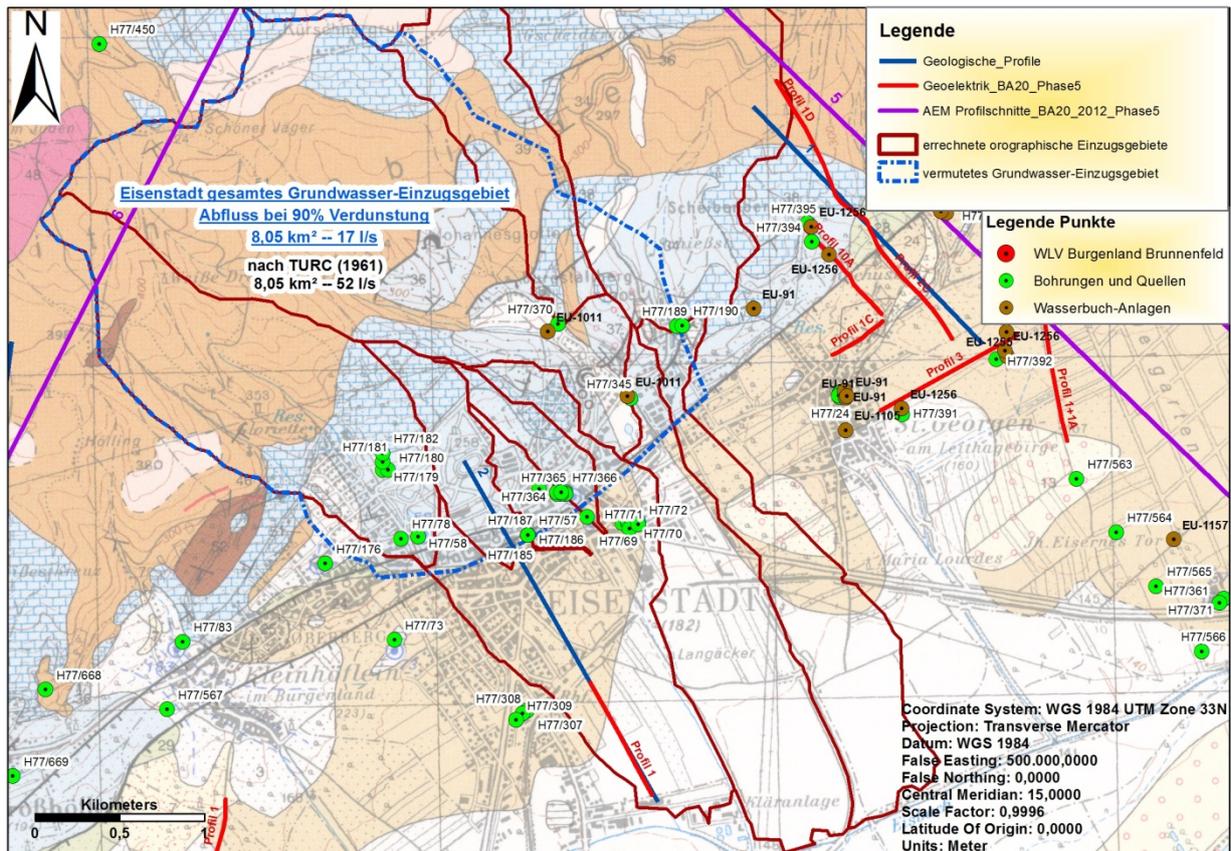


Abb. 2.4: Darstellung der Abflussergebnisse des vermuteten hydrogeologischen Grundwassereinzugsgebiets für Eisenstadt Süd.

Eine frühe Zusammenfassung der geologischen Verhältnisse der für die Wasserversorgung der Freistadt Eisenstadt genutzten Brunnen stammt von H. VETTERS (1926). Es handelte sich um folgende Brunnen und Quellen (a-f; stratigraphische Begriffe entsprechend der heutigen Gliederung): aus dem Archiv der FA-Hydrogeologie.

- Städtische Brunnenstube** im fürstlichen Park (Baden; siehe Tiefbohrung H77/58) auf 200 m SH. Brunnentiefe 4,45 m; Wassertemperatur am 20. Juli 1926: 11°C; Ergiebigkeit 1 l/s
- Tetschmayer- oder Viehtriebquelle** (in Sanden des Pannon): oberhalb der Stadt am Weg nach Loretto; ca. 200 m SH; Brunnentiefe 9,50 m; Wassertemperatur am 22. Juli 1926: 11,9°C; Ergiebigkeit ca. 0,06 l/s

- c) **Waschstättenquelle** (in mergeligen Sanden des Pannon): ca. 180 m SH; Brunntiefe 2,5 m; Wassertemperatur am 22. Juli 1926: 11,4°C; Ergiebigkeit 0,16 l/s
- d) **Eichquelle** im unteren Buchengraben; Brunntiefe 6,28 m; Wassertemperatur Juli 1926: 10°C; Ergiebigkeit 2,5-3,5 l/s
- e) **Auquelle** wird genutzt für das Schwimmbad im Park. Quelfassung in 3-4 m Tiefe. Wassertemperatur am 19. April 1926: 11°C; Ergiebigkeit 2 l/s
- f) **8 Quellen** im Antonius- und Einsiedlergraben (Glimmerschiefer): Gesamtschüttung 0,6 l/s.

Im Wasserbuch vermerkte Quellen sind im Gebiet von Eisenstadt lediglich die Eichquelle und die Auquelle (siehe Tab. 2.3, EU-1011) in Besitz des Österreichischen Bundesheeres.

Nach Küpper (1952) stellen sich die geologischen Untergrundverhältnisse im Gebiet westlich von Eisenstadt, in Kleinhöflein, wie folgt dar:

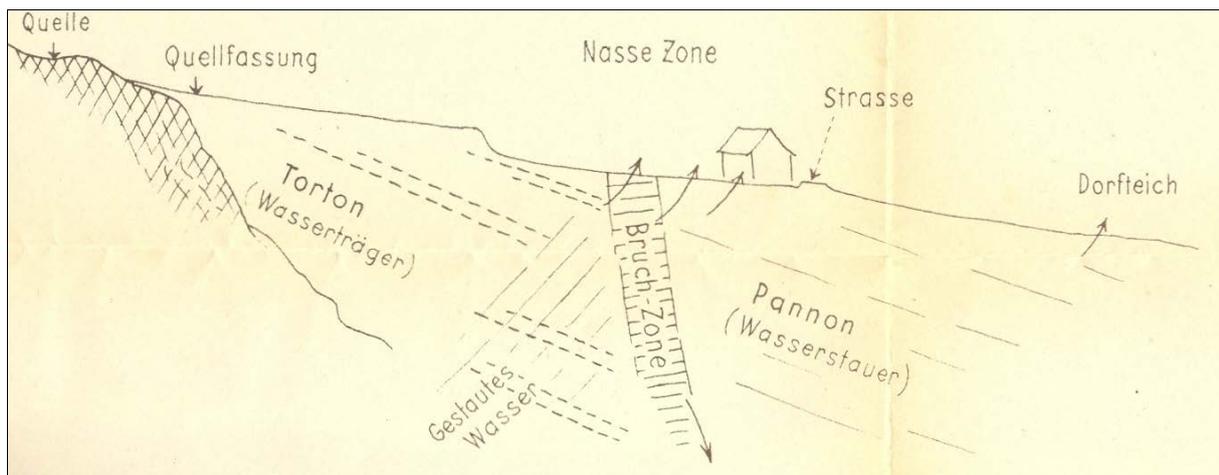


Abb. 2.5: Am Südrand des Leithagebirges sind hoch gelegene kleinere Quellaustritte häufig an Klüfte im Kristallin gebunden. Profilskizze der Wasserverhältnisse in Kleinhöflein vom Leithagebirge zur Ebene in einem schematischen Nord-Südprofil nach H. KÜPPER (1952).

In der folgenden Rechnung zu den Wasserressourcen im Gebiet Eisenstadt werden die Schüttungen der beiden Quellen und der der gemessene Gerinneabfluss berücksichtigt. Von den weiteren angeführten Quellen, welche vor der Anbindung an den Wasserleitungsverband zur Wasserversorgung Eisenstadt herangezogen wurden, ist ihre derzeitige Entnahme bzw. Entnahmemenge nicht bekannt. Aufgrund

einer möglichen Wasserentnahme kamen diese Quellen und Brunnen, in einer weiteren Berechnung zu den Wasserressourcen Eisenstadt, zum Abzug (siehe Tab. 2.2).

<b>Eisenstadt Abflussberechnungen basierend auf den berechneten Verdunstungsraten nach TURC (1961)</b>						
		km <sup>2</sup>	durchschnittlicher Niederschlag in mm/a	mittlere Verdunstung in %	mittlerer Abfluss in l/s*(km <sup>2</sup> ) <sup>-1</sup>	mittlerer Abfluss in l/s
Vermutetes Grundwasser Einzugsgebiet		<b>8,05</b>	657	68	<b>6,4</b>	<b>52</b>
<b>Eisenstadt Abflussberechnung basierend auf der Annahme, dass 90% des Niederschlages verdunsten</b>						
		km <sup>2</sup>	durchschnittlicher Niederschlag in mm/a	mittlere Verdunstung in %	mittlerer Abfluss in l/s*(km <sup>2</sup> ) <sup>-1</sup>	mittlerer Abfluss in l/s
Vermutetes Grundwasser Einzugsgebiet		<b>8,05</b>	<b>657</b>	<b>90</b>	<b>2</b>	<b>17</b>

Tab. 2.1: Abflussberechnungen nach TURC (1961) und mit 90% Verdunstungsanteil für das vermutete Grundwassereinzugsgebiet im Untersuchungsgebiet Eisenstadt. Blau hinterlegte Felder markieren die Ergebnisse in l/s für das angegebene definierte Einzugsgebiet.

<b>Mittlerer Abfluss des berechneten Einzugsgebietes, abzüglich der den unterirdischen Wasserhaushalt verringernden Wasserentnahme und des Oberflächenabflusses</b>			
		Mittlerer Abfluss nach Turc l/s	Mittlerer Abfluss 90% Verdunstung l/s
		<b>52</b>	<b>17</b>
<b>ABZÜGLICH:</b>		-	-
		<b>l/s</b>	<b>l/s</b>
Auquelle des ÖBH		1,5	1,5
Eichquelle des ÖBH		1,2	1,2
westlicher Glorietebach		0,5	0,5
Bach südlich der Joahnesgrotte		0,5	0,5
Bach Scheibenberg		0,5	0,5
<b>Versickerungsanteil in l/s</b>		<b>47</b>	<b>13</b>
<b>Abzüglich weiterer Wasserentnahmen - Informationen aus dem Archiv (ob aktuell noch Wasser entnommen wird ist nicht bekannt)</b>			
Waschstattquelle		0,17	0,17
Schlosspark Brunnen		1	1
Kleinhöflein Brunnen		1	1
Hotel "Weiße Rose" Brunnen		0,17	0,17
<b>Versickerungsanteil in l/s</b>		<b>45</b>	<b>10</b>

Tab. 2.2: Berechnung des angenäherten Versickerungswertes für das definierte Grundwassereinzugsgebiet. Die errechneten Wasserressourcen in l/s sind gelb hinterlegt. Der untere Teil der Tabelle zeigt Wasserressourcen in l/s an, unter der Annahme, dass noch zusätzliche in den Unterlagen erhobene Entnahmestellen zu berücksichtigen sind.

Bezeichnung	Verfüger	GBA_H_Nr.	Postzahl Wasserbuch	WGS 1984		Menge in l/s			Nutzung
				UTM x	UTM y	Ergiebigkeit	Konsens	Schüttung	
WVA Kleinhöflein, Hoch- und Tiefbehälter, aktuell keine Quell- bzw Grundwasserentnahme		H77/83	EU-91, EU-47	612170	5299844		2 - 2,5		
IHM Stefan, Gemüsehandel	Stefan Ihm		EU-1292	613209	5298007		0,23		Bewässerung Feldgemüsekultur
Cemex Lieferbeton GmbH, Versorgung	Cemex Lieferbeton GmbH		EU-1148	615479	5298554		2,5	0,23	Nutzwasserversorgung
Auquelle, Quellfassung im nördlichen Kasernengelände	Bundesgebäudeverwaltung	H77/345	EU-1011	614815	5301290	2		1,5	Versorgung Trink- bzw. Nutzwasser
Eichquelle, Quellfassung für die Notversorgung der Kaserne	Bundesgebäudeverwaltung	H77/370	EU-1011	614387	5301732	2,5 - 3		1,2	Versorgung Trink- bzw. Nutzwasser
Quelle am Nordufer des Maschinenteiches im ehemaligen Esterhazy-Park		H77/79							
Washstattquelle, Hartsteig 1a		H77/116						0,17	
Bohrung I / Wirtschaftsförderinstitut		H77/191		614557	5300585				Aufschlussbohrung
Bohrloch Nr. VI		H77/367		614429	5300733				Aufschlussbohrung
Bohrloch Nr. I		H77/362		614429	5300723				Aufschlussbohrung
Bohrloch Nr. II		H77/363		614404	5300723				Aufschlussbohrung
Bohrloch Nr. III		H77/364		614379	5300722				Aufschlussbohrung
Bohrloch Nr. IV		H77/365		614379	5300732				Aufschlussbohrung
Bohrloch Nr. V		H77/366		614404	5300733				Aufschlussbohrung
Aufschluss T2 Baugrunduntersuchung		H77/689		615749	5298378				Hydrogeol. Untersuchung/ Baugrunderkundung
Probebohrung Eisenstadt		H77/73		613419	5298556				Probebohrung
Probebohrung 1		H77/179		613352	5300864				Probebohrung
Probebohrung 2		H77/180		613382	5300865				Probebohrung
Probebohrung 3		H77/181		613351	5300914				Probebohrung
Probebohrung 5		H77/182		613350	5300964				Probebohrung
Bohrloch 1, Kongreßzentrum- Hotel Burgenland		H77/183		614209	5300479				Probebohrung
Bohrloch 2, Kongreßzentrum- Hotel Burgenland		H77/184		614209	5300479				Probebohrung
Bohrloch 3, Kongreßzentrum- Hotel Burgenland		H77/185		614209	5300479				Probebohrung
Bohrloch 4, Kongreßzentrum- Hotel Burgenland		H77/186		614209	5300479				Probebohrung
Bohrloch 5a, Kongreßzentrum- Hotel Burgenland		H77/187		614209	5300479				Probebohrung
Probebohrung 1, Eisenstadt- Rusterstrasse		H77/307		614202	5299434				Probebohrung
Probebohrung 2, Eisenstadt- Rusterstrasse		H77/308		614177	5299419				Probebohrung
Probebohrung 3, Eisenstadt- Rusterstrasse		H77/309		614138	5299378				Probebohrung
I.		H77/64		614767	5300549				Sondierungsbohrung
II.		H77/65		614797	5300549				Sondierungsbohrung
III.		H77/66		614817	5300550				Sondierungsbohrung
IV		H77/67		614797	5300559				Sondierungsbohrung
V.		H77/68		614847	5300560				Sondierungsbohrung
VI.		H77/69		614857	5300560				Sondierungsbohrung
VII.		H77/70		614827	5300560				Sondierungsbohrung
VIII.		H77/71		614808	5300515				Sondierungsbohrung
IX		H77/72		614857	5300540				Sondierungsbohrung
Artes. Brunnen, 4857/191, Filterrohrbrunnen für das Hotel z. weisen Rose, dzt. Hotel Burgenland		H77/57		614209	5300479	0,17			Wasserbohrung
Tiefbohrung im Schloßpark zu Eisenstadt		H77/58		613559	5300468	1			Wasserbohrung
Bohrbrunnen f. das Kloster Oberberg, Theresianum		H77/176		613012	5300309				Wasserbohrung
Brunnen in Esterhazy,schen Meierhof		H77/78		613459	5300456				Wasserbohrung
Artes. Brunnen, 77/3, Bohrung 1, Rohrbrunnen in Kleinhöflein		H77/83		612170	5299844	1			Wasserbohrung
Bohrung 2		H77/567		612077	5299443	1			Wasserbohrung

Tab. 2.3: Auflistung der Wasserentnahmestellen, Quellaustritte und Brunnen aus dem Untersuchungsgebiet Eisenstadt. Für den Wasserhaushalt des Einzugsgebietes relevante Angaben sind farblich hinterlegt.

## 2.2 Ergebnisse Geophysik

### 2.2.1 Ergebnisse Geoelektrik

Insgesamt wurden für die Untergrunderkundung im Bereich Eisenstadt Süd/Kleinhöflein 2 Geoelektrikprofile vermessen. Die Lage der geoelektrischen Profile ist der Abb. 2.6 zu entnehmen.

Die Position der Geoelektrikprofile in Bezug zur geologischen Situation ist in der Abbildung 2.7 ersichtlich. Legende siehe Abb. 2.7a.

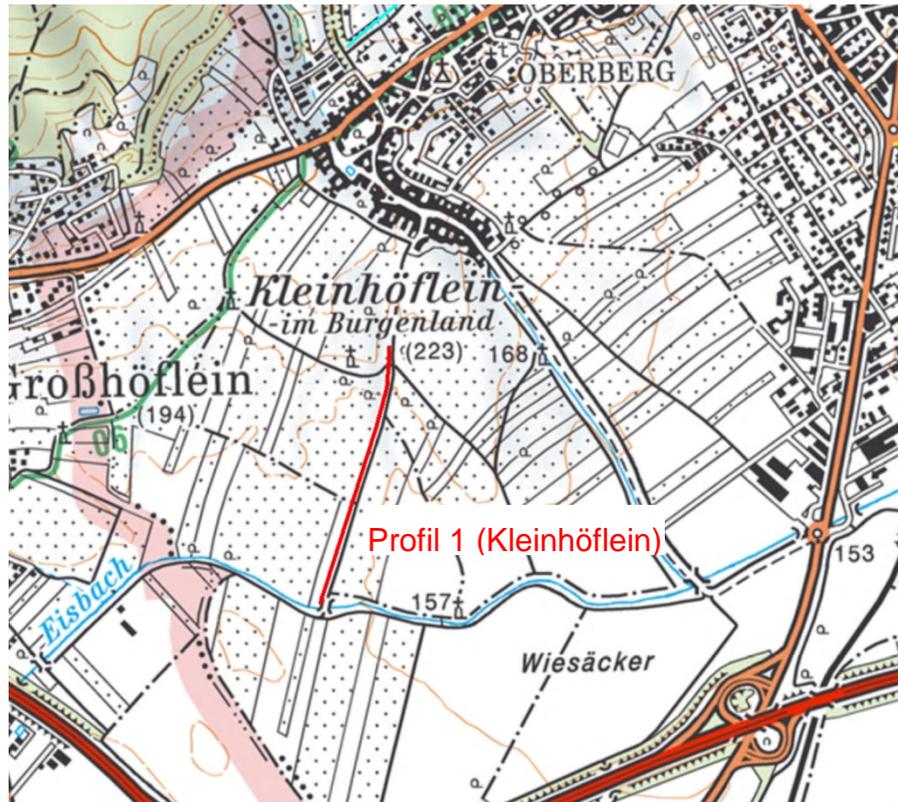
Die anschließenden Darstellungen (Abb. 2.8. – Abb. 2.9) zeigen die Ergebnisse der Inversionsrechnung für die Profile 1 in Eisenstadt und Kleinhöflein. Für die Spezifikationen der geoelektrischen Profile siehe Tab. 2.4.

<b>Eisenstadt Süd</b>	<b>Elektrodenabstand [m]</b>	<b>Profillänge [m]</b>	<b>Messrichtung</b>
Eisenstadt Süd Profil 1	10	760	NW-SE
Kleinhöflein Profil 1	10	920	NNE-SSW
<b>Gesamtlänge</b>		<b>1680</b>	

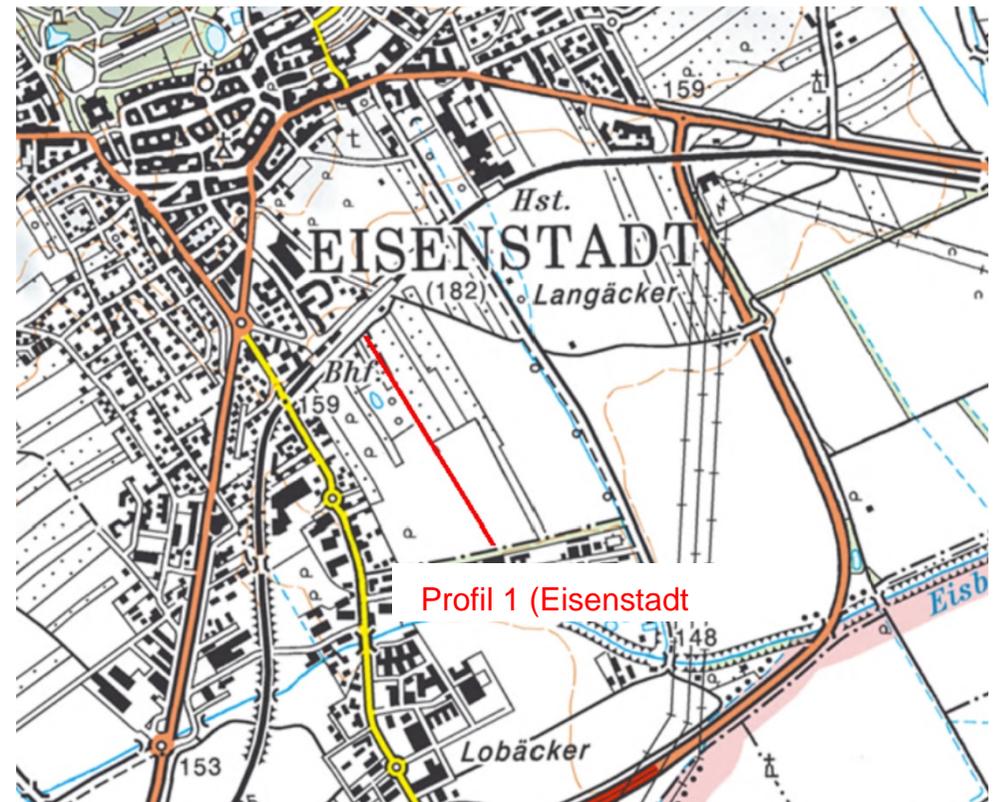
Tab. 2.4: Spezifikation der DC-Profile, Messgebiet Eisenstadt Süd, 2012

Die Ergebnisse der beiden Geoelektrikprofile Eisenstadt Süd Profil 1 und Kleinhöflein Profil 1 zeigen elektr. Widerstandsverteilungen, die typisch für pannone Abfolgen sind. Jeweils im Norden der Profile ist ein etwas höherohmiger Abschnitt (max. 50-60 Ohm-m) mit begrenzter Mächtigkeit (max. 50m) zu erkennen. Dieser Bereich dürfte demnach etwas sandiger ausgebildet sein. Bei Profil 1 Kleinhöflein wird die gegen Süden anschließende deutlich niederohmige Deckschicht mit einigen Metern Mächtigkeit als lehmige Ablagerung lokaler Gerinne (Quartär) angesprochen. Diese

Deckschicht ist bei Profil 1 Eisenstadt Süd ab Profilmeter 700 bis zum Ende vorhanden.



Profil 1 (Kleinhöflein)



Profil 1 (Eisenstadt)

Abb. 2.6 a (links) und b (rechts): Lage der Geoelektrikprofile Kleinhöflein (a) / **Eisenstadt Süd** (b), Kartengrundlage aus AMAP ([www.austrianmap.at](http://www.austrianmap.at)).

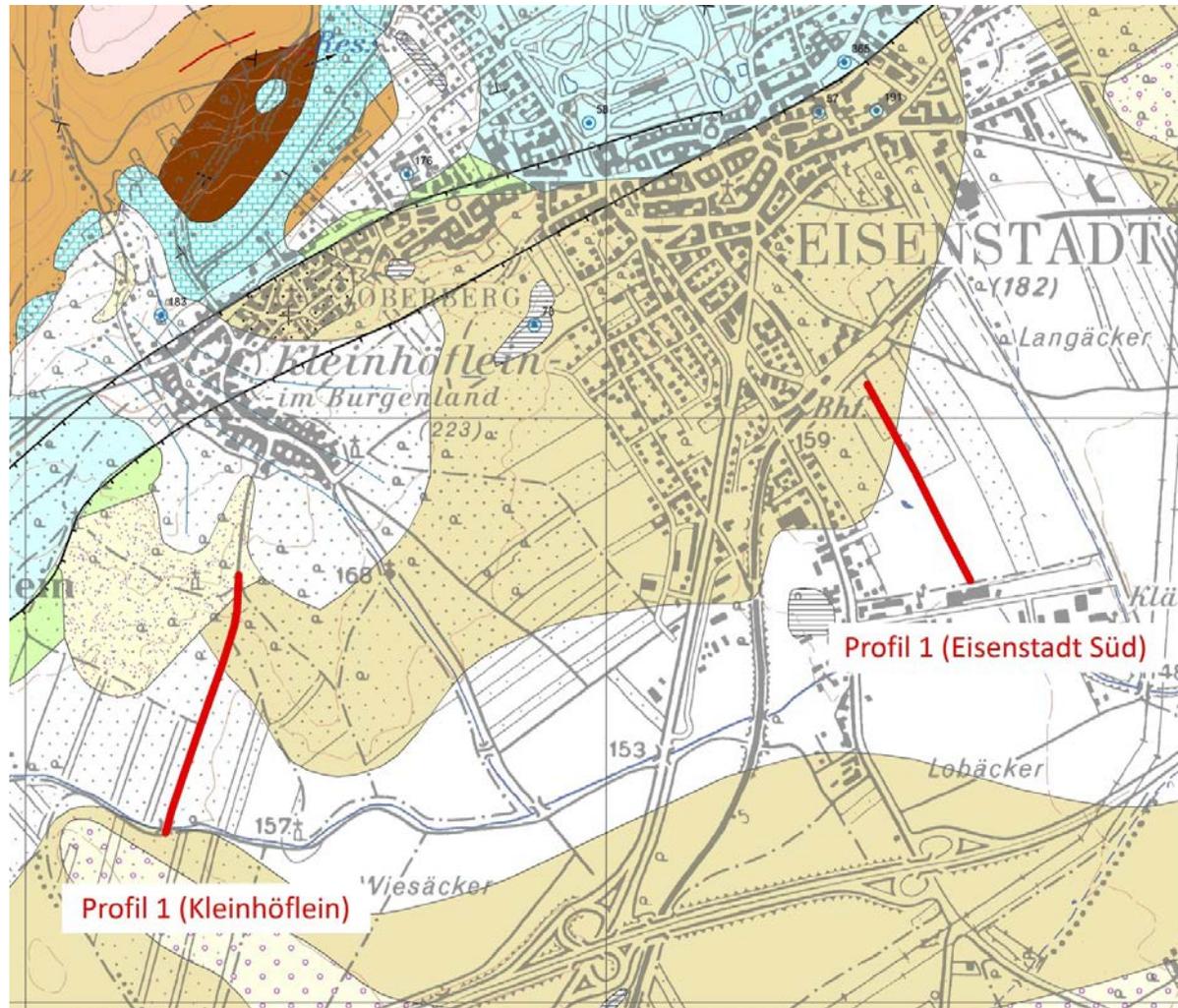


Abb. 2.7: Lage der Geoelektrikprofile **Eisenstadt Süd/ Kleinhöflein** /Geologie (GK50 Blatt 77 Eisenstadt)

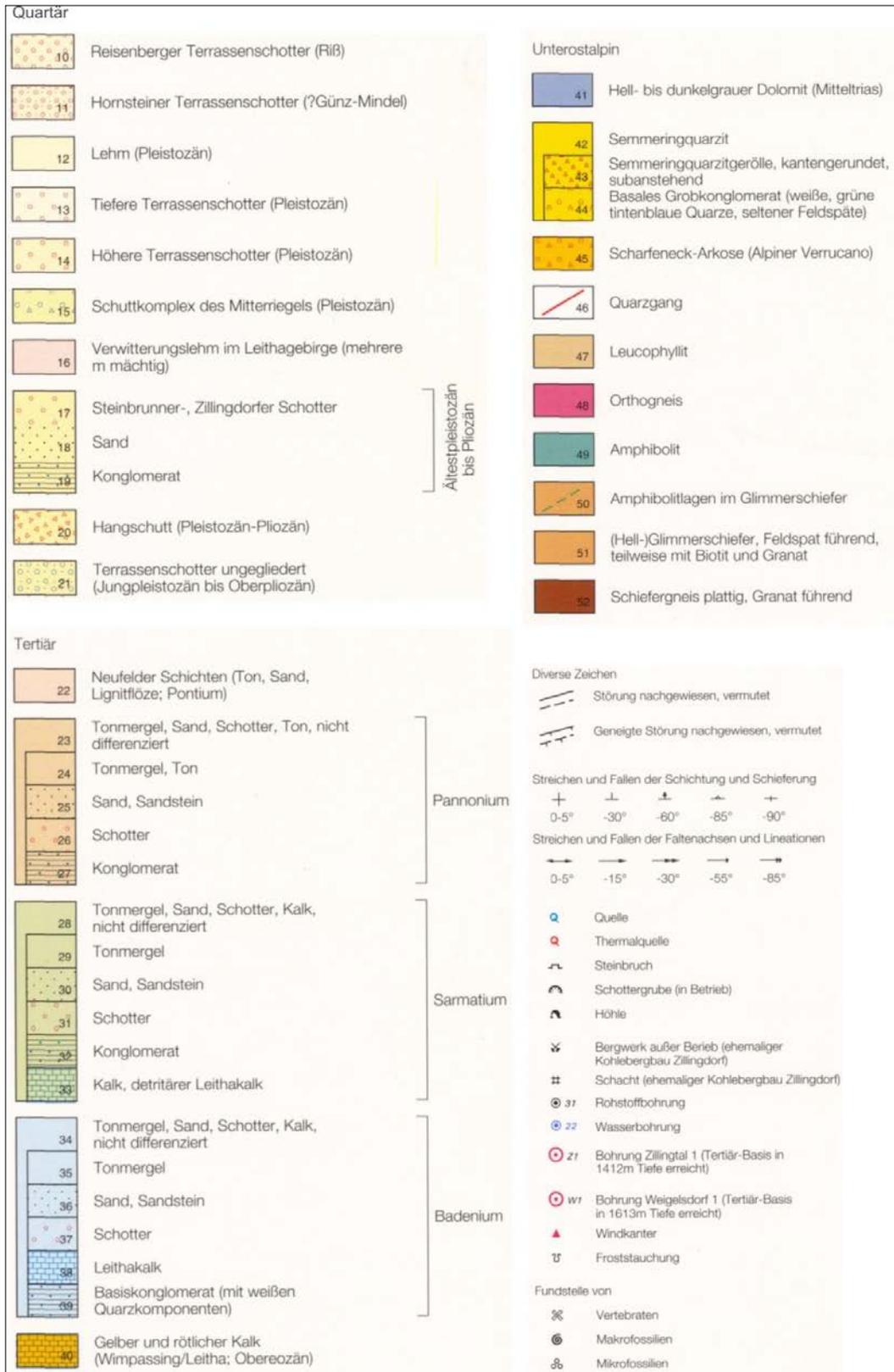


Abb. 2.7a.: Legende zur GK50 Blatt 77 Eisenstadt

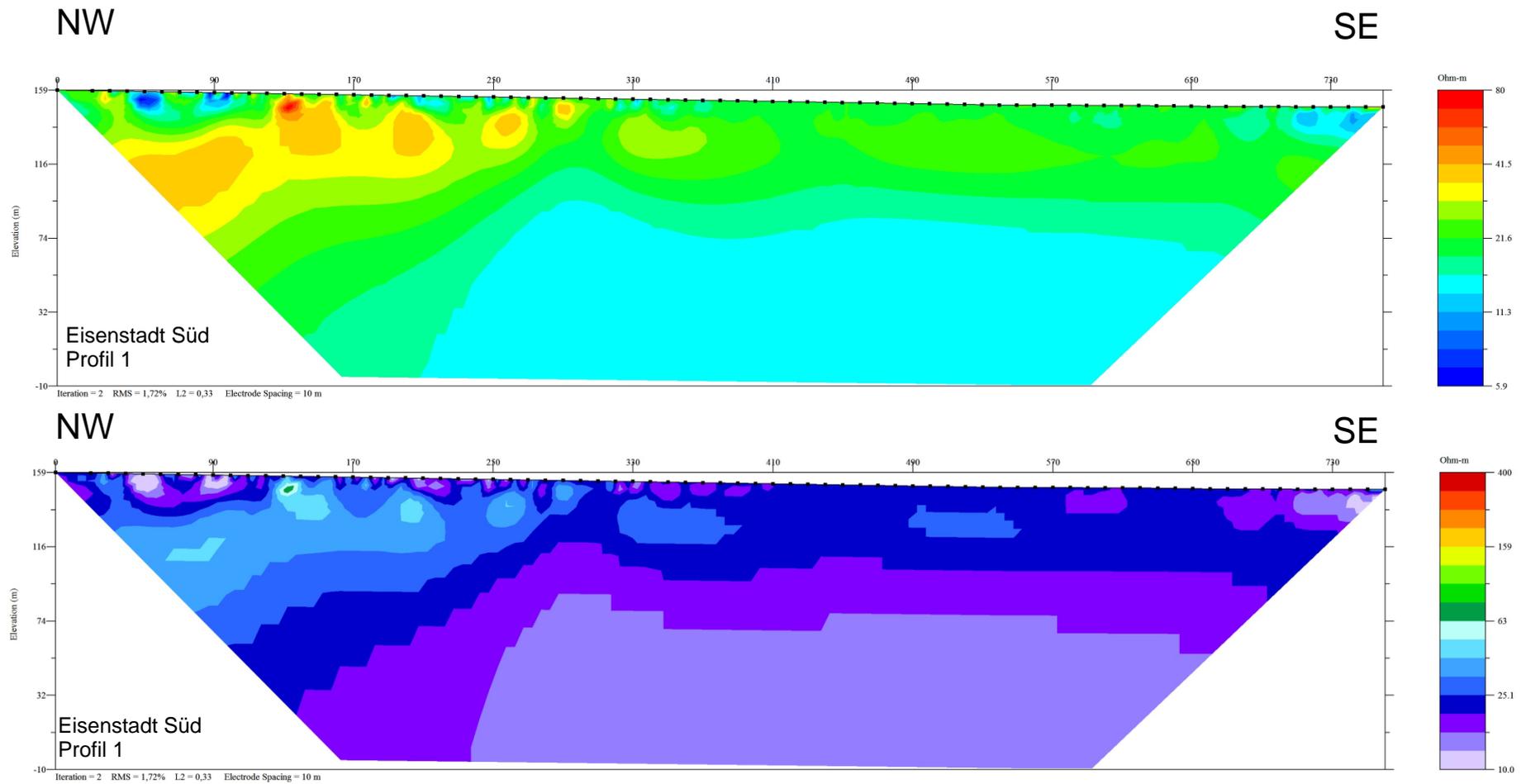


Abb. 2.8: Ergebnis Eisenstadt Süd Profil 1; oben: individueller Farbbalken/unten: allgemeiner Farbbalken

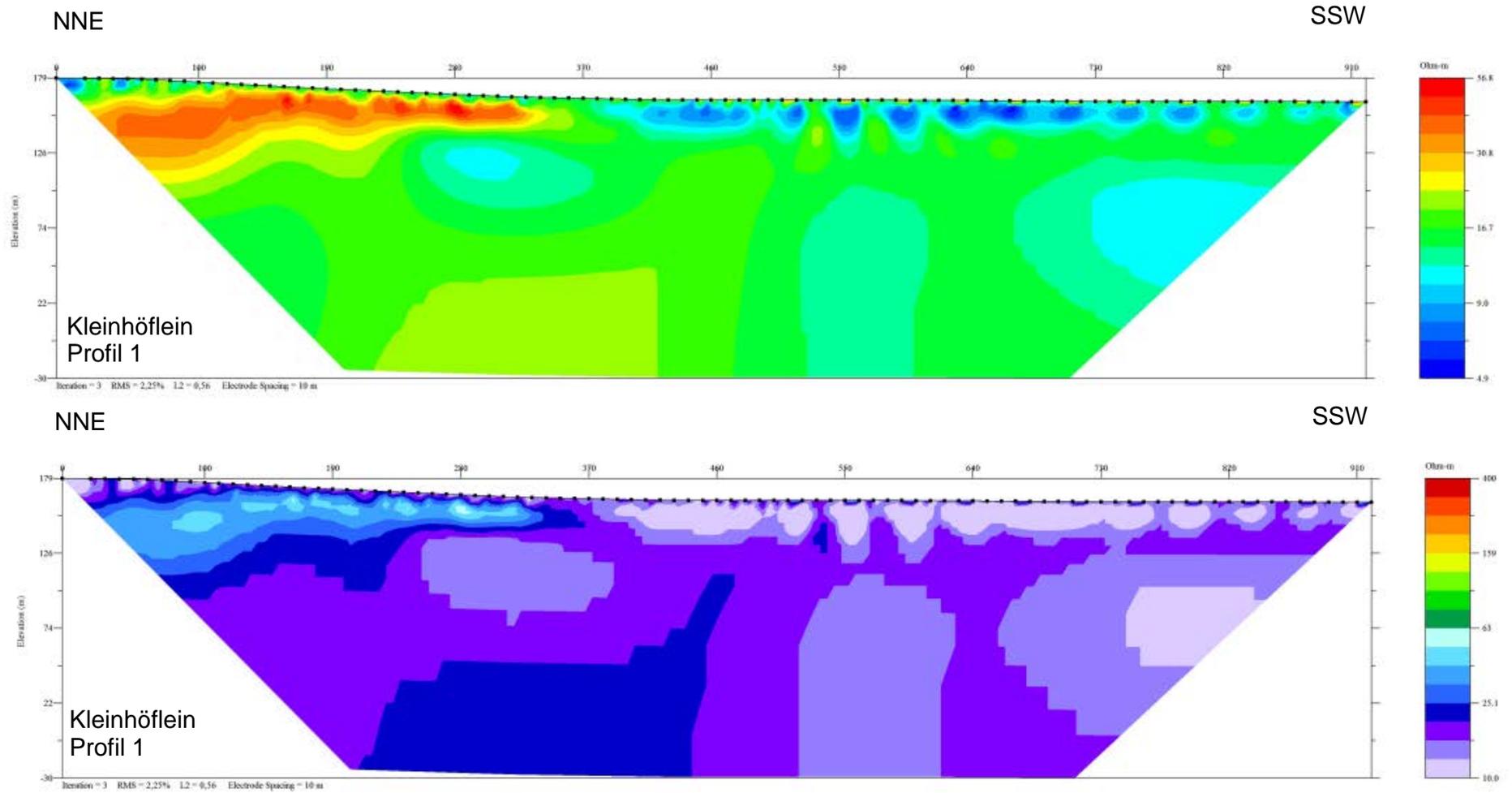


Abb. 2.9: Ergebnis Kleinhöflein Profil 1; oben: individueller Farbbalken/unten: allgemeiner Farbbalken

### 2.2.2 Ergebnisse Aerogeophysik

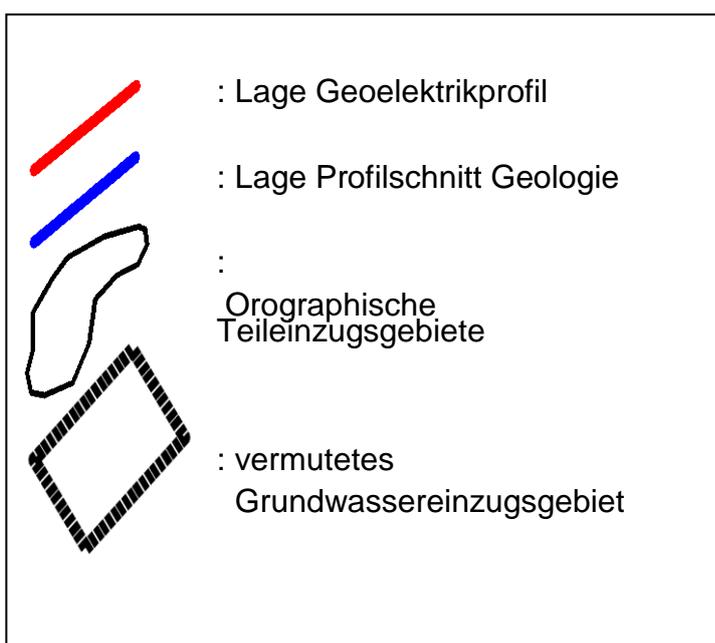
In diesem Teilgebiet werden die vorhandenen geoelektrischen Profile mit ausgewählten Ergebnissen aus der aerogeophysikalischen Vermessung „Leithagebirge“ 2010 verglichen und hinsichtlich der geologischen/hydrogeologischen Situation interpretiert.

In der folgenden Abbildungsreihe 2.10 wird in der Teilabbildung A der elektrische Widerstand im Untergrund in der Tiefe von 4 Meter und im Teil B in der Tiefe von 40 Metern als paralleler Schnitt zur Erdoberfläche dargestellt. Nachdem im verbauten Stadtgebiet von Eisenstadt keine sinnvolle AEM Auswertung möglich ist, entfällt in diesem Bereich die Darstellung des elektrischen Widerstandes als Tiefen-Widerstandsplot entlang eines Profils.

In den Teilabbildungen C und D sind die Gehalte der Elemente Kalium (% K) und Thorium (ppm eTh) aus der Gammastrahlenspektrometrie (Radiometrie) abgebildet. Die Eindringtiefe der Messungen beträgt wenige Dezimeter. Es wird dabei das gesamte, an der Oberfläche vorhandene, Material gemessen. Das heißt, dass das anstehende Gestein mitsamt den Verwitterungs- und Bodenbildungen sowie der Vegetationsbedeckung erfasst wird.

Für die hydrogeologische Interpretation werden die Ergebnisse aus der radiometrischen Kartierung zur flächigen Abgrenzung der geologischen Einheiten herangezogen und mit der dargestellten Geologie abgeglichen (Teilabbildung E).

Zeichenerklärung zur Abbildung 2.10:



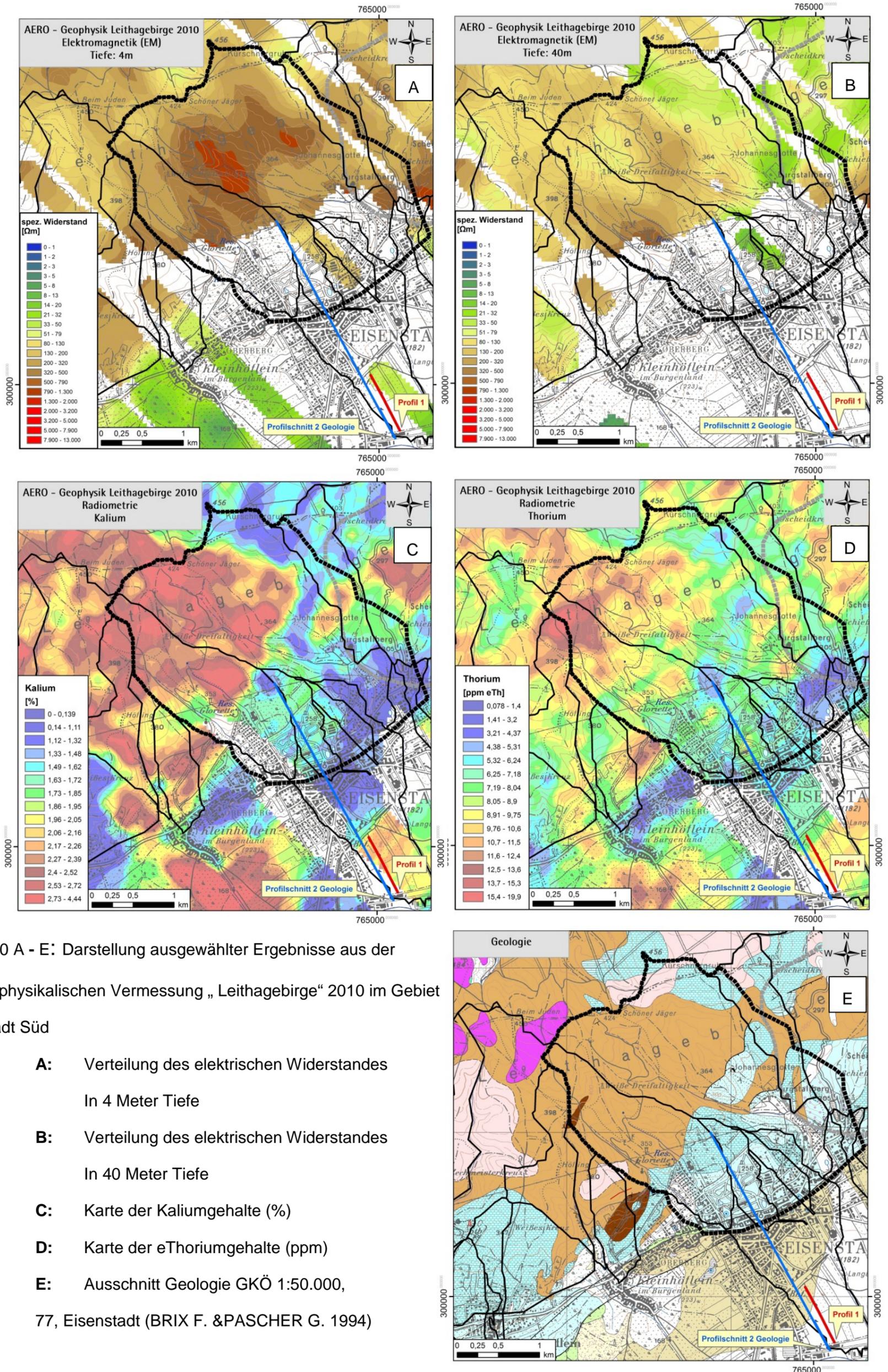


Abb. 2.10 A - E: Darstellung ausgewählter Ergebnisse aus der aerogeophysikalischen Vermessung „Leithagebirge“ 2010 im Gebiet Eisenstadt Süd

- A:** Verteilung des elektrischen Widerstandes In 4 Meter Tiefe
- B:** Verteilung des elektrischen Widerstandes In 40 Meter Tiefe
- C:** Karte der Kaliumgehalte (%)
- D:** Karte der eThoriumgehalte (ppm)
- E:** Ausschnitt Geologie GKÖ 1:50.000, 77, Eisenstadt (BRIX F. & PASCHER G. 1994)

### 2.3 Geologische/Hydrogeologische Interpretation

Die Berechnungen zur Versickerung bzw. zu den Wasserressourcen ergeben einen noch vorhandenen Mindestanteil von ~ 10 l/s für das definierte Grundwassereinzugsgebiet nördlich von Eisenstadt.

Aufgrund der geologischen Verhältnisse ist im Bereich nördlich von Eisenstadt mit einem ausgedehnten Wasserinfiltrationsgebiet zu rechnen (Schotterkomplex des Burgstalles, sandige Abfolgen der Hartl-Formation und detritäre Kalke des unteren und mittleren Badens). Die vom Kamm (anstehendes Kristallin) abwärts laufenden Gerinne versickern im Bereich dieser anstehenden badenischen Leithakalkfazies, dem angenommenen Hauptaquifer. Fehlende oberirdische Abflüsse südlich der Leithagebirgsstörung bestätigen die Annahme, dass ein Großteil der Gerinne versickert.

Die Bohrung H77/58 (Schloßparkbrunnen, ~ 1 l/s Schüttung, siehe Tab. 7.4.3) wurde, wie bereits zuvor erwähnt, bis zu ~ 180 m in mergeliger badenischer Fazies abgeteuft. Ab 183m tritt unteres Baden in Form von Leithakalk bis zur Endteufe auf. Die Bohrung „Hotel zur weißen Rose“ H77/57, südlich des Eisenstädter Bruches, abgeteuft in pannonen feinsandigen und tonreichen Sedimenten, zeigte lediglich eine Ergiebigkeit von 0,17 l/s, womit die pannonen Einheiten auch hier keinen relevanten Aquifer darstellen. Die niederohmigen Widerstände in den Geoelektrikprofilen Nr. 1 Kleinhöflein und im Profil 1 Eisenstadt Süd bestätigen diese Untergrundverhältnisse.

Diese zahlreichen bisher getätigten Wasserbohrungen lieferten nur geringe Schüttungen bis zu ~1 l/s (z. B. Bohrung H77/58 Schlosspark, Bohrung Kleinhöflein H77/83). Eher relevante Schüttungen zeigen hingegen die Quellen im Besitz des Österreichischen Bundesheeres (EU-1110), die „Auquelle“ (~ 1,5 l/s) und die „Eichquelle“ (~1,2 l/s) im unteren Buchengraben

Das eher geringere Wasserdargebot aus Bohrungen unterschiedlicher Tiefe und den relevanten Quellen im Vergleich zum berechneten Versickerungsanteil mag auch auf eine reduzierte Infiltration des Niederschlages im verbauten Gebiet zurückzuführen sein. Es ist zu berücksichtigen, dass sich dadurch der Versickerungsanteil von berechneten 10 l/s als Minimumabflusswert, noch verringern kann.

Aufgrund der Lagerungsverhältnisse des Leithakalkaquifers (Einfallen der Schichten W bis SW) ist es möglich, dass ein Teil der Versickerungswässer auch gegen SW, Richtung Kleinhöflein, migriert. Der östliche Randbereich des Einzugsgebietes überschneidet sich mit jenem von St. Georgen, da auch die Abflussverhältnisse bzw. Lagerungsverhältnisse im Bereich des Burgstalles eine südöstliche unterirdische Abflussrichtung nach St. Georgen, und umgekehrt, zulassen.

### 3 St. Georgen am Leithagebirge (Bgl.)

#### 3.1 Beschreibung der geologisch/hydrologischen Verhältnisse

In St. Georgen folgen auf der kristallinen Basis die neogenen Abfolgen des Badens in Form von Sanden, Sandsteinen, detritären Kalken und Kalksandsteinen (Leithakalk) mit feinklastischen ton- und schluffreichen Lagen (Mergellagen). Ein Ausschnitt der Detailkartierung aus der geologischen Karte von Schmid (1968) in Abb. 3.1 gibt einen Überblick über die Verteilung der auftretenden sedimentären Einheiten.

In der Sandgrube St. Georgen findet man als früheste badenische, fluviatile Sedimentation noch Reste der „Burgstallschotter“. Darüber liegen Transgressionssedimente der seicht marinen Fazies des unteren Badens, bestehend aus fossilreichen Sanden als äquivalente Ablagerungen zur „Hartl-Formation“ (Kroh, 2003). Sauer et al. (1992) beschrieb eine, östlich der Sandgrube NNE-SSW verlaufende Störung, welche einen Hinweis auf subparallel zur Hauptstörungsrichtung (Eisenstädter Bruch, NE-SW) vorhandene Brüche gibt. Eigene Geländemessungen ergaben hier ein Einfallen der Störungsflächen von (130/55).

Südlich und südöstlich des Hochberges liegen sarmatische Kalksandsteine auf den badenischen Sedimenten. Bei diesen handelt es sich um grauweiße Sandsteine, die durch eine dm-mächtige Schichtung plattigen Charakter zeigen. Ihr Einfallen ist laut Schmid (1968) relativ steil ( $\sim 30^\circ$ ) und dürfte mit auftretenden Randbrüchen in Zusammenhang stehen. Die Abgrenzung dieser sarmatischen Ablagerungen gegen die umgebenden Einheiten erfolgte anhand paläontologischer Untersuchungen. Die Mikrofauna mit der Foraminiferenart „*Elphidium reginum* d'ORB“ tritt hier als typischer Vertreter für die Stufe des unteren Sarmats auf.

Die Sedimente des Pannons, welche zur Ablagerung gelangten als das Eisenstädter Becken schon von der Paratethys isoliert war, wird im Gebiet von St. Georgen nicht nur von tonreichen Mergeln und Feinsanden aufgebaut, sondern treten hier auch in Form von pannonen Kalksandsteinen und detritären Leithakalken auf. Vor allem der

Bereich der Rochuskapelle Richtung St. Georgen zeigt diese Fazies pannoner Ablagerungen.

Weitere Informationen über die Untergrundverhältnisse liefern die abgeteufte Bohrungen im Gebiet St. Georgen (Abb. 3.3). Sie geben Aufschluss über die Verteilung und Mächtigkeiten der miozänen sedimentären Fazies.

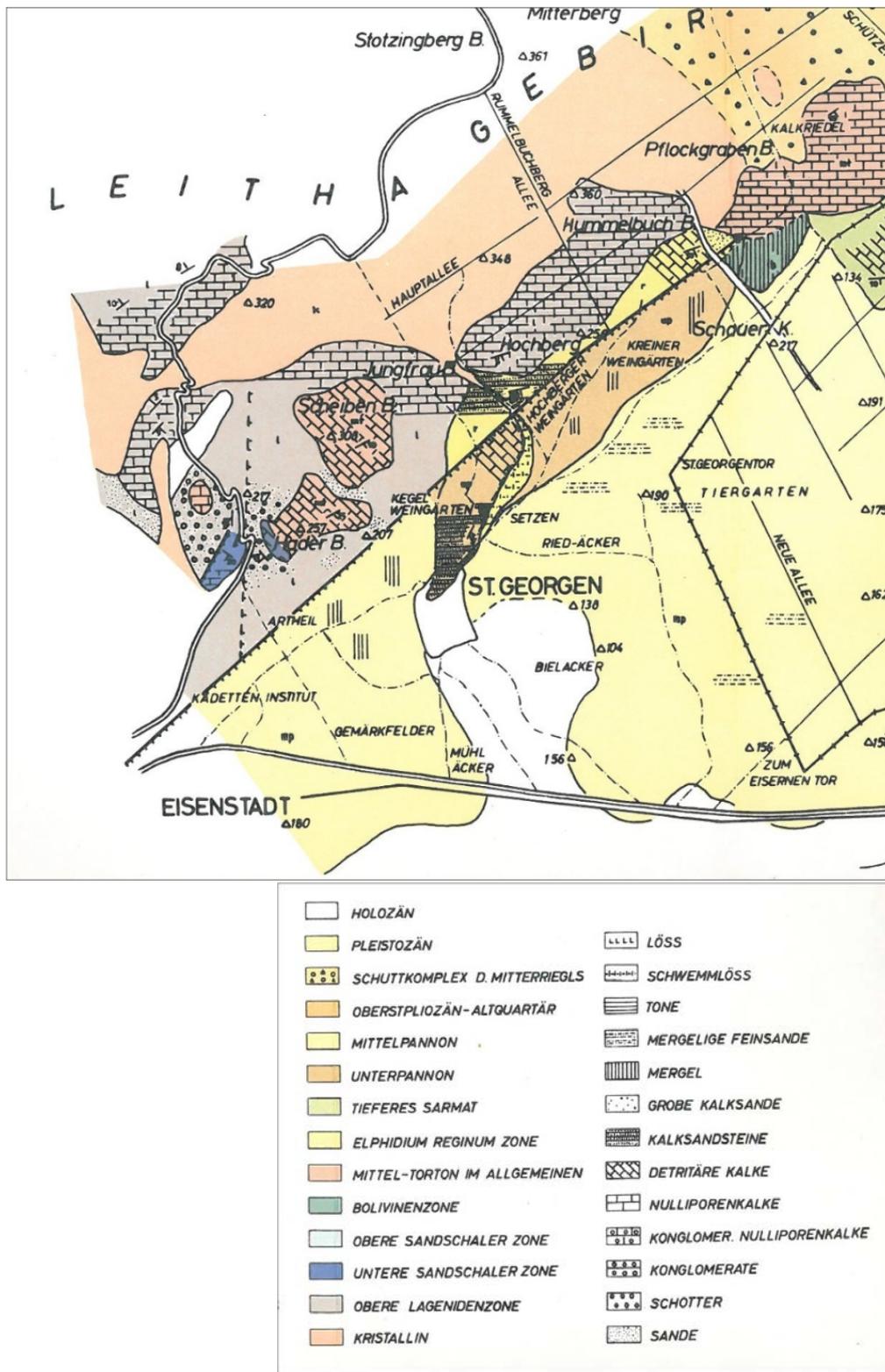


Abb. 3.1: Ausschnitt der „Geologischen Karte des Südostrandes des Leithagebirges“ von H. Schmid (1968) des Gebietes St. Georgen, mit dazugehöriger Legende

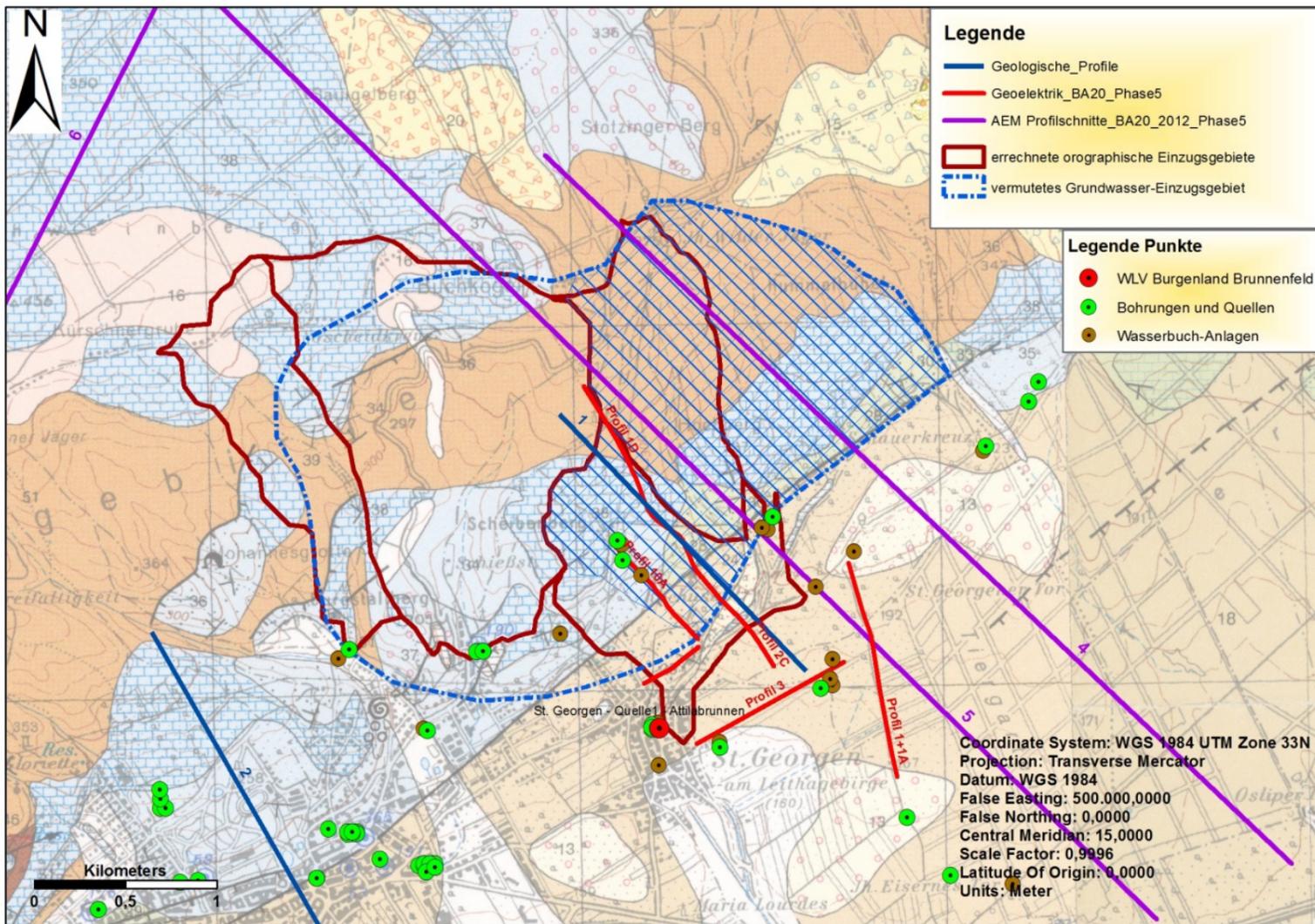


Abb. 3.2: Ausschnitt des Untersuchungsgebietes St. Georgen, mit eingetragenen Profilen, den orographischen Teileinzugsgebieten und dem vermuteten Grundwassereinzugsgebiet für St. Georgen. Für die Legende zur Geologie siehe Abb. 2.7a.

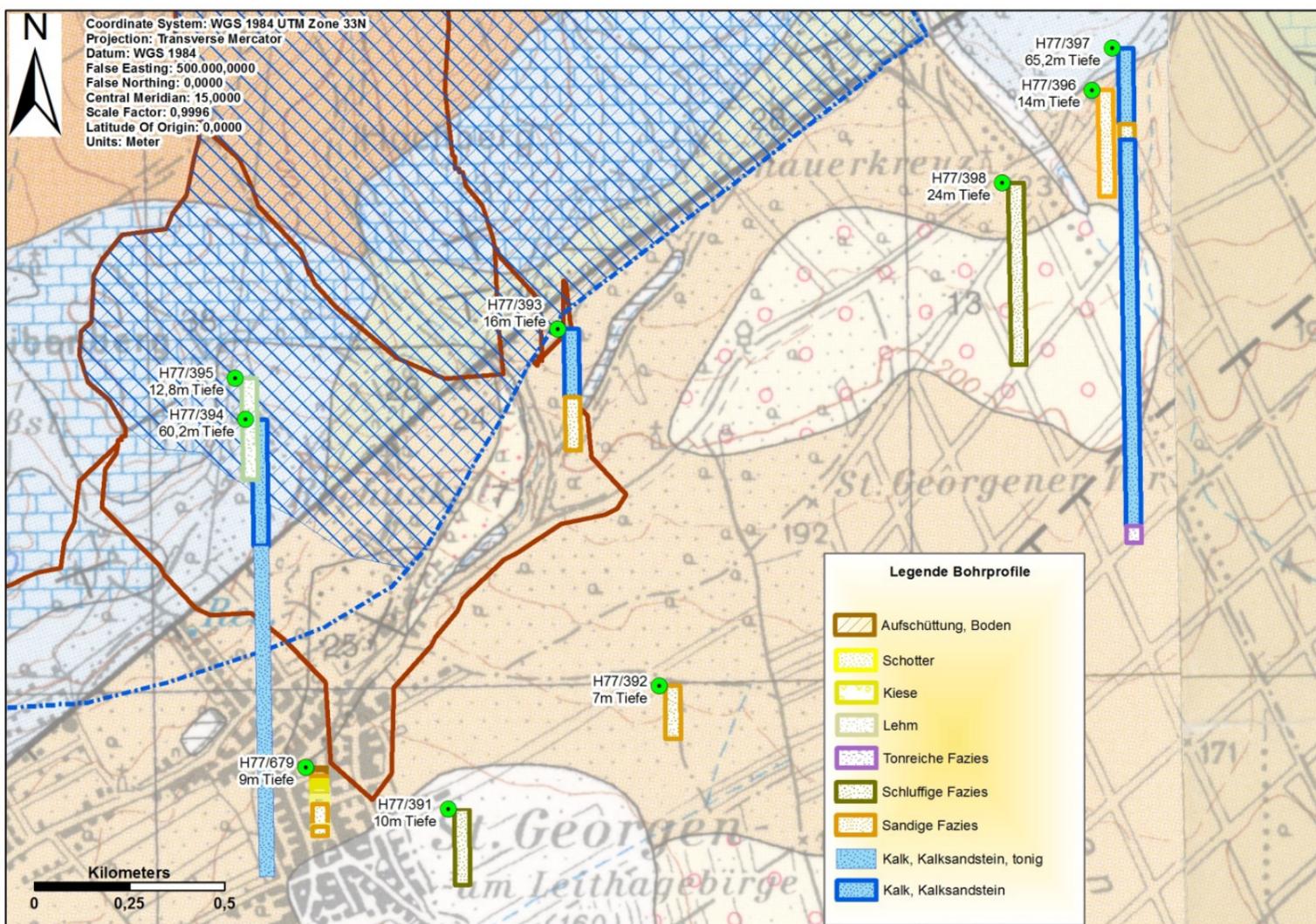


Abb. 3.3: Abgeteufte Bohrungen im Gebiet St. Georgen mit Bohrprofilen und Teufenangaben. Für die Legende zur Geologie siehe Abb. 2.7a.

Die in Abb. 3.3 dargestellten Bohrprofile geben Aufschluss über die sich oft in relativ geringer Distanz ändernden, geologischen Gegebenheiten. Auffällig sind die beiden tiefen Bohrungen der Fa. Moser, welche bis in über 60 m badenische Leithakalkfazies durchhörtern. Diese Mächtigkeit des Badens im Vergleich zu den gleich südlich auftretenden Pannon impliziert zwangsläufig ein dazwischenliegendes Bruchsystem.

Die bedeutendste Wasserentnahmestelle in St. Georgen ist der „Attilabrunnen“. Von Stini (1948) wird der Attilabrunnen als eine Wallerquelle beschrieben, mit ~ 5,2 l/s Schüttung. Gemeinsam mit den zwei, wenige Metern daneben abgeteuften Bohrungen (H77/678, H77/679), gehört er zum Brunnenfeld „St. Georgen“. Das Brunnenfeld ist Teil des Wasserleitungsverbandes Nördliches Burgenland, mit einer gesamten Ergiebigkeit von ~ 10 l/s. Der Attilabrunnen liegt lt. Bohrprofilbeschreibung in einer sandigen Fazies der dort vorherrschenden pannonen Sedimente. Liegend werden stauende Lagen von feinklastischem Pannon als Stauhorizont angenommen. Das dadurch gespannte Grundwasser tritt so als Wallerquelle im Ortskern von St. Georgen aus (Stini, 1948).

Das Auftreten dieser Quelle in den Einheiten des Pannons, welche als schlechte, eher stauende Grundwasserleiter angenommen werden, liegt an der aufgelagerten sandigen, gröberklastischen Fazies, welche sich nach Norden bis in die sarmatisch-badenischen Grundwasserleiter, der Leithakalkfazies, fortsetzt.

Weitere Informationen liefern die Bohrungen zu den Brunnen H77/190 und H77/189 unterhalb der Sandgrube St. Georgen, gleich neben dem Landes-Feuerwehrkommando Eisenstadt. Sie zeigen sandige, badenische Fazies bis in mindestens 22,5m Teufe. Diese Brunnen wurden ehemals zur Grundwasserversorgung von Eisenstadt errichtet, sind aber nicht mehr in Verwendung und scheinen versandet zu sein.

Zahlreiche Bohrungen wurden zu Bewässerungszwecken abgeteuft. Ein Großteil wird zur landschaftlichen Nutzung in den Sommermonaten Mai bis September beansprucht. Die Tiefsten, und auch Ertragreichsten, sind die Bohrungen H77/394 „Kogl“ und H77/397 „Flachgraben II“ des Weingutes Moser. Mit einer Tiefe von 60,2

m und einer Schüttung von  $\sim 1,5$  l/s liegt der Brunnen H77/394 (siehe Abb. 3.6) vollkommen in badenischen Kalken bzw. Kalksandsteinen des Badens. Der Brunnen H77/397 mit einer Schüttung von  $0,5$  l/s durchläuft kalkig sandige Sedimente des Badens bis in  $65,2$  m Teufe und erreicht dort in den letzten  $2$  Metern tonreiche Lagen (siehe Abb. 3.5). Es ist hier also mit einer Mächtigkeit der badenischen Kalke und Kalksandsteine von mindestens  $\sim 60$  Metern zu rechnen. Im Vergleich zu diesen Bohrungen sei noch die Bohrung H77/398 erwähnt, welche  $500$  m südwestlich der Bohrung H77/397 beim Schauerkreuz liegt und bis in  $24$  m Tiefe schluffiges, feinklastisches Pannon durchörtert ohne eine relevante Schüttung vorzuweisen. Laut mündlicher Mitteilung von Hr. Moser ist dieser Brunnen mittlerweile trocken.

Zu den auftretenden Gerinnen im Untersuchungsgebiet gibt es zu bemerken, dass diese Wenigen mit einem geringem Abfluss von  $\sim 0,2$  l/s (Geländeerhebungen in den Sommermonaten 2012), an der Grenze des Kristallins zu den badenischen Abfolgen versickern.

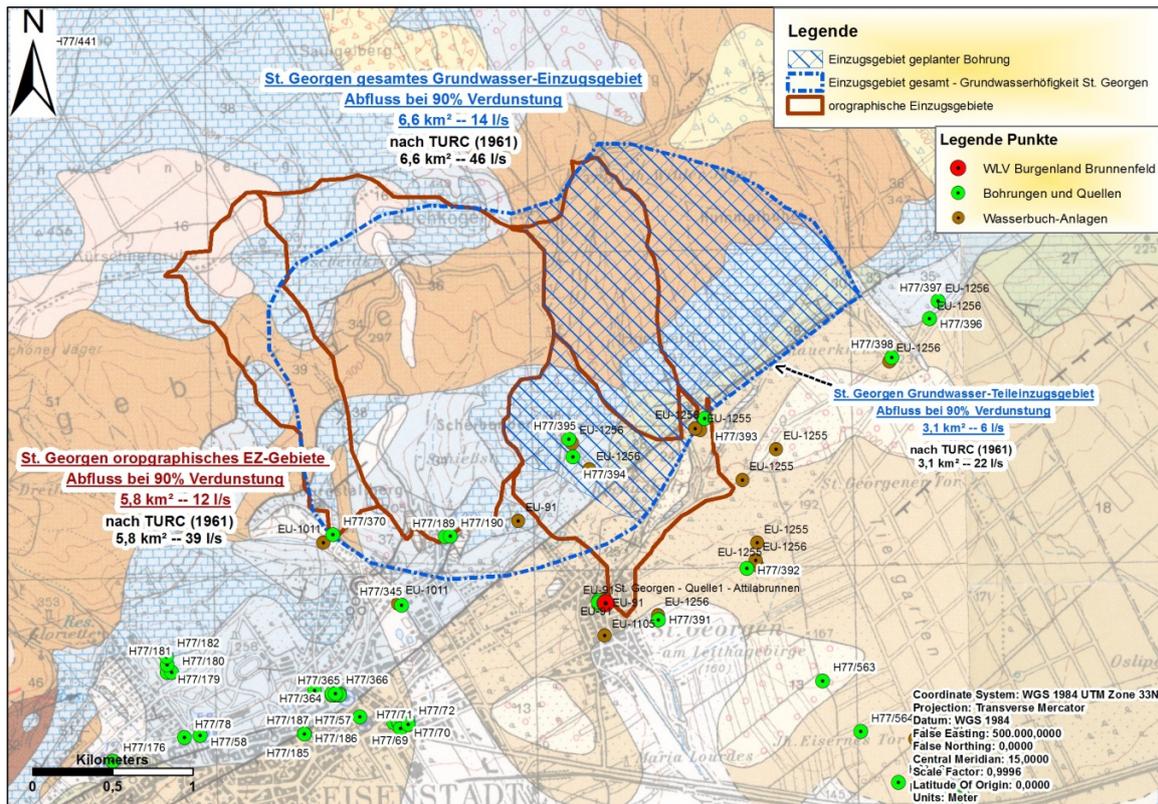


Abb. 3.4: Darstellung der Abflussergebnisse der orographischen Teileinzugsgebiete und des vermuteten hydrogeologischen Grundwassereinzugsgebiet für St. Georgen. Schraffiert hinterlegt ist der Teil des Einzugsgebietes, welcher sich auf ein zusätzlich erschließbares Grundwasserhoffungsgebiet bezieht.

Lediglich nach gewittrigen Starkregenereignissen waren mit Sand verschwemmte Bachbette und Forstwege, auch innerhalb der als Baden ausgedehnten Areale, zu beobachten. Mit dem Ergebnis aus den Abflussberechnungen (siehe Abb. 3.4) und den zum Abzug gekommenen Wasserentnahmen, ist mit einem Wasserdargebot für das gesamte Einzugsgebiet von mindestens **3 l/s** auszugehen (siehe Tab. 3.2).

Nimmt man an, dass die Gerinne in das Grundwassereinzugsgebiet infiltrieren und die in den pannonen Einheiten abgeteufte Bohrungen (Fa. Hahnekamp EU-1255 Brunnen 1-5) keinen Einfluss auf das Einzugsgebiet haben, erhöht sich das geschätzte Wasserdargebot auf **5 l/s**.

In der Tabelle 3.1 sind auch die Gesamtabflussergebnisse für das schraffierte Teileinzugsgebiet angegeben. Für dieses ergibt sich ein berechneter Abflusswert von

**6 l/s.** Hier entspricht dieser Abflusswert auch den Wasserressourcen, da in diesem Einzugsgebiet (blau schraffiert) keine relevanten Wasserentnahmen stattfinden.

<b>St. Georgen - Abflussberechnung des vermuteten Grundwasser-Einzugsgebietes basierend auf den berechneten Verdunstungsraten nach TURC (1961). Das berechnete Teileinzugsgebiet bezieht sich auf das Grundwasserhöfigkeit-Hoffnungsgebiet bezüglich des Bohrpunkt-Vorschlages</b>						
		km <sup>2</sup>	durchschnittlicher Niederschlag in mm/a	mittlere Verdunstung in %	Abfluss-spende in l/(s/km <sup>2</sup> )	mittlerer Abfluss in l/s
Grundwasser-Teileinzugsgebiet für den Bohrvorschlag		3,1	657	67	7	<b>22</b>
Grundwasser-Einzugsgebiet gesamt		<b>6,6</b>	657	68	<b>6,7</b>	<b>44</b>
<b>St. Georgen - Abflussberechnung des vermuteten Grundwasser-Einzugsgebietes basierend auf der Annahme, dass 90% des Niederschlages verdunsten. Das berechnete Teileinzugsgebiet bezieht sich auf das Grundwasserhöfigkeit-Hoffnungsgebiet bezüglich des Bohrpunkt-Vorschlages.</b>						
		km <sup>2</sup>	durchschnittlicher Niederschlag in mm/a	mittlere Verdunstung in %	Abfluss-spende in l/(s/km <sup>2</sup> )	mittlerer Abfluss in l/s
Grundwasser-Teileinzugsgebiet für den Bohrvorschlag		3,1	657	90	2,1	<b>6</b>
Grundwasser-Einzugsgebiet gesamt		<b>6,6</b>	657	90	2,1	<b>14</b>

Tab. 3.1: Abflussberechnungen nach TURC (1961) und mit 90% Verdunstungsanteil für die vermuteten Grundwassereinzugsgebiete im Untersuchungsgebiet St. Georgen. Das Ergebnis des „Grundwasser-teileinzugsgebietes für den Bohrvorschlag“ bezieht sich auf die schraffierte Fläche in Abb. 7.3.2 – 7.3.4. Blau hinterlegte Felder markieren die Ergebnisse in l/s für die jeweils angegebenen definierten Einzugsgebiete.

In Tab. 3.2 sind die Ergebnisse zu den berechneten Wasserressourcen (Versickerungsanteil) für das gesamte Einzugsgebiet ersichtlich.

<b>Mittlerer Abfluss des <u>vermuteten Grundwasser-Einzugsgebietes</u> abzüglich der den unterirdischen Wasserhaushalt verringernden Wasserentnahme und des Oberflächenabflusses</b>			
		Mittlerer Abfluss nach Turc l/s	Mittlerer Abfluss 90% Verdunstung l/s
		44	14
<b>ABZÜGLICH:</b>		-	-
		<b>l/s</b>	<b>l/s</b>
St. Georgen Brunnenfeld		10	10
Moser Brunnen		0,4	0,4
Hahnekampt Brunnen		1,2	1,2
Bach östlich Hummelbüchel		0,5	0,5
Bach SW Hochberg		0,2	0,2
<b>Versickerungsanteil in l/s</b>		<b>33</b>	<b>3</b>

Tab. 3.2: Berechnung des angenäherten Versickerungswertes für das definierte Grundwassereinzugsgebiet. Die errechneten Wasserressourcen in l/s sind gelb hinterlegt.

Wasserbuchanlagen im Bereich des Untersuchungsgebietes								
Bezeichnung	Verfüger	GBA_H_Nr	Postzahl Wasserbuch	WGS 84		Schüttung l/s	Konsens	Nutzung
				UTM x	UTM y			
Hahnekamp-Bewässerung - Brunnen 1	Fam. Hahnekamp		EU-1255	616678	5302393	2,3	Konsens	Bewässerung nur in den Sommermonaten, Schachtbrunnen
Hahnekamp-Bewässerung - Brunnen 2	Fam. Hahnekamp		EU-1255	616943	5302079	0,88	Konsens	Bewässerung nur in den Sommermonaten, Schachtbrunnen
Hahnekamp-Bewässerung - Brunnen 3	Fam. Hahnekamp		EU-1255	617153	5302273	1,8	Konsens	Bewässerung nur in den Sommermonaten, Schachtbrunnen
Hahnekamp-Bewässerung - Brunnen 4	Fam. Hahnekamp		EU-1255	617034	5301684	1,66	Konsens	Bewässerung nur in den Sommermonaten, Schachtbrunnen
Hahnekamp-Bewässerung - Brunnen 5	Fam. Hahnekamp		EU-1255	617036	5301541	1,83	Konsens	Bewässerung nur in den Sommermonaten, Schachtbrunnen
Moser Bewässerung - Brunnen 391	Fam. Moser	H77/391	EU-1256	616415	5301229	1,7	Konsens	Bewässerung nur in den Sommermonaten, Schachtbrunnen
Moser Bewässerung - Brunnen 392	Fam. Moser	H77/392	EU-1256	617023	5301575	1,4	Konsens	Bewässerung nur in den Sommermonaten, Schachtbrunnen
Moser Bewässerung - Brunnen 393	Fam. Moser	H77/393	EU-1256	616646	5302403	1,9	Konsens	Bewässerung nur in den Sommermonaten, Schachtbrunnen
Moser Bewässerung - Brunnen 394	Fam. Moser	H77/394	EU-1256	615986	5302144	1,8	Konsens	Bewässerung nur in den Sommermonaten, Schachtbrunnen
Moser Bewässerung - Brunnen 395	Fam. Moser	H77/395	EU-1256	615880	5302310	0,79	Konsens	Bewässerung nur in den Sommermonaten, Schachtbrunnen
Moser Bewässerung - Brunnen 396	Fam. Moser	H77/396	EU-1256	618111	5303091	0	Konsens	Bewässerung nur in den Sommermonaten, Schachtbrunnen
Moser Bewässerung - Brunnen 397	Fam. Moser	H77/397	EU-1256	618164	5303201	0,53	Konsens	Bewässerung nur in den Sommermonaten, Schachtbrunnen
Moser Bewässerung - Brunnen 398	Fam. Moser	H77/398	EU-1256	617859	5302825	0,44	Konsens	Bewässerung nur in den Sommermonaten, Schachtbrunnen
WLV-Brünnenanlage St-Georgen - Attilabrunnen	WLV	H77/24	EU-91	616078	5301334	8	Quellüberf.	Versorgungsanlage, Trinkwasser
WLV-Brünnenanlage St-Georgen - Brunnen 2	WLV	H77/678	EU-91	616084	5301293	0,5		Versorgungsanlage, Trinkwasser
WLV-Brünnenanlage St-Georgen - Brunnen 3	WLV	H77/679	EU-91	616089	5301303	1		Versorgungsanlage, Trinkwasser

Tab. 3.3.: Auflistung der Wasserentnahmestellen, Quellaustritte und Brunnen aus dem Untersuchungsgebiet St. Georgen. Für den Wasserhaushalt des Einzugsgebietes relevante Angaben sind farblich hinterlegt. Die Zusatzangabe „Konsens“ beschreibt die Entnahmemenge l/s über einen gewissen Zeitraum. Zum Teil sind diese Mengen in Berichten als Schüttung vermerkt, entspricht aber nicht der tatsächlichen Schüttung in l/s über das ganze Jahr.



Abb. 3.5: Bohrung H77/397, Flachgraben II, der Fa. Moser aus St. Georgen. Der Grundwasserspiegel liegt auf 50,43 m unter der Geländeoberkante, gemessen am 08.11.2012.



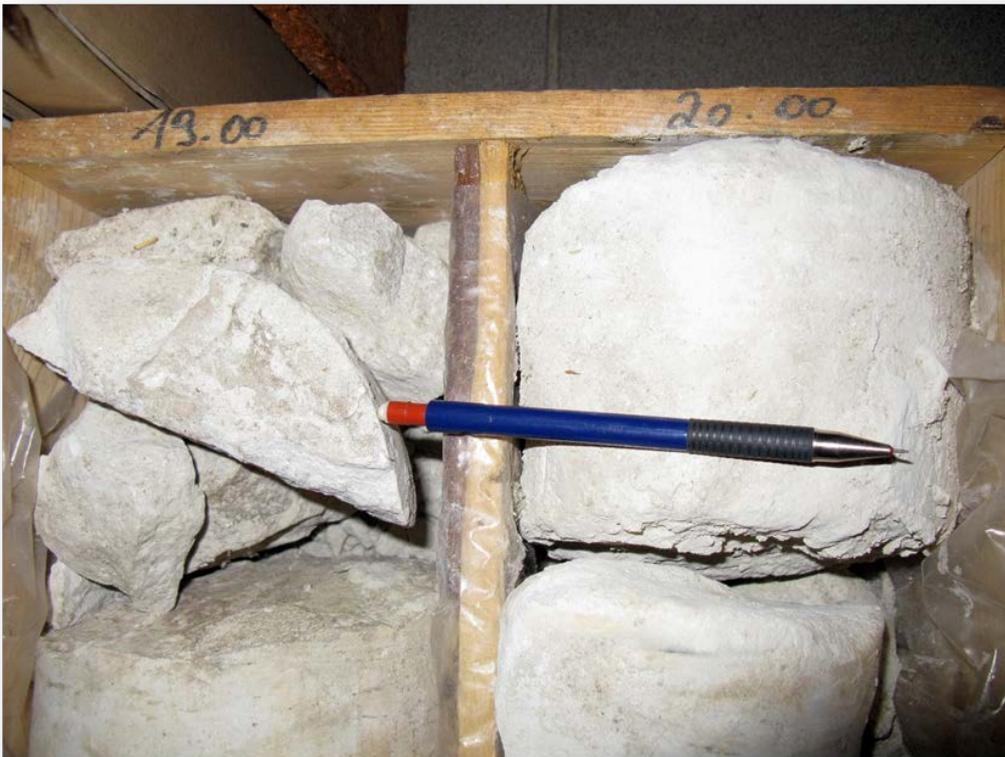


Abb. 3.6 a: Detritärer badenischer Leithakalk (Kalksandstein) der Bohrung H77/394, Bohrmeter 19-20



Abb. 3.6 b: Aufschluss von detritärem badenischem Leithakalk (Kalksandstein) am östlichen Scheibenberg

### 3.1.1 Hydrochemie

Im Zuge der hydrogeologischen Bearbeitung wurden an zwei Grundwasserentnahmestellen (Brunnen H77/394 und H77/397) aktuelle hydrochemische (Tab. 3.4 und 3.5) und Isotopenhydrologische Analysen (Tritiumgehalt, siehe Abb. 3.7) durchgeführt. Die Beprobung wurde dankenswerterweise von Herrn Moser genehmigt und tatkräftig unterstützt.

Diese Analysenergebnisse charakterisieren die Wässer aus dem relevanten Grundwasserleiter innerhalb des definierten Einzugsgebietes und bieten zusätzliche Informationen hinsichtlich zukünftiger hydrologischer und hydrogeologischer Entscheidungen (z.B. Nachweis von Kontamination, vergleichende Analysen zu weiteren Proben).

Bei den relativ gering mineralisierten und sehr gering Eisenhaltigen Grundwässern handelt es sich um Kalzium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Wässer, mit Wassertemperaturen, gemessen im November 2012, von 12-12,4°C.

In Abhängigkeit des Mischungsverhältnisses von unterschiedlich alten Wässern im Untergrund, zeigt sich eine Variation im Tritiumgehalt. Tritiumeinheiten (TE) zwischen 6-10 weisen auf eine durchschnittliche Verweilzeit des Wassers im Untergrund von 1 bis maximal 10 Jahre hin (H77/394 „Kogl“). Mit einer Halbwertszeit von 12,4 Jahren des Tritiums und mit Berücksichtigung dass die Messung im Jahr 1980 stattgefunden hat, korrelieren die Tritiumwerte für die Quelle des Attilabrunnens mit aktuellen Tritiumeinheiten zwischen 5-7. Das entspricht, wie in H77/394, einem Mischwasseralter von 1-10 Jahren. Im Vergleich dazu, liefert der Messwert aus H77/397 „Flachgraben II“, 2 Tritiumeinheiten. Dieser geringe Wert gibt an, dass der Großteil aus einer tritiumfreien Mischwasserkomponente besteht und älter als 60 Jahre ist. Durch Zumischung einer wesentlich jüngeren und geringen Menge einer Mischwasserkomponente mit höherem Tritiumanteil ergibt sich ein Messwert von 2 TE.

Die aus einem tieferen Grundwassersstockwerk entnommenen Wässer zeigen relativ niedrige Nitratwerte und sind, die und bisherigen Analysen betreffend, guter Qualität. Ob sich dieses Wasser auch zur Trinkwasserversorgung eignet, muss durch weitere Analysen, wie z.B. eine bakteriologische Untersuchung, festgestellt werden.

G		Wasseranalyse					
<b>Probenahmepunkt:</b>		H77/397 Moser Brunnen "Flachgraben"					
<b>Koordinaten</b>	M 34	<b>RW:</b>	768553	<b>HW:</b>	303654	<b>GOK (m ü. A.)</b>	236
<b>Bezeichnung:</b>	Flachgraben H77/397			<b>Geochemie-Nr.:</b>	GCH-2012-054-001		
<b>Probenahmetiefe:</b>	n.b.	<b>Probenehmer:</b>	Mag. Christine Hörfarter				
<b>Probenahmedatum und Uhrzeit:</b>		08.11.2012 10:30		<b>Eingangsdatum:</b>		09.11.2012	
Feldparameter							
		<b>QZV *</b>	<b>MAP **</b>	<b>IP ***</b>	<b>Schüttung (l/s)</b>	n.b.	
<b>el. LF (µS/cm) (Gel.)</b>	576	2250		2500	<b>Redoxpotenzial (mV)</b>	n.b.	
<b>el. LF (µS/cm) (Labor)</b>	602,69				<b>Temperatur (°C)</b>	12	
<b>pH (Gel.)</b>	n.b.		6,5 - 9,5		<b>Sauerstoff (O<sub>2</sub>)</b>	m g/l	n.b.
<b>pH (Labor)</b>	7,298				(%)	n.b.	
Kationen (mg/l)				Anionen (mg/l)			
<b>Ion</b>	<b>Messwert</b>	<b>QZV *</b>	<b>MAP **</b>	<b>IP ***</b>	<b>Ion</b>	<b>Messwert</b>	<b>QZV *</b>
Calcium (Ca <sup>2+</sup> )	89,4				Hydrogencarbonat (HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	355,42	
Magnesium (Mg <sup>2+</sup> )	20,9				Chlorid (Cl <sup>-</sup> )	5,5	180
Natrium (Na <sup>+</sup> )	6,3			200	Sulfat (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> )	14,2	225
Kalium (K <sup>+</sup> )	1,5				Nitrat (NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	16,3	45
Strontium (Sr <sup>2+</sup> )	0,0010				Nitrit (NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> )	< 0,01	0,09
Barium (Ba <sup>2+</sup> )	0,1561				o-Phosphat (o-PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> )	0,27	0,3
Lithium (Li <sup>+</sup> )	0,0076				Sulfid (S <sup>2-</sup> )	n.b.	
Rubidium (Rb <sup>+</sup> )	0,3040				Fluorid (F <sup>-</sup> )	0,20	1,5
Cäsium (Cs <sup>+</sup> )	0,0150				Σ	391,9	
Ammonium (NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> )	< 0,01	0,45		0,5			
Eisen (Fe <sup>2+</sup> )	0,007			0,2	<b>Ges. Ionengehalt</b>	510 mg/l	<b>Ionenbilanz</b>
Mangan (Mn <sup>2+</sup> )	0,0007			0,05		9,8 mmol/l	-0,9 %
Σ	118,6				<b>Dichte</b>	n.b.	g/cm <sup>3</sup>
Spezielle Parameter (mg/l)				Härten			
<b>Parameter</b>	<b>Messwert</b>	<b>QZV *</b>	<b>MAP **</b>	<b>IP ***</b>	<b>Gesamthärte (°dH)</b>	17,3	
Aluminium (Al)	0,0289			0,2	<b>Carbonathärte (°dH)</b>	16,3	
Arsen (As)	0,0016	0,009		0,01	<b>Nichtcarbonathärte (°dH)</b>	1,0	
Cadmium (Cd)	< 0,0001	0,005		0,005	<b>Erdalkalien (mmol/l)</b>	47,6	
Cobalt (Co)	0,0002						
Chrom (Cr)	0,0004	0,045					
Kupfer (Cu)	0,0041	1,8		2			
Quecksilber (Hg)	n.b.	9E-04		0,001			
Molybdän (Mo)	n.b.						
Nickel (Ni)	0,0016	0,018					
Blei (Pb)	0,0004	0,009		0,025			
Antimon (Sb)	n.b.			0,005			
Uran (U)	0,0025						
Vanadium (V)	0,0022						
Zink (Zn)	0,3648						
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	n.b.						

### Äquivalentanteile

n.b. ... nicht bestimmt  
 \* ... Qualitätszielverordnung Chemie Grundwasser QZV Chemie GW (BGBl. II 98/2010)  
 \*\* ... Mindestanforderungsparameter aus der Trinkwasserverordnung - TWV (BGBl. II 304/2001)  
 \*\*\* ... Indikatorparameter aus der Trinkwasserverordnung - TWV (BGBl. II 304/2001)

*Layert G. Hobiger*

Tab. 3.4: Analysenergebnis der Grundwasserprobe aus dem Brunnen H77/397 „Flachgraben II“. die chemische Untersuchung wurde unter der Leitung von Dr. Gerhard Hobiger an der GBA durchgeführt.

G		Wasseranalyse					
Probenahmepunkt:		H77/394 Moser Brunnen "Kogl"					
Koordinaten	M 34	RW: 766257	HW: 302714	GOK (m ü. A.) 222			
Bezeichnung:		Kogl H77/394		Geochemie-Nr. GCH-2012-054-002			
Probenahmetiefe:		n.b.		Probenehmer: Mag. Christine Hörfarter			
Probenahmedatum und Uhrzeit:		08.11.2012 12:05		Eingangsdatum:		09.11.2012	
Feldparameter							
		QZV * MAP ** IP ***		Schüttung (l/s)		n.b.	
el. LF (µS/cm) (Gel.)		486		2250 2500		Redoxpotenzial (mV)	
el. LF (µS/cm) (Labor)		464,31				Temperatur (°C)	
pH (Gel.)		n.b.		6,5 - 9,5		mg/l	
pH (Labor)		7,401				Sauerstoff (O <sub>2</sub> )	
						n.b.	
						n.b.	
Kationen (mg/l)				Anionen (mg/l)			
Ion	Messwert	QZV * MAP ** IP ***		Ion	Messwert	QZV * MAP ** IP ***	
Calcium (Ca <sup>2+</sup> )	60,0			Hydrogencarbonat (HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	291,23		
Magnesium (Mg <sup>2+</sup> )	26,2			Chlorid (Cl <sup>-</sup> )	2,4	180	200
Natrium (Na <sup>+</sup> )	4,9	200		Sulfat (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> )	24,5	225	250
Kalium (K <sup>+</sup> )	0,6			Nitrat (NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	5,5	45	50
Strontium (Sr <sup>2+</sup> )	0,0012			Nitrit (NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> )	< 0,01	0,09	0,1
Barium (Ba <sup>2+</sup> )	0,0234			o- Phosphat (o-PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> )	0,12	0,3	
Lithium (Li <sup>+</sup> )	0,0027			Sulfid (S <sup>2-</sup> )	n.b.		
Rubidium (Rb <sup>+</sup> )	0,2137			Fluorid (F <sup>-</sup> )	0,33		1,5
Cäsium (Cs <sup>+</sup> )	0,0079			Σ	324,1		
Ammonium (NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> )	< 0,01	0,45	0,5	Ges. Ionengehalt		416 mg/l	Ionenbilanz
Eisen (Fe <sup>2+</sup> )	0,048		0,2			8,0 mmol/l	-1,6 %
Mangan (Mn <sup>2+</sup> )	0,0006		0,05	Dichte		n.b.	g/cm <sup>3</sup>
Σ	91,8						
Spezielle Parameter (mg/l)				Härten			
Parameter	Messwert	QZV * MAP ** IP ***		Gesamthärte (° dH)		14,4	
Aluminium (Al)	0,0333	0,2		Carbonathärte (° dH)		13,4	
Arsen (As)	0,0012	0,009	0,01	Nichtcarbonathärte (° dH)		1,0	
Cadmium (Cd)	< 0,0001	0,005	0,005	Erdalkalien (mmol/l)		47,9	
Cobalt (Co)	0,0001						
Chrom (Cr)	0,0004	0,045					
Kupfer (Cu)	0,0012	1,8 2					
Quecksilber (Hg)	n.b.	9E-04 0,001					
Molybdän (Mo)	n.b.						
Nickel (Ni)	0,0009	0,018					
Blei (Pb)	0,0009	0,009	0,025				
Antimon (Sb)	n.b.	0,005					
Uran (U)	0,0021						
Vanadium (V)	0,0005						
Zink (Zn)	0,2913						
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	n.b.						
				<p>Äquivalentanteile</p>			
n.b. ... nicht bestimmt							
* ... Qualitätszielverordnung Chemie Grundwasser QZV Chemie GW (BGBl. II 98/2010)							
** ... Mindestanforderungsparameter aus der Trinkwasserverordnung - TWV (BGBl. I 304/2001)							
*** ... Indikatorparameter aus der Trinkwasserverordnung - TWV (BGBl. I 304/2001)							
						Lageplan: G. Heiliger	

Tab. 3.5: Analysenergebnis der Grundwasserprobe aus dem Brunnen H77/394 „Kogl“. Die chemische Untersuchung wurde unter der Leitung von Dr. Gerhard Hobiger an der GBA durchgeführt.



1. Aufgabenstellung

An zwei übersandten Wasserproben soll eine Isotopenanalyse (<sup>18</sup>O, <sup>2</sup>H, <sup>3</sup>H) ausgeführt werden.

2. Leistungszeitraum

Dieser Bericht enthält die Analysenergebnisse der Proben vom 14.12.2012.

3. Probeneingang/Probenahme

Die Probe wurde vom Kunden am 08.11.2012 gezogen und am 14.12.2012 übermittelt.

4. Gebindezustand/Probenzustand

Die Proben wurden an uns in 1000 ml Glasflaschen in unbeschädigtem Zustand übergeben.

5. Verwendete Analysemethoden und Messgeräte

- O-18, H-2 durch Laserspektroskopie (Picarro).

Die Ermittlung des Messergebnisses erfolgte nach folgenden Arbeitsanweisungen: AAU16

- Der H-3 Werte wurden in Kooperation mit der Firma Hydrosys Labor Kft. ermittelt, deren Bericht beigelegt ist.

6. Messergebnisse

Die Messergebnisse sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt. Der  $\delta^{18}\text{O}$  Werte und die  $\delta^2\text{H}$  Werte sind auf VSMOW bezogen.

AIT-Nr.	Bezeichnung	$\delta^2\text{H} [\text{‰}]$ $\pm 1,0$	$\delta^{18}\text{O} [\text{‰}]$ $\pm 0,1$	$^3\text{H} [\text{TE}]$
175947	H 77 /394 Kogl	-78,8	-11,07	12,4 $\pm$ 0,5
175949	H 77 /397 Flachgraben	-78,8	-11,14	2,2 $\pm$ 0,3

Abb. 3.7: Informationen und Ergebnisse der  $\delta^{18}\text{O}$  und Tritiummessungen der Grundwasserproben aus den Brunnen H77/397 und H77/394.

## 3.2 Ergebnisse Geophysik

### 3.2.1 Ergebnisse Geoelektrik

Insgesamt wurden für die Untergrunderkundung im Bereich St. Georgen am Leithagebirge sechs Geoelektrikprofile vermessen. Die Lage der geoelektrischen Profile ist der Abb. 3.8 zu entnehmen.

Die Position der Geoelektrikprofile in Bezug zur geologischen Situation ist in der Abb. 3.9 ersichtlich. Legende siehe Abb. 2.7a.

Die anschließenden Darstellungen (Abb. 3.10. – Abb. 3.15) zeigen die Ergebnisse der Inversionsrechnung für die in Tab. 3.6 angeführten Profile. Für die Spezifikationen der geoelektrischen Profile siehe Tab. 3.6.

<b>St. Georgen a.L.</b>	<b>Elektrodenabstand [m]</b>	<b>Profillänge [m]</b>	<b>Messrichtung</b>
Profil 1/1A	10	1200	N-S
Profil 1B	10	1080	NW-SE
Profil 1C	5	360	WSW-ENE
Profil 1D	10	920	NW-SE
Profil 3	10	920	SSW-NNE
Profil 10A	7,5	690	NW-SE
<b>Gesamtlänge</b>		<b>5170</b>	

Tab. 3.6: Spezifikation der DC-Profile, Messgebiet St. Georgen am Leithagebirge, 2012

Das N-S verlaufende Profil St. Georgen 1/1A wurde östlich St. Georgen a. Leithagebirge im als Pannon ausgeschiedenen Bereich gelegt. Das Ergebnis der geoelektrischen Auswertung zeigt einen bis max. 50m mächtigen, sehr niederohmigen (<20 Ohm-m) Abschnitt, der den pannonen Ablagerungen in Form von tonig/schluffigen Lagen entspricht. Bis Profilmeter 400 ist liegend ein höherohmige Bereich mit elektr. Widerständen von 50-200 Ohm-m zu erkennen. Der elektr. Widerstand entspricht einer eher sandig ausgebildeten Fazies, die entweder sarmatischen oder badenischen Ablagerungen zuzuordnen ist. Ab Profilmeter 730 ist ein deutlicher lateraler Versatz der pannonen Ablagerungen zu erkennen, ab dem das Pannon deutlich an Mächtigkeit (bis zur Endtiefe der Geoelektrik von 180m) zunimmt.

Das westlich davon W-E verlaufende Profil St. Georgen 3 unterstützt die oben beschriebene Situation. Im Liegenden der in 10-er Mächtigkeit vorliegenden pannonen Ablagerungen, ist eine etwas höherohmige Anomalie im SSW (Nähe St. Georgen Ort) zu erkennen.

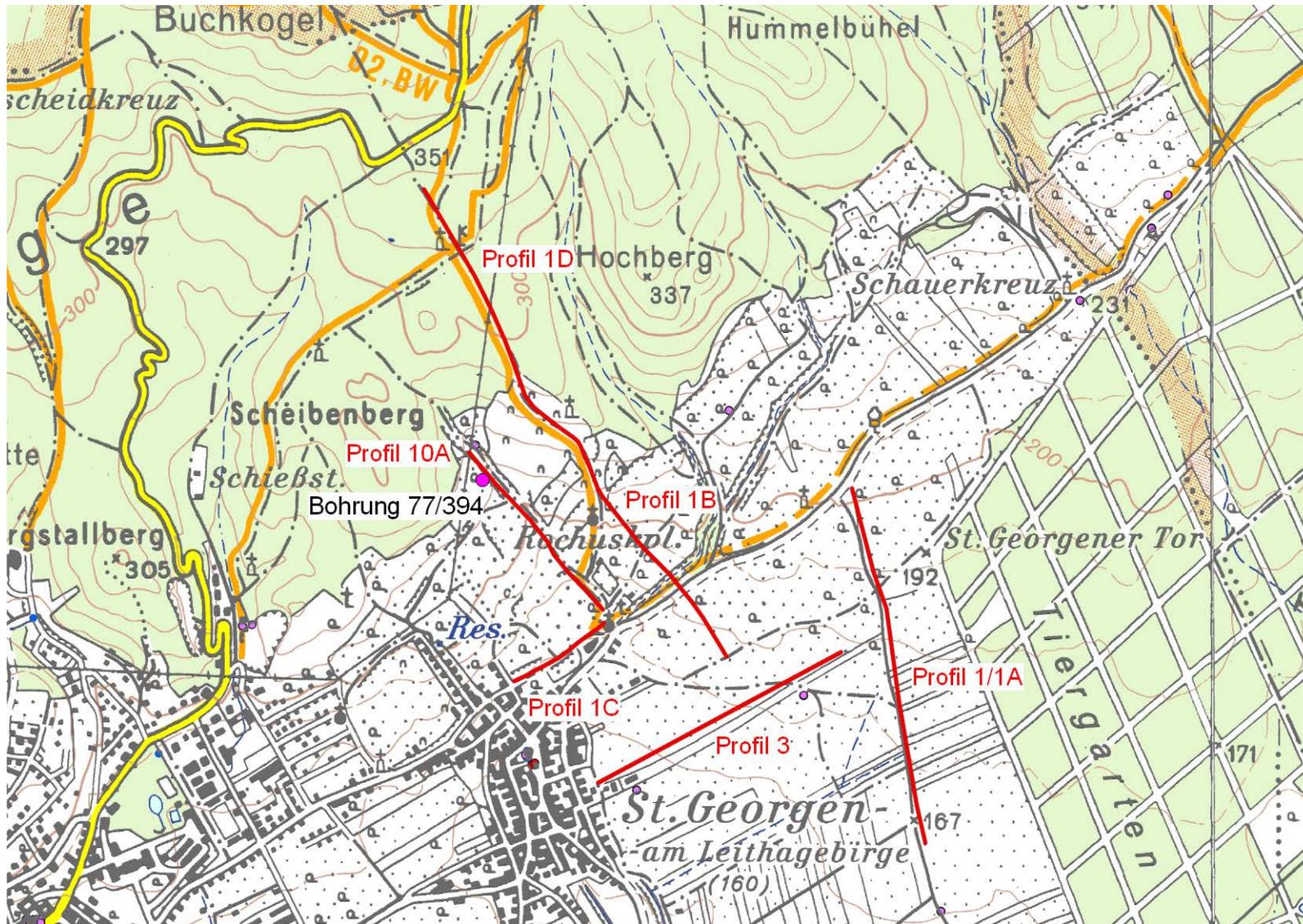


Abb. 3.8: Lage der Geoelektrikprofile St. Georgen am Leithagebirge (Amap)

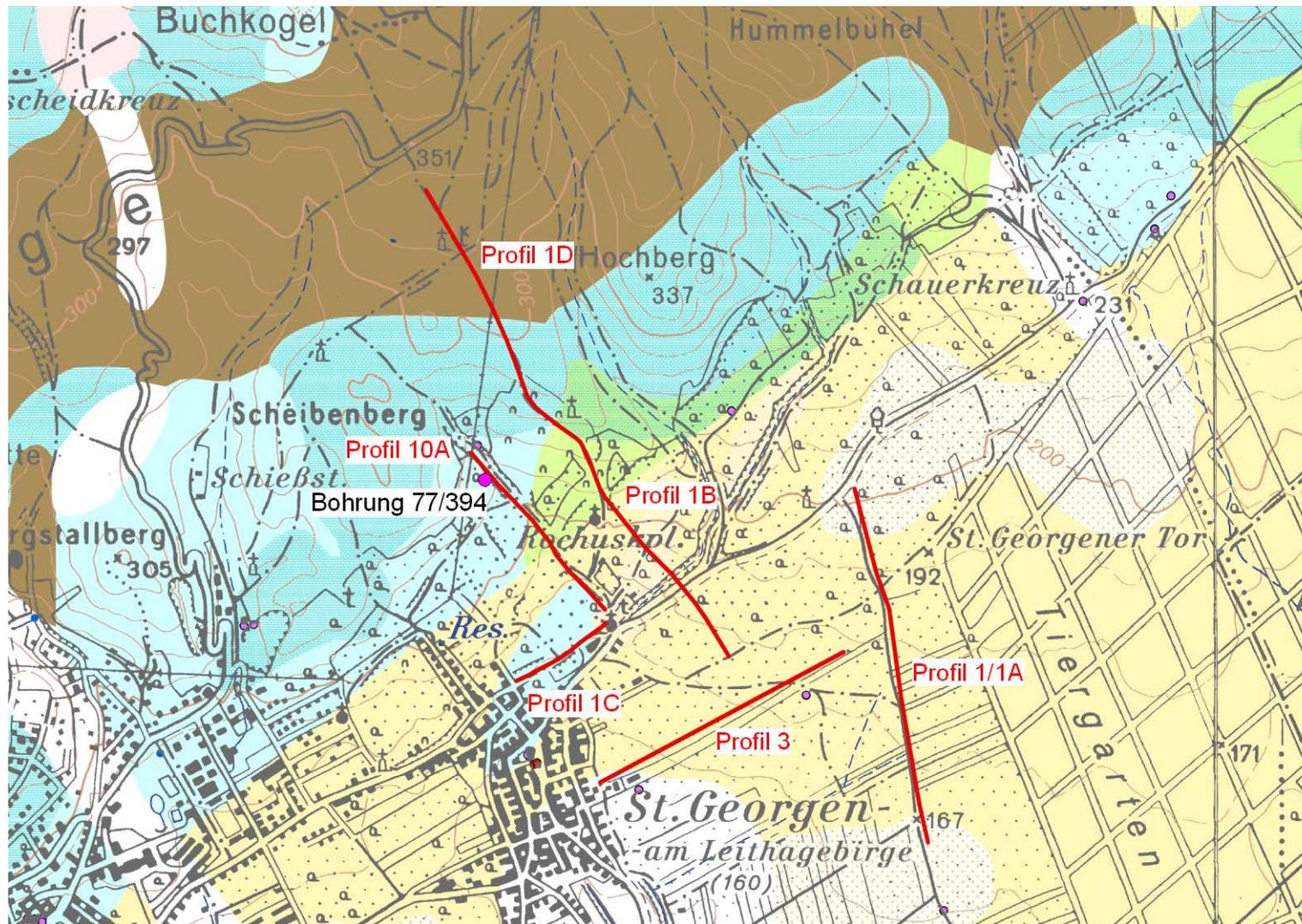


Abb. 3.9: Lage der Geoelektrikprofile St. Georgen am Leithagebirge /Geologie (GK50 Blatt 77 Eisenstadt), Legende siehe Abb. 2.7a

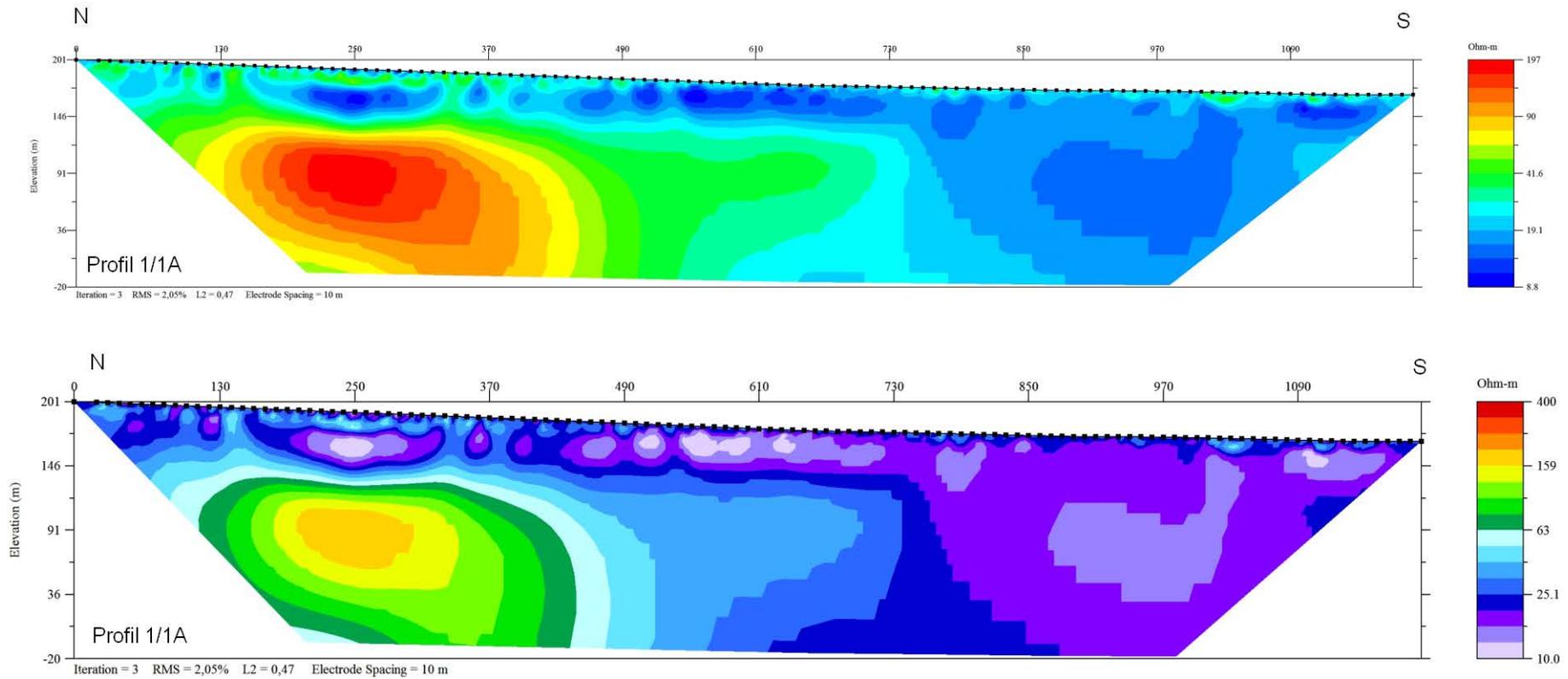


Abb. 3.10: Ergebnis St. Georgen a.L. Profil 1/1A Bohransatzpunkt (BAP 1); oben: individueller Farbbalken/unten: allgemeiner Farbbalken

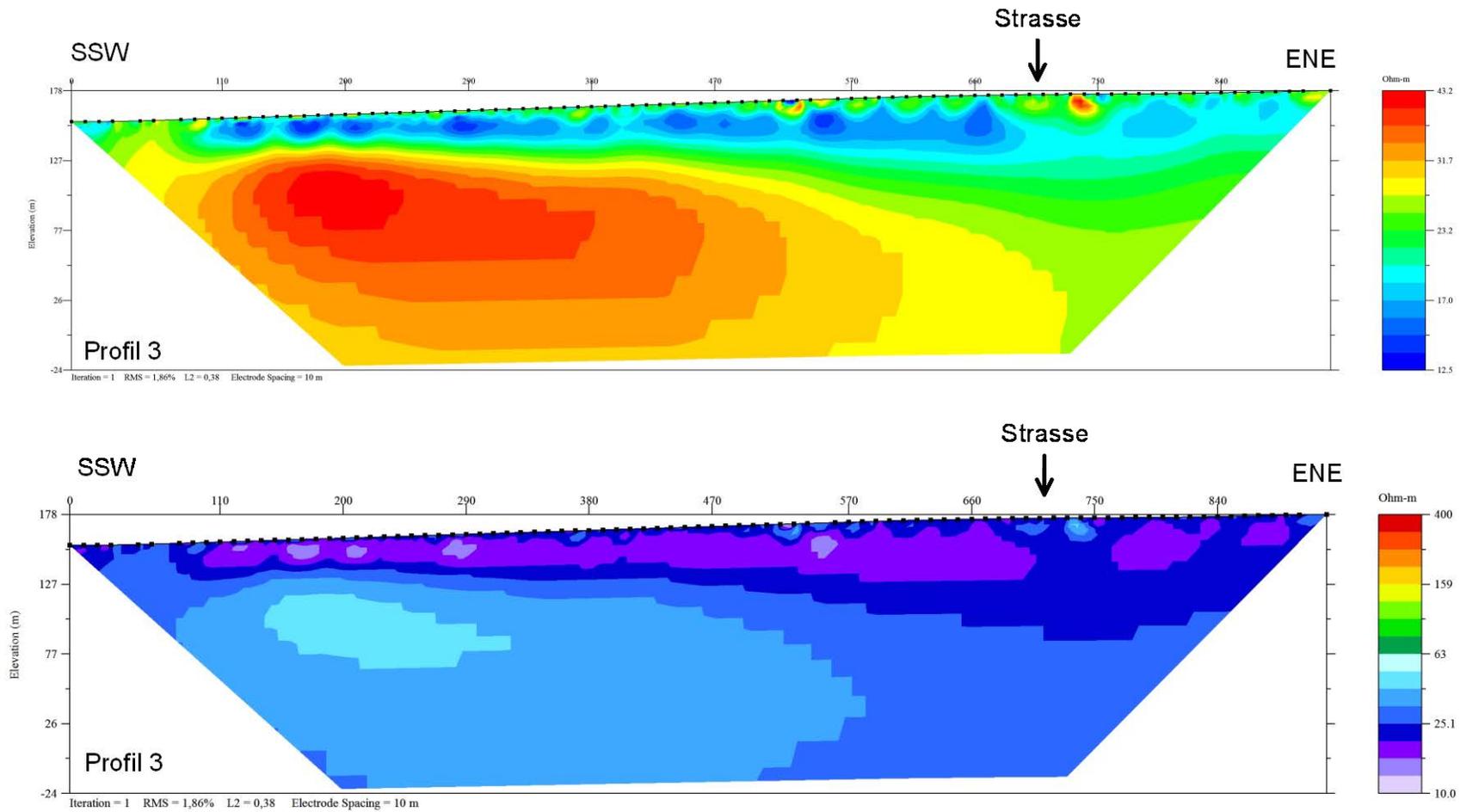


Abb. 3.11: Ergebnis St. Georgen a.L. Profil 3; oben: individueller Farbbalken/unten: allgemeiner Farbbalken

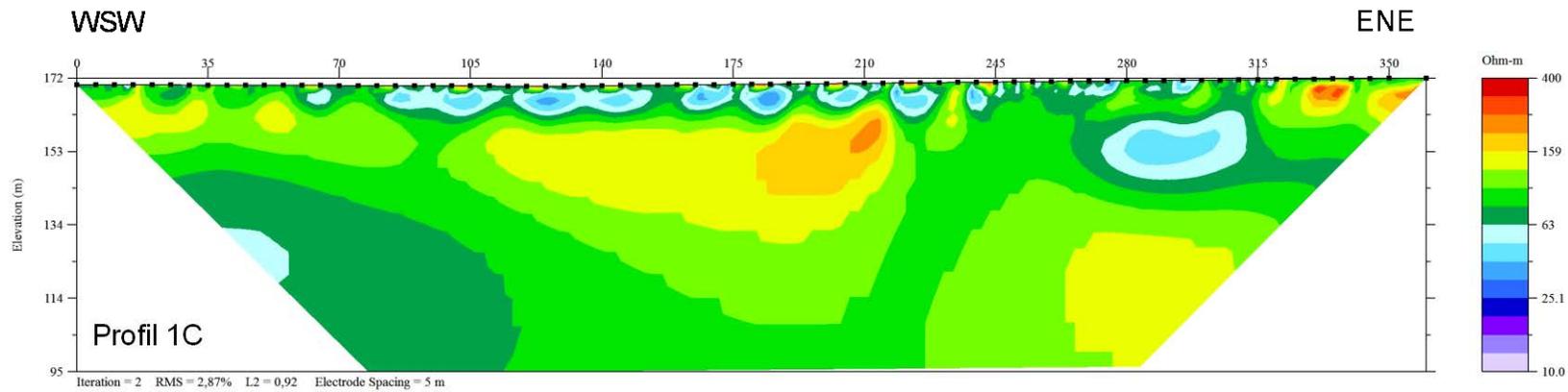
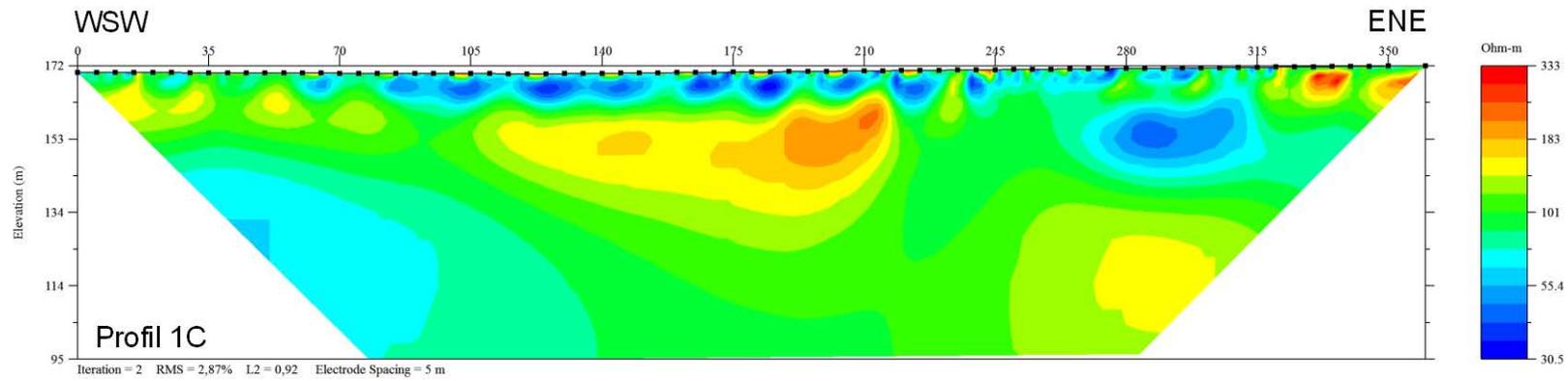


Abb. 3.12: Ergebnis St. Georgen a. L.; Profil 1C Bohransatzpunkt (BAP 3); oben: individueller Farbbalken/unten: allgemeiner Farbbalken

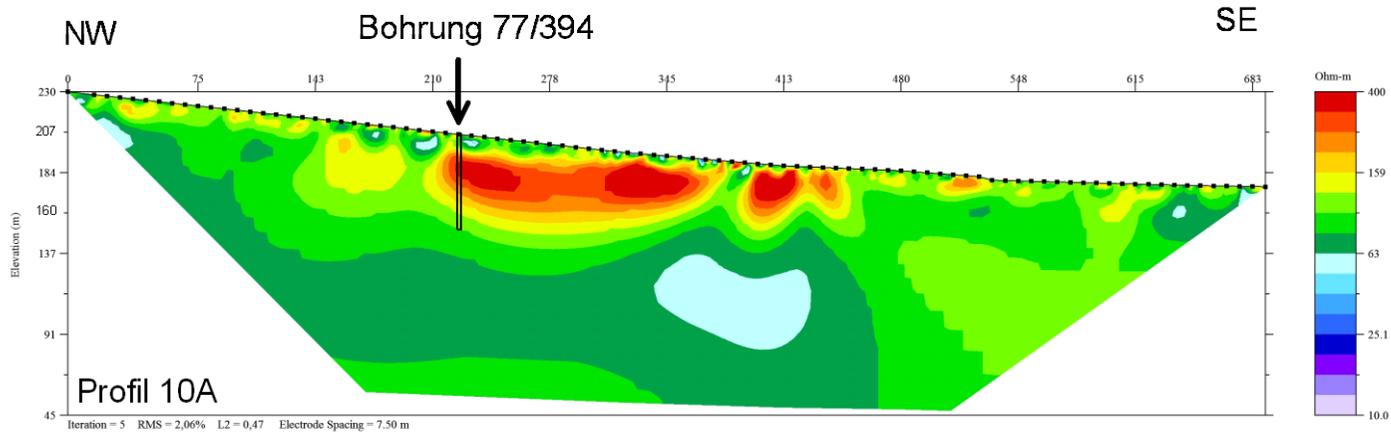
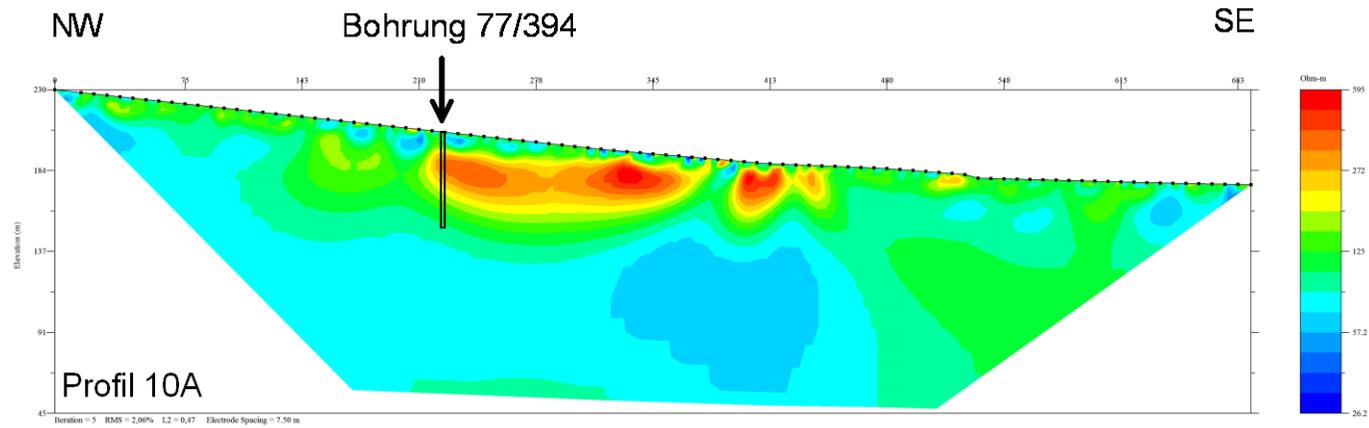


Abb. 3.13: Ergebnis St. Georgen a. L.; Profil 10A; oben: individueller Farbbalken/unten: allgemeiner Farbbalken

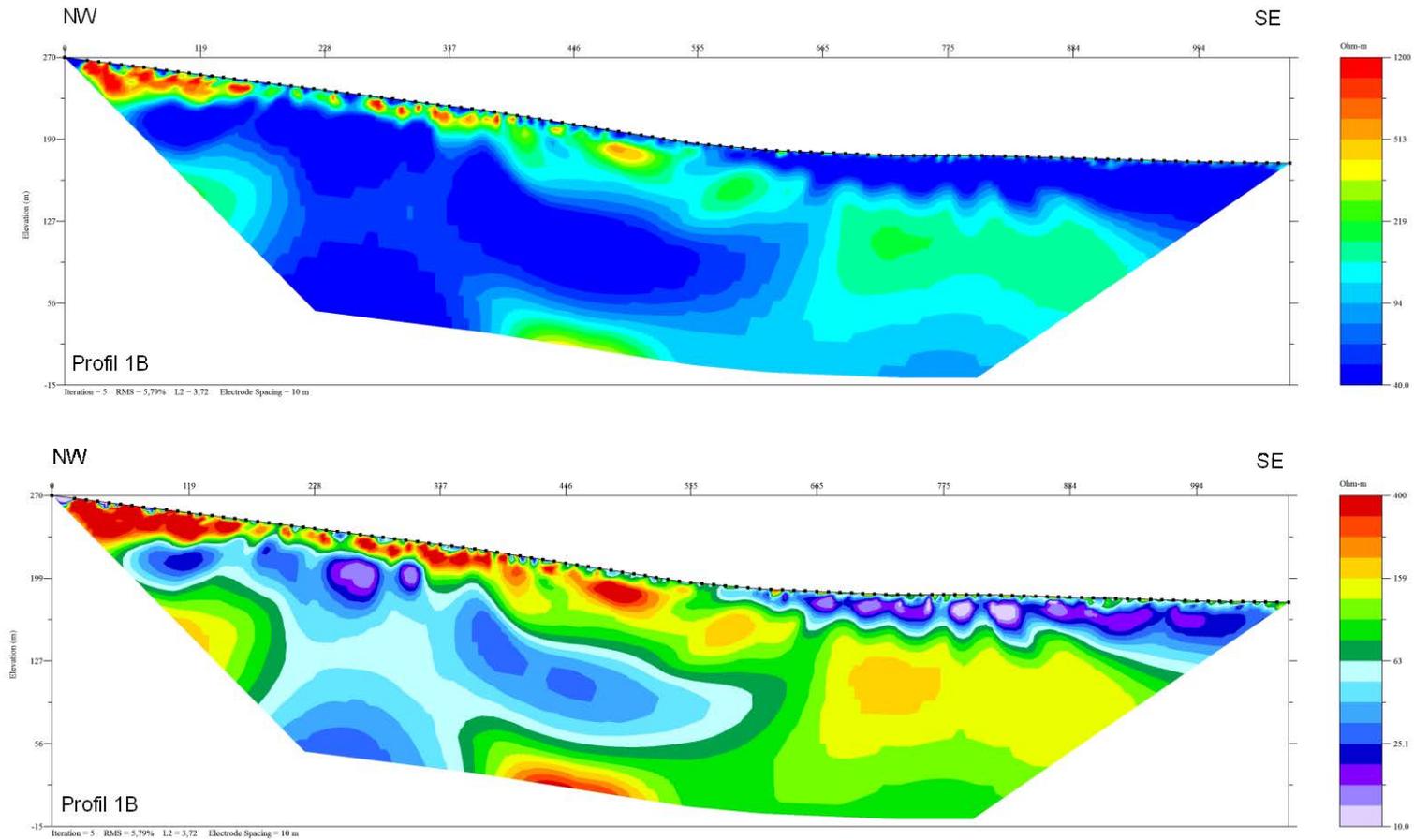


Abb. 3.14: Ergebnis St. Georgen a. L.; Profil 1B mit Bohransatzpunkt (BAP 2); oben: individueller Farbbalken/unten: allgemeiner Farbbalken

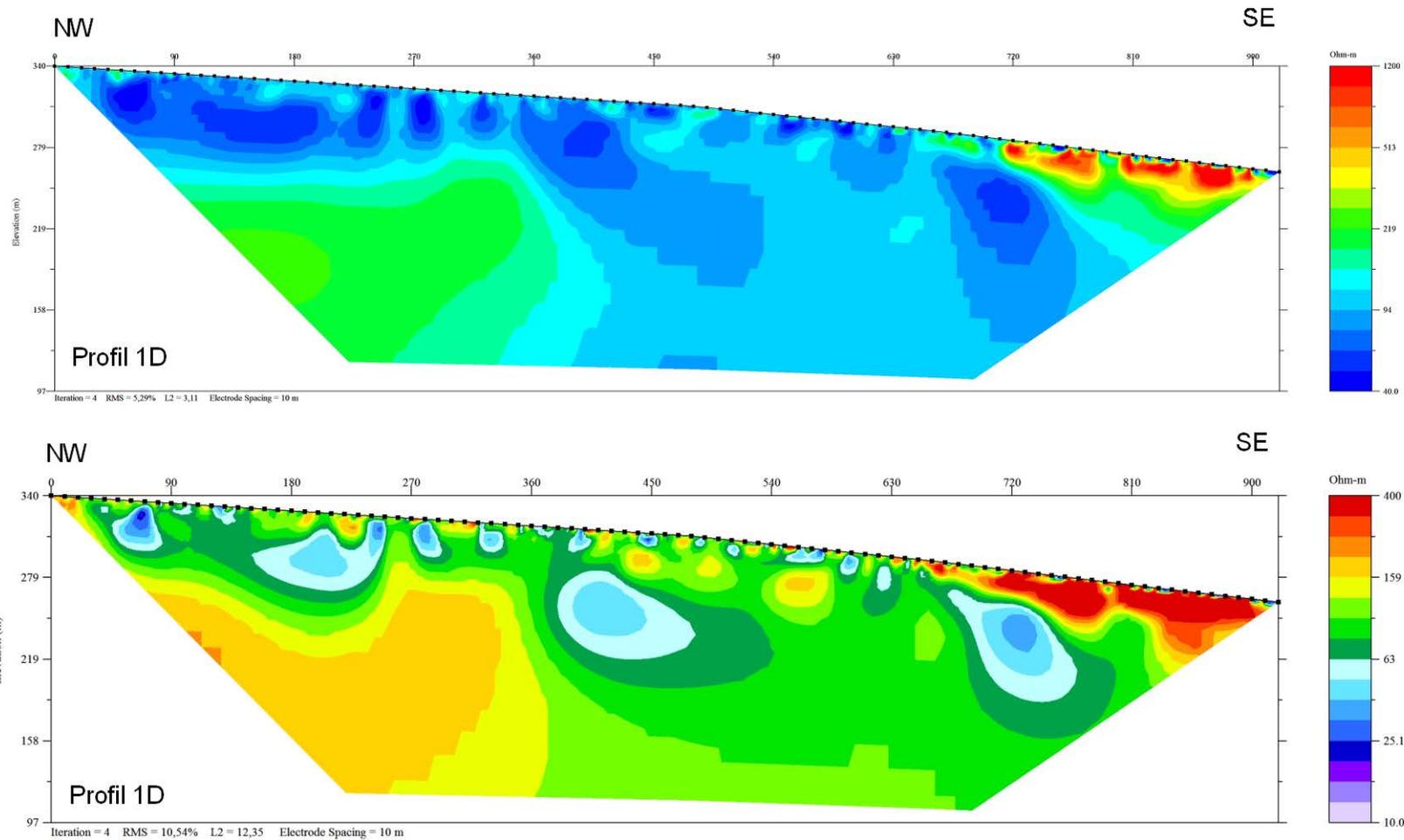


Abb. 3.15: Ergebnis St. Georgen a. L.; Profil 1D; oben: individueller Farbbalken/unten: allgemeiner Farbbalken

Das oberhalb der Ortschaft St. Georgen gelegte Profil St. Georgen 1C verläuft WSW-ENE und endet bei der Straße zum Fußballplatz. Dieses Profil wurde aus Platzgründen mit einem Elektrodenabstand von 5 vermessen, was einerseits die Eindringtiefe auf ca. 80m limitiert, dafür die Detailauflösung erhöht. Das Ergebnis zeigt eine im mittleren Abschnitt niederohmige, geringmächtige (max. 10m) Auflage (Pannon?), darunter liegen elektr. Widerstände zwischen 60 und 200 Ohm-m vor. Im Verschnitt mit Geoelektrikprofil St. Georgen 10A wird dieser Widerstandsbereich als sandig/schluffiges Baden oder Sarmat interpretiert.

Geoelektrikprofil St. Georgen 10A wurde über die bei Profilmeter 225 gelegene Bohrung 77/394 verlegt, Die Bohrung zeigt (badenischen) Leithakalk, als Abfolge von Kalkstein, Kalkmergel, Tonmergel, bis in eine Tiefe von 60.2m. Damit ist der hochohmige Bereich (> 150 Ohm-m) dem Leithakalk zuzuordnen, die Mächtigkeit korrespondiert gut mit dem Bohrerergebnis von H77/394 (siehe Abb. 3.6). NW und SE dieses Abschnittes ist der Leithakalk deutlich geringmächtiger ausgebildet. Der unter diesem hochohmigen Abschnitt mit einem elektr. Widerstandsbereich von ca. 100 Ohm-m vorliegende Bereich ist mit hoher Wahrscheinlichkeit auch dem Baden, in einer sandig/schluffigen Ausbildung, zuzuordnen. Die Formation von 50-80 Ohm-m, die ab Profilmeter 450 steil gegen Süden einfällt, wird als kristallines Grundgebirge interpretiert. Ab dieser Stelle wird das sandig/schluffige Badenium (oder Sarmat) deutlich mächtiger.

Eine ähnliche Struktur liegt bei den beiden Profile St. Georgen 1D und 1B vor, die NW-SE verlaufend den Südabhang des Leithagebirges überdecken. Deutlich zeichnen sich die hochohmigen Bereiche des bankig ausgebildeten (siehe Abb. 3.6.b), mit bis zu einigen 10-er m mächtigen (badenischen) Leithakalk als hochohmiger Abschnitt (> 200 Ohm-m) ab. Im Liegenden tritt schluffig ausgebildetes Badenium bis zu einer Tiefe von max. 150 m auf. Das niederohmige Pannon setzt bei Profilmeter 560 (Profil 1B) mit zunehmender Mächtigkeit Richtung S an. Die elektr. Widerstände von 60 und 200 Ohm-m im Liegenden werden wiederum als sandig/schluffiger Abschnitt aus entweder Baden oder Sarmat angesprochen. Das in der geologischen Karte als Glimmerschiefer vorliegende Kristallin scheint staffelbruchartig gegen S in das Eisenstädter Becken einzufallen. Im nördlichen Abschnitt von Profil 1D dürfte das Kristallin tiefgründig verwittert sein. Der

niederohmige Bereich bei Profilmeter 240-340, im tiefsten Bereich des Profiles, korreliert lagemäßig sehr genau mit einem auf der geologischen Karte ausgewiesenen SW-NE verlaufenden tektonischen Störungsbereich.

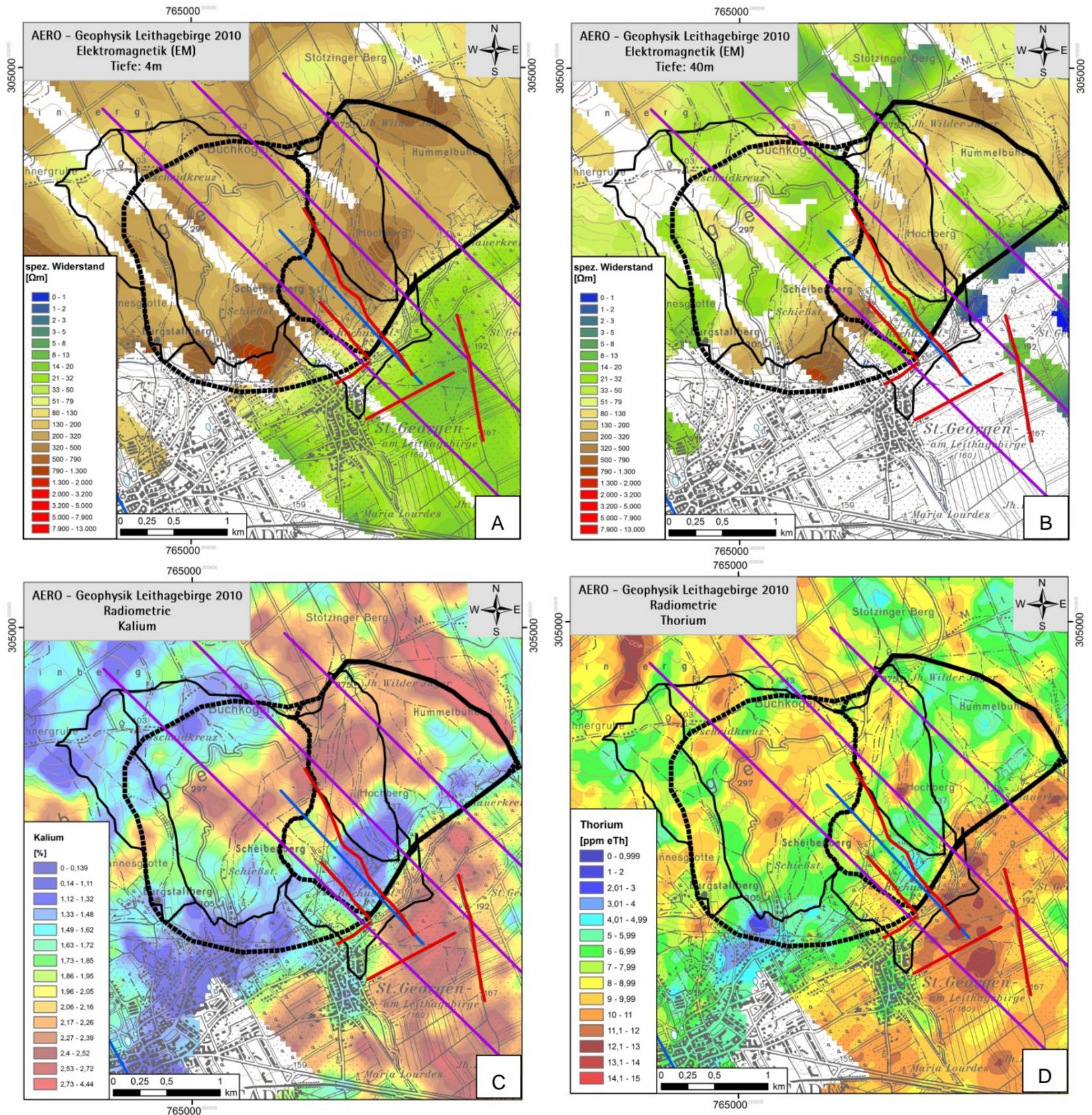
### 3.2.2 Ergebnisse Aerogeophysik

In diesem Teilgebiet werden die vorhandenen geoelektrischen Profile mit ausgewählten Ergebnissen aus der aerogeophysikalischen Vermessung „Leithagebirge“ 2010 verglichen und hinsichtlich der geologischen/hydrogeologischen Situation interpretiert.

In der folgenden Abbildungsreihe 3.16 wird in der Teilabbildung A der elektrische Widerstand im Untergrund in der Tiefe von 4 Meter und im Teil B in der Tiefe von 40 Metern als paralleler Schnitt zur Erdoberfläche dargestellt. Vergleichbar mit dem Inversionsergebnis aus der Geoelektrik wird in der Abb. 3.17 das Inversionsergebnis aus der AEM (aerogeophysikalische Elektromagnetik) entlang von drei ausgewählten Profilschnitten auch in Form von zweidimensionalen Tiefen-Widerstandsplots in Bezug zur Topographie dargestellt.

In den Teilabbildungen C und D sind die Gehalte der Elemente Kalium (% K) und Thorium (ppm eTh) aus der Gammastrahlenspektrometrie (Radiometrie) abgebildet. Die Eindringtiefe der Messungen beträgt wenige Dezimeter. Es wird dabei das gesamte, an der Oberfläche vorhandene, Material gemessen. Das heißt, dass das anstehende Gestein mitsamt den Verwitterungs- und Bodenbildungen sowie der Vegetationsbedeckung erfasst wird.

Für die hydrogeologische Interpretation werden die Ergebnisse aus der radiometrischen Kartierung zur flächigen Abgrenzung der geologischen Einheiten herangezogen und mit der dargestellten Geologie abgeglichen (Teilabbildung E). Für den Tiefenbezug hydrogeologisch relevanten Gesteinseinheiten fließen die Ergebnisse aus der AEM in Form von Profilschnitten in die Interpretation mit ein.



Folgend die Zeichenerklärung zur Abbildung 3.16:

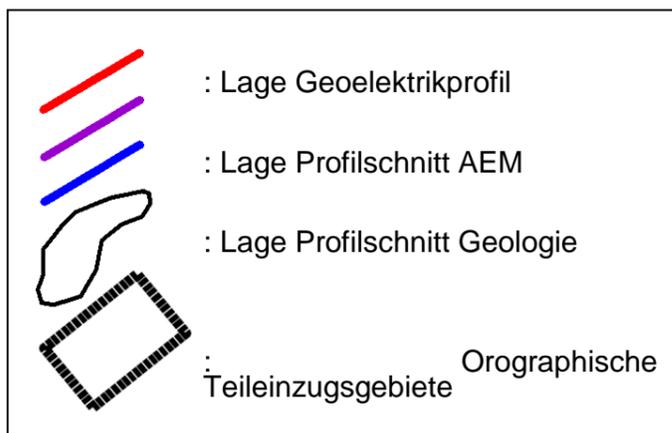
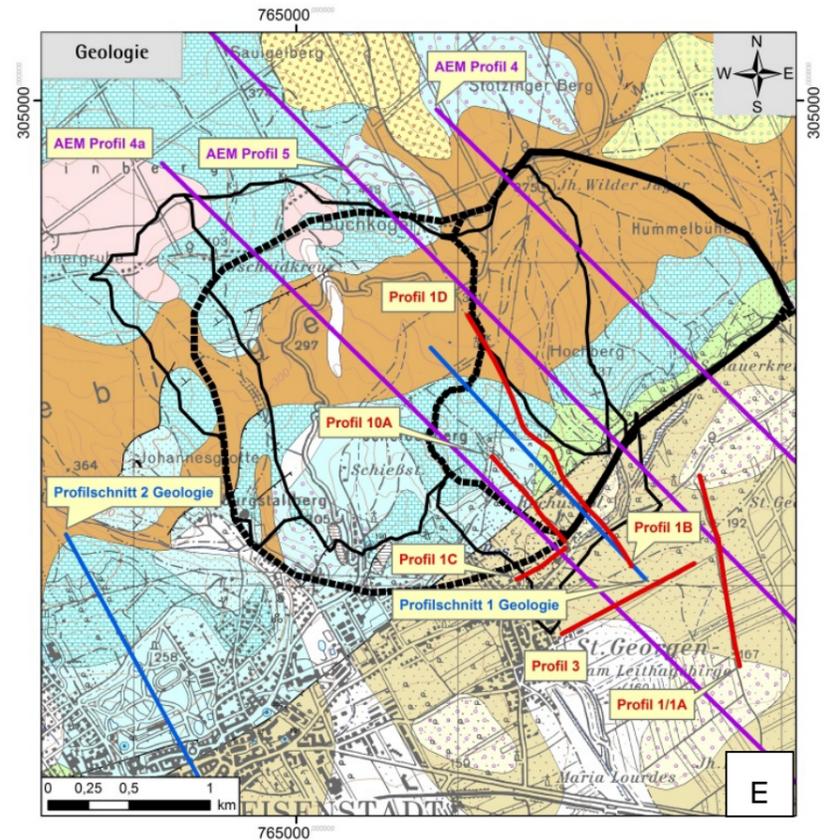


Abb. 3.16 A - E: Darstellung ausgewählter Ergebnisse aus der aerogeophysikalischen Vermessung „Leithagebirge“ 2010 im Gebiet St. Georgen am Leithagebirge



- A:** Verteilung des elektrischen Widerstandes  
In 4 Meter Tiefe
- B:** Verteilung des elektrischen Widerstandes  
In 40 Meter Tiefe
- C:** Karte der Kaliumgehalte (%)
- D:** Karte der eThoriumgehalte (ppm)
- E:** Ausschnitt Geologie GKÖ 1:50.000,  
77, Eisenstadt (BRIX F. & PASCHER G. 1994)

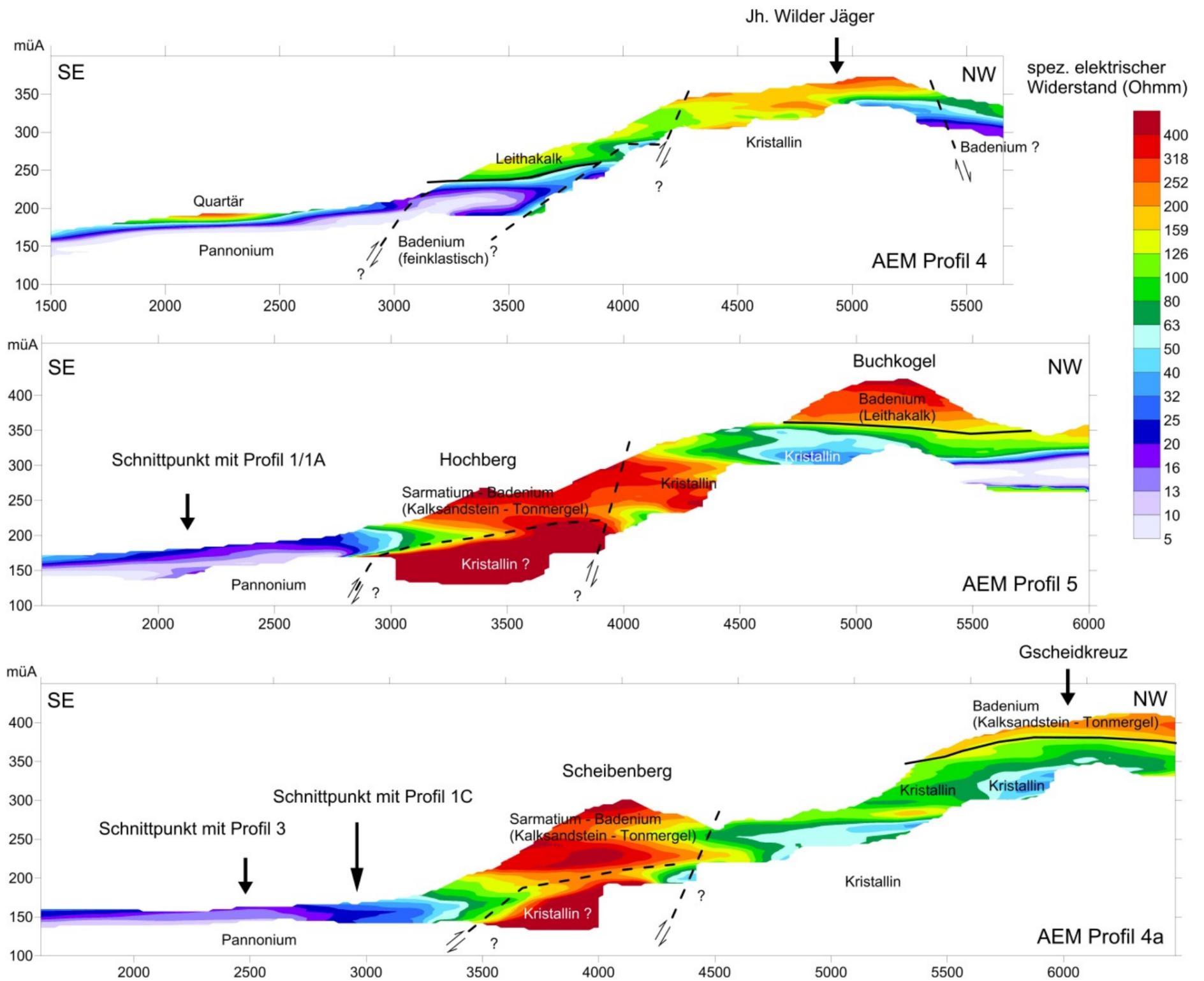


Abb. 3.17: Inversionsergebnisse AEM – Profilschnitte St.Georgen

### 3.3 Geologische/Hydrogeologische Interpretation

Aus den Untersuchungen zum Wasserhaushalt geht hervor, dass bereits ein Großteil der zur Verfügung stehenden Wasserressourcen genutzt wird (Brunnenfeld St. Georgen, ~10 l/s). Es werden nun Möglichkeiten aufgezeigt die Wasserentnahme und/oder den Standort zu optimieren. Es zeigt sich, dass ein Abrücken gegen Süden, innerhalb der Sedimente des Pannons, sehr geringe Ergiebigkeit erwarten lässt und auch bezüglich der Wasserqualität keine Alternative darstellt (oberflächennahe Wässer). Während im Bereich des Attilabrunnens das Pannon noch in sandiger-kalkiger Fazies in Form von Kiesen, Sanden und detritären Kalken (bis zu 8 m mächtig) ausgebildet ist (Schmid, 1968), liegt es südlich in feinklastischer Ausbildung (feinsandig, mergelig) vor.

Aufgrund der geologischen Interpretation in Verbindung mit der geoelektrischen Widerstandsverteilung ist hier (Südteil des Untersuchungsgebietes) anzunehmen, dass auch die unter dem Pannon liegende Einheiten (Sarmat?, Baden?) eine feinklastische sedimentäre Entwicklung darstellen und somit kein ertragreiche Aquifer zu erwarten ist. (geoelektrische Profilschnitte 1/1A, 3 und AEM Profilschnitte Abb. 3.17). Durch das Profil in Abb. 3.18 werden die geologischen Gegebenheiten veranschaulicht und mit Hilfe der Geoelektrik weiter in die Tiefe interpretiert. Die Lage des Profils ist der Abb. 3.2 zu entnehmen

Die Ergebnisse über die Verbreitung des gröberklastischen bzw. in Leithakalkfazies ausgebildeten Grundwasserleiters im Liegenden des feinklastischen Pannons grenzen die Erschließungsmöglichkeiten für das Grundwasserhoffnungsgebiet ein.

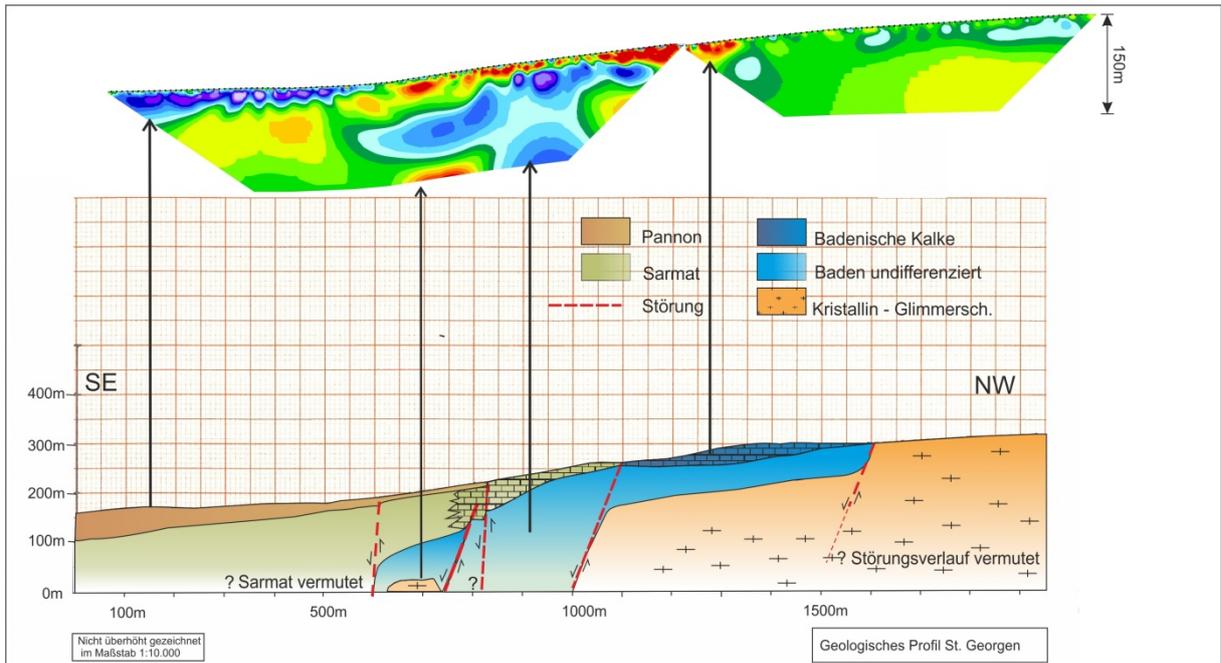


Abb. 3.18.a: Nicht überhöht angefertigtes geologisches Profil gezeichnet im Maßstab 1:10.000. Die Lage des Profils ist der Abb. 7.3.2 zu entnehmen. Das geologische Profil lässt sich mit den Profilschnitten der Geoelektrik (St. Georgen Profil 1 B und Profil 1 D), dargestellt im oberen Bildabschnitt, korrelieren.

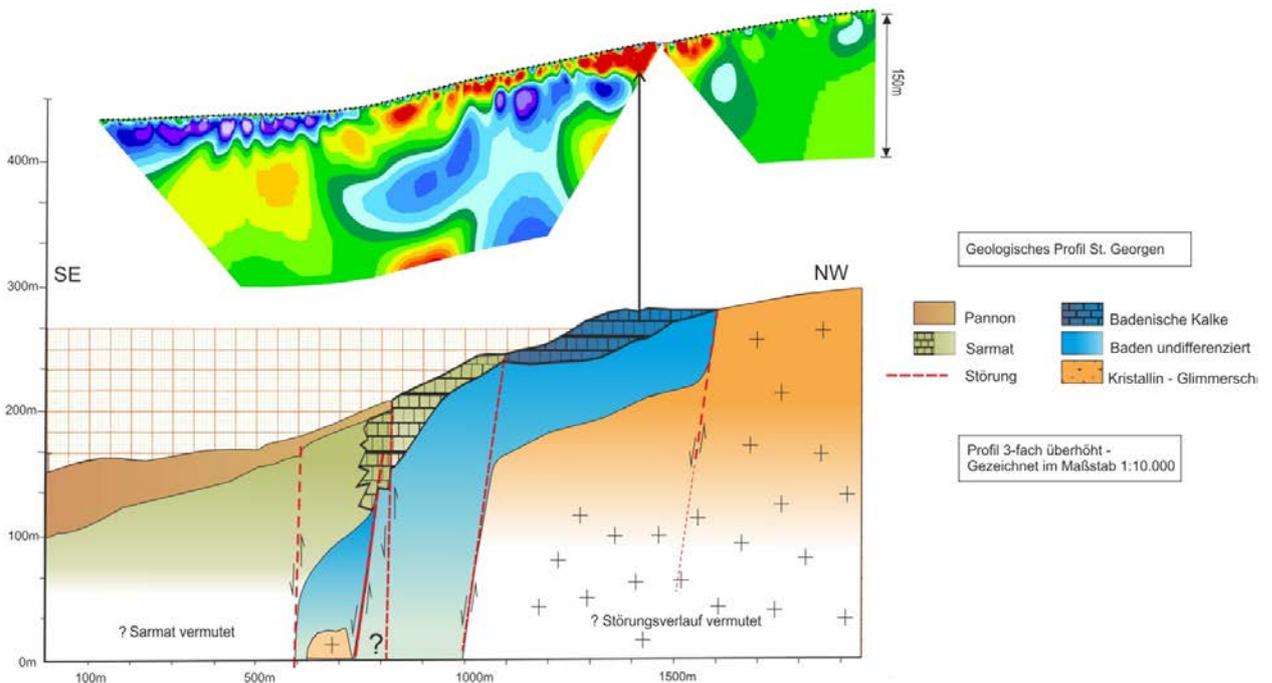


Abb. 3.18.b: 3-fach überhöht angefertigtes geologisches Profil gezeichnet im Maßstab 1:10.000.

### 3.4 Literatur

- Ahl, A., Bieber, G., Motschka, K., Römer, A., Slapansky, P., Supper, R. (2012): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Leithagebirge (Bgl.). - Unveröff. Bericht ÜLG-20/28/35/2010B & 2011 A, 150 S., 84 Abb., 13 Tab., Geologische Bundesanstalt; Wien.
- Brix, F. & Pascher, G. A. (Bearb.) (1994): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000: Blatt 77 Eisenstadt, Geologische Bundesanstalt; Wien.
- Bieber, G. & Römer, A. (2009): Geoelektrische Messungen zur Untersuchung der hydrogeologischen Situation in Oggau (Bgl.).- Unpubl. Bericht, 14 S., Geologische Bundesanstalt; Wien.
- Boldizsar, I., Kollmann, W., Surenian, R. (1991): Hydrogeologische Untersuchungen der Leithakalkformation im Neusiedlerseegebiet (Österreich/Ungarn). - Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, Teil 1, S. 351-368, Wien, September 1991
- Boroviczeny, F., Rank, D., Reitinger, J. (1992): Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geophysik und Geochemie 1980-1990: Forschungsprojekt im Rahmen des Abkommens über die wissenschaftlich-technische Zusammenarbeit zwischen Österreich und Ungarn. - Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, Forschungsbericht 16, 214 S., Wien, März 1992
- Boroviczeny et al. (1990): Wasserhaushalt Leithagebirge – Südostabdachung. - Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, Forschungsbericht 13, 214 S., Wien, Juli 1990
- Brix, F. & Pascher, G. (1994): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 77 Rust. - Geologische Bundesanstalt; Wien, 1994
- Fürst, J., Nachtnebel, H.P. (2007): Hydrologischer Atlas Österreichs. 3. Lieferung 2007.- Wien, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft.
- Haas, P., Haidinger, G., Mahler, H., Reitinger, J. (1987): Geohydrologie Wulkatal Raum Schützen am Gebirge. - Beitrag der Technischen Universität Wien zum Forschungsprojekt „Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee“ im Rahmen

- des Forschungsprogrammes „Hydrologie Österreichs“, Forschungsbericht 10, 32 S., Institut für Hydraulik, TU-Wien, 1987
- Hacker, P. (1980): Bericht über die Prospektion mineralisierter Wässer in Eisenstadt. – Unveröffentlichter Bericht für das Amt der Burgenländischen Landesregierung, Bestellung Oktober 1979
- Herrmann, P., Pascher, G. A. & Pistotnik, J. (1993): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 78 Rust, Geologische Bundesanstalt; Wien.
- Hydrographischer Dienst in Österreich (1994): Die Niederschläge, Schneesverhältnisse und Lufttemperaturen in Österreich, im Zeitraum 1981-1990. – Hydrographisches Zentralbüro im Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Wien, 1994
- Hydrographischer Dienst in Österreich (2001 – 2009): Hydrographisches Jahrbuch von Österreich – Abteilung VII 3 ;Wasserhaushalt im Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft
- Häusler et al. (2012): Unpubliziertes Manuskript zu den Erläuterungen der Geologischen Karte Blatt Nr. 77 Eisenstadt.- Geologische Bundesanstalt Wien, 2012
- Häusler et al. (2010): Erläuterungen zur Geologischen Karte Blatt Nr. 78 Rust.- Geologische Bundesanstalt Wien, 2010
- Höltling, B. (1996): Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. – Buch, 5. Auflage, 439 S., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1996
- Höltling, B., Coldewey, W. G. (2005): Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. - Buch, 6. Auflage, 326 S., Elsevier GmbH, München 2005
- Kapounek, J. (1938): Geologische Karte der Umgebung von Eisenstadt (Burgenland) 1 : 50.000. - Jb. Geol. B.-A., 88, 49–102, Taf. VI (= geologische Karte 1 : 50.000) Wien
- Kollmann et Al. (2010): Unterirdische Verbreitung Karstwasser führender Gesteine im Burgenland. Bericht für die Phase 4 (Nordburgenland 2) 2010. – Geologische Bundesanstalt Wien, 123 S., 2010

- Kroh et al. (2003): The lower Badenian (Middle Miocene) Hartl Formation (Eisenstadt - Sopron Basin, Austria). - In: PILLER, W. E. (Ed.): *Stratigraphia Austriaca*. - Österr.Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm. 16: 87-109. 5 Figs., 3 Pl., 2 App., Wien.
- Küpper, H. (1956): Gutachten zur Wasserversorgung Donnerskirchen. – unveröffentl. Gutachten aus dem Wasserarchiv der FA-Hydrogeologie, Geologische Bundesanstalt Wien
- Markart, G., Bieber, G., A. Römer, A. Ita, B. Jochum, K. Klebinder, B. Kohl, H. Pausch, B. Sotier, M. Strasser, K. Suntinger (2010): Abschätzung der Bandbreite von Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen Zwischenabflusses in alpinen Einzugsgebieten. - Endbericht zum 1. Projektjahr; Österr. Akademie der Wissenschaften; Kommission für Hydrologie, 85 S.
- Pascher, G., Herrmann, P., Mandl, G. W., Matura, A., Nowotny, A., Pahr, A. & Schnabel, W. (1999): Geologische Karte des Burgenlandes 1 : 200 000.- Geologische Bundesanstalt; Wien.
- Piller et al. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich (sedimentäre Schichtfolgen).– Kommission für die stratigraphische Erforschung Österreichs, Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, 1. Auflage , Dezember 2004
- Rank, D., Papesch, W., Rajner, V., Staudner, F. (1988): Zur Verweilzeit der Quell- und Grundwässer an der Westseite des Neusiedlersees. - Biologisches Forschungsinstitut Burgenland (BFB) Bericht 68, S. 167-171, Illmitz, 1988
- Sauer, R., Seifert, P. & Wessely, G. (1992): Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 85, 5–239, Wien.
- Scheibz, J.(2010) :Geologisch-geophysikalische Untersuchung postmiozäner Strukturen zwischen Leithagebirge & Ruster Höhenzug (Burgenland). –Univ. Wien, naturwiss.Diss.,173 S., Wien, 2010
- Schmid, H. (1968): Das Jungtertiär an der SE-Seite ds Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Breitenbrunn (Brugenland). - Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, Heft 41, 74 S., Burgenländisches Landesmuseum 1968

- Schmidt et al. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen . – Eclogea geol. Helv., 97, S. 93-117, 2004
- Schubert, G., Hörfarter, C., Römer, A., Bieber, G., Ahl, A., Motschka, K., 2013: Endbericht BA20 Phase 5/2012, unveröffentl. Projektbericht, 163 S, 91 Abb., 315 Tab., GAB, Wien.
- Schönlaub et al. (2000): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt Wien, 2000
- Tollmann, A. (1955): Das Neogen am Nordwestrand der Eisenstädter Bucht. - Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, Heft 41, 74 S., Burgenländisches Landesmuseum und das Institut für die wissenschaftliche und wirtschaftliche Erforschung des Neusiedler Sees ,Eisenstadt,1955
- Tollmann, A. (1953): Das Neogen am Südwestrand des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Hornstein. - Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der Philosophischen Fakultät der Universität Wien, 226 S., Wien, Oktober 1953
- Turc, L. (1961): Évaluation des besoins en eau irrigation, l'évapotranspiration potentielle. - Ann. Agron.Paris, 12, 13-49.
- Vetters, H. (1926): Bericht über die geologischen Untersuchungen betreffend die Wasserversorgung der Freistadt Eisenstadt. - Unveröff. Gutachten, 23 S., (Geologische Bundesanstalt), Wien

## 4 Weyer (OÖ.)

### 4.1 Einleitung und Aufgabenstellung

Zur Verifizierung der aerogeophysikalischen Ergebnisse im Befliegungsgebiet Weyer wurden 4 geoelektrische Profile im September 2012 in der Umgebung von Hollenstein an der Ybbs gelegt. Die Details zu den geoelektrischen Profilen sind in der nachfolgenden Tabelle 4.1 angegeben. Die Lage der Profile auf der topographischen Karte zeigt Abb. 4.1., auf der geologischen Karte (Ausschnitt aus Geologischen Karte von NÖ (Südteil), 1:200.000 ) Abb. 4.2.

<b>Geoelektrikprofil</b>	<b>Datum</b>	<b>Elektrodenabstand</b> <b>[m]</b>	<b>Profillänge</b> <b>[m]</b>	<b>Messrichtung</b>
<b>Profil 1</b>	24.09.2012	7,5	570	O-W
<b>Profil 2</b>	25.09.2012	7,5	570	NO-SW
<b>Profil 3</b>	25.09.2012	7,5	570	WSW-ONO
<b>Profil 4</b>	26.09.2012	7,5	570	SO-NW

Tab. 4.1: Spezifikation der Geoelektrikprofile

### 4.2 Messergebnisse

Die invertierten Sektionen der Geoelektrik-Profile sind in den Abbildungen 4.3 – 4.6 dargestellt.

Eine Kurzinterpretation aller Ergebnisse wird im nächsten Kapitel ausgeführt.

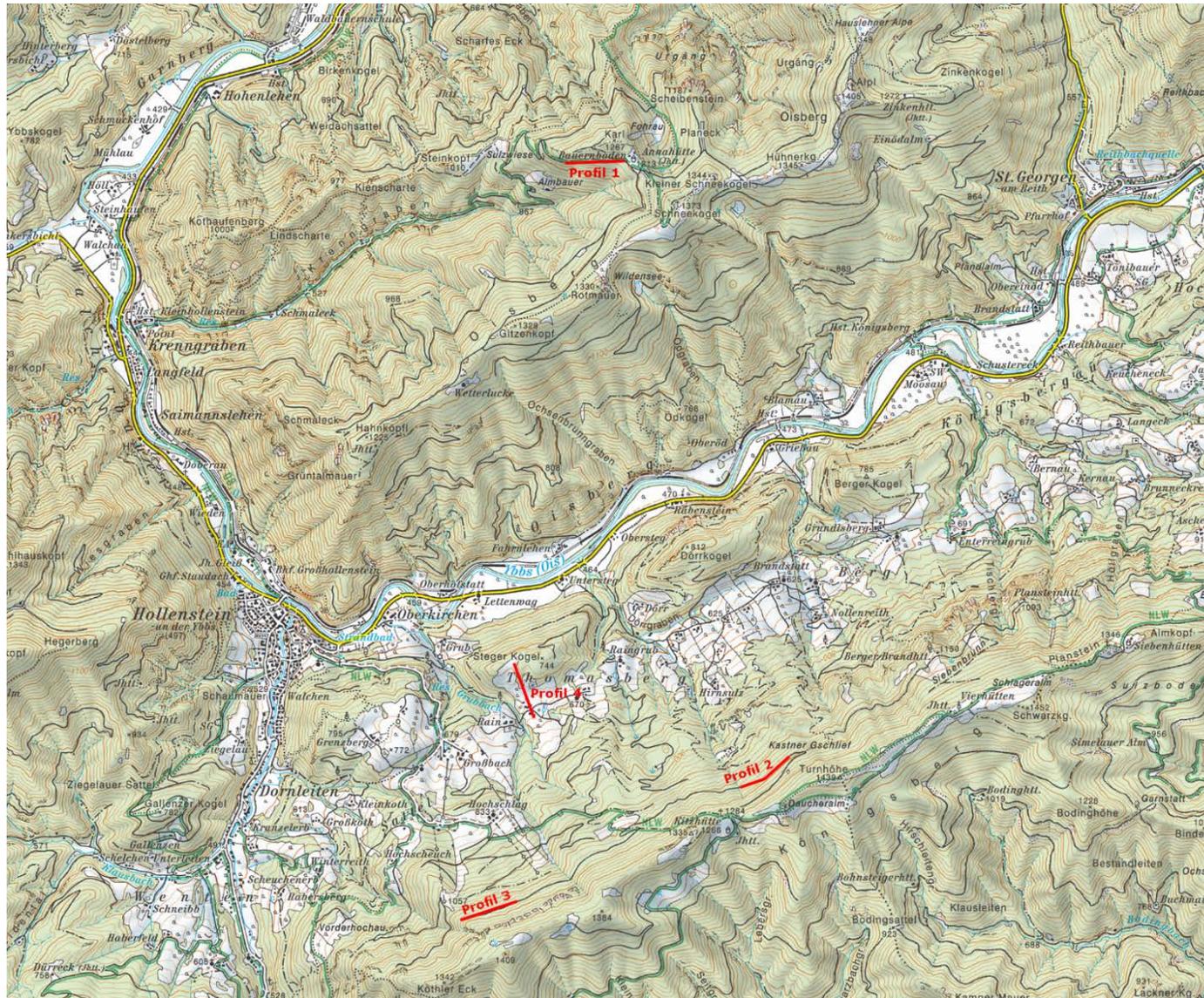
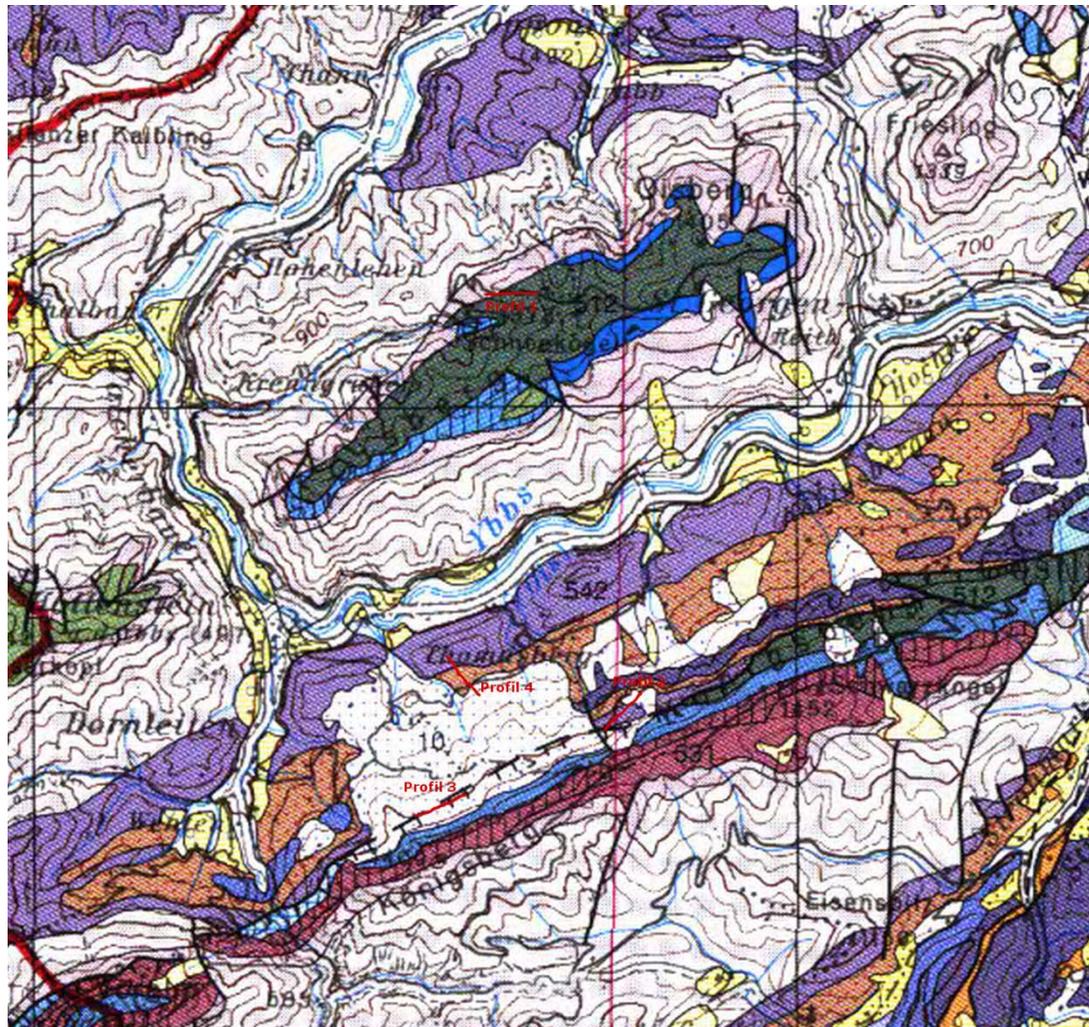


Abb. 4.1: Lage der geoelektrischen Profile 1, 2, 3 und 4 (AMap)



- Plattenkalk; Norium-Rhätium
- Kreide i.A.
- Ruhpolding-Formation; Oberer-Jura
- Opponitz-Formation; Oberes Karnium
- Lunz-Formation; Unteres Karnium
- Rutschhang  
Massenbewegung,  
Sackungsmasse
- Gutensteiner Kalk + Dolomit;
- Jura-Beckenfazies i. A.
- Kössen-Formation (Mergel- bis  
Kalkstein, dunkel); Schattwald-  
Formation (Tonmergel, rot)

Abb. 4.2: Ungefähre Lage der geoelektrischen Profile 1, 2, 3 und 4 auf der Geologischen Karte von NÖ (Südteil), 1:200.000 (hier nicht maßstabsgetreu)

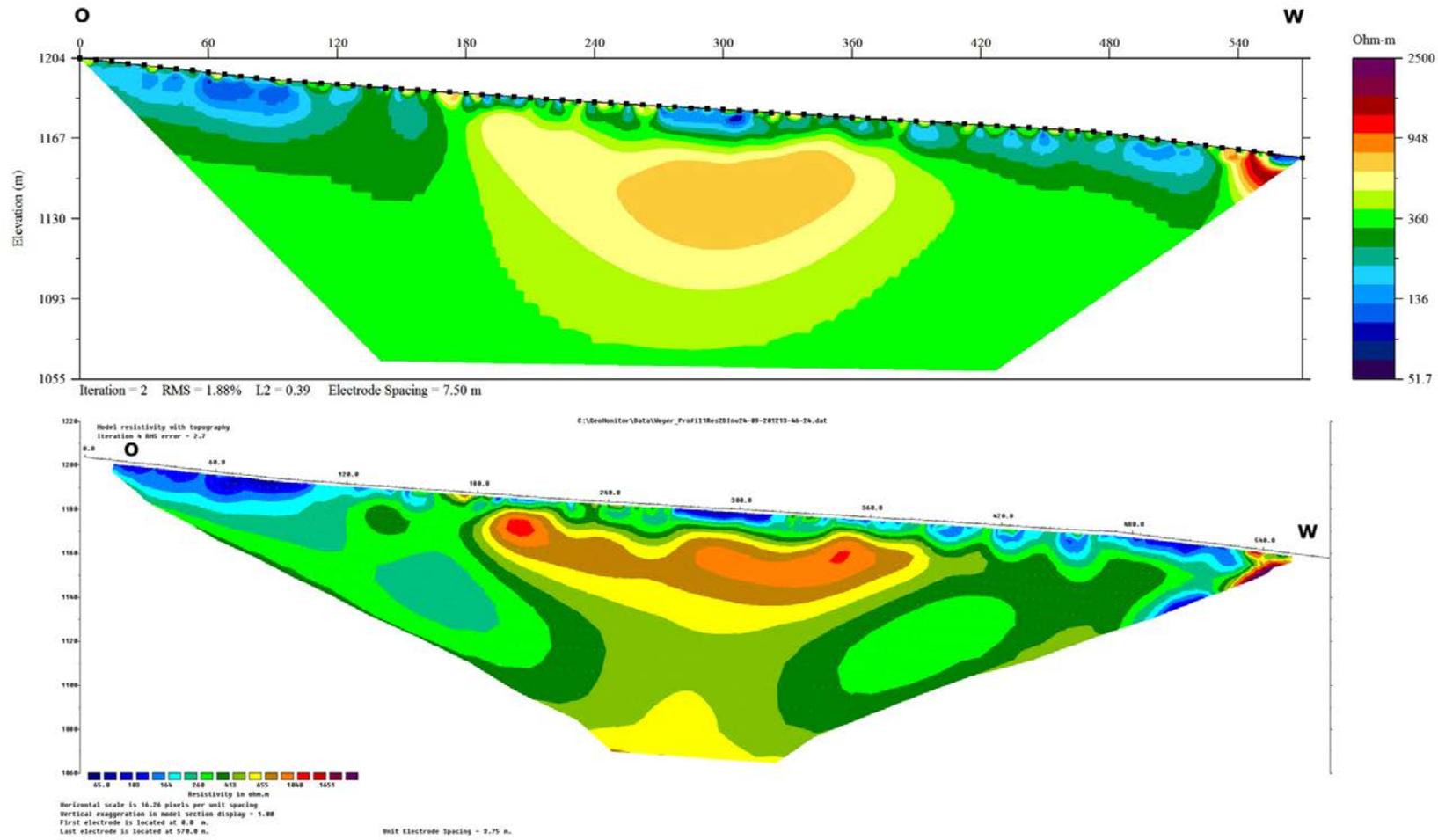


Abb. 4.3: Ergebnis der Geoelektrikmessung Weyer Profil 1 (Krenngraben, Bauernboden).

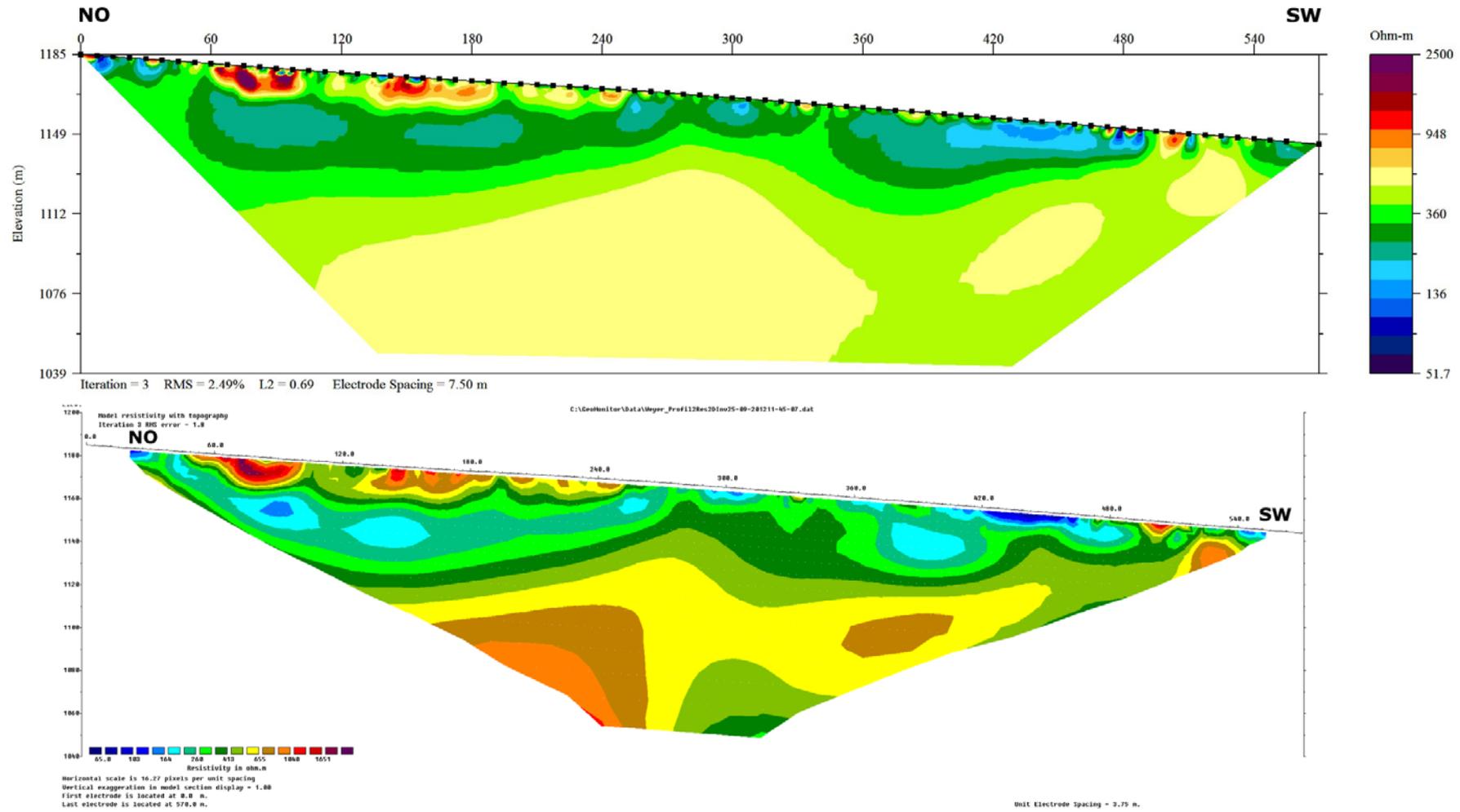


Abb. 4.4: Ergebnis der Geoelektrikmessung Weyer Profil 2 (Königsberg).

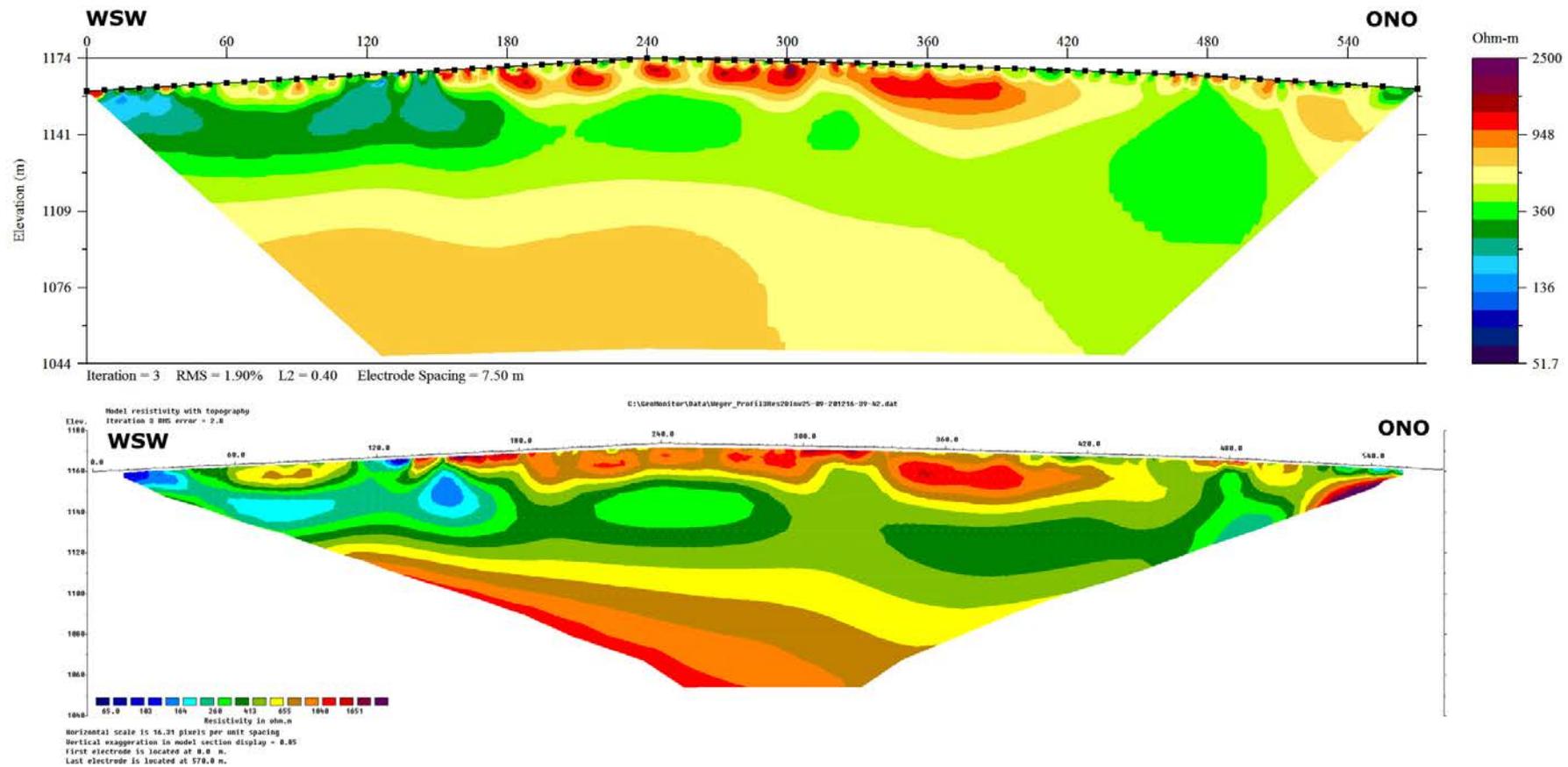


Abb. 4.5: Ergebnis der Geoelektrikmessung Weyer Profil 3 (Königsberg).

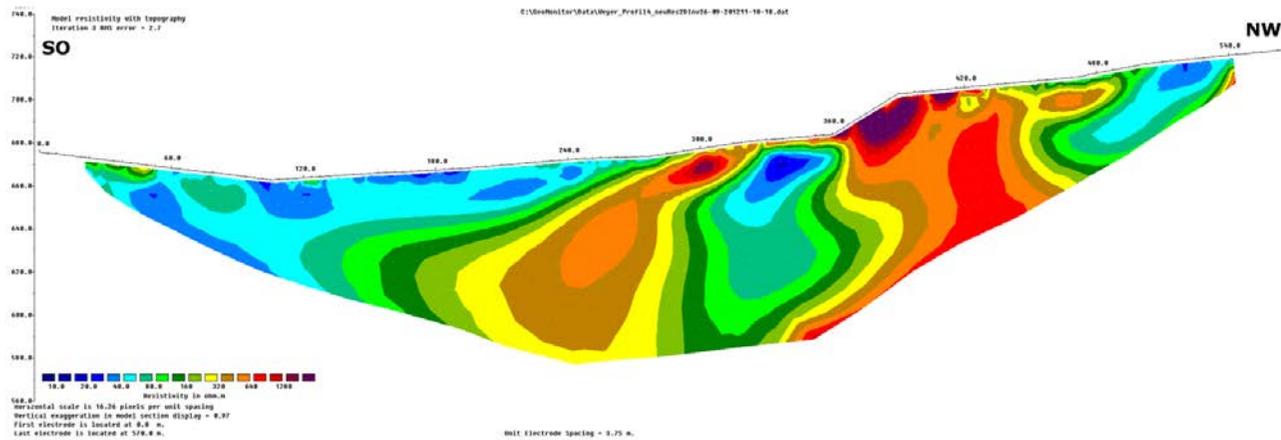
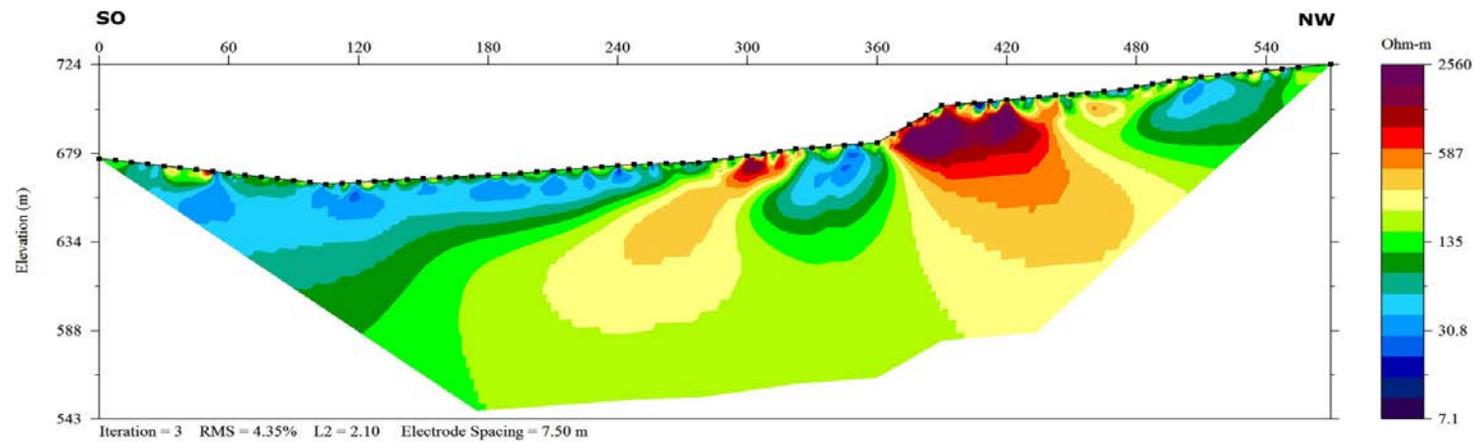


Abb. 4.6: Ergebnis der Geoelektrikmessung Weyer Profil 4 (Thomasberg).

### 4.3 Geophysikalische Interpretation

Die im Folgenden für die Interpretation der Geoelektrikinversion verwendeten geologischen Begriffe sind der geologischen Karte von Niederösterreich (Maßstab 1:200.000) und deren Kurzerläuterungen entnommen (vgl. Abb. 2).

Die Abb. 4.7 bis 4.15 zeigen Situationsfotos der geoelektrischen Vermessung.

#### 4.3.1 Profil 1

Das Profil 1 liegt auf Höhe des Bauernbodens, oberhalb des Krenngrabens bei Kleinhollenstein an der Ybbs. Der Profilanfang befindet sich ca. 100 m westlich der Annahütte und das Profil verläuft von dort 570 m entlang der Forststraße in westliche Richtung. Zwischen Elektrode 71 und 72 (Profilmeter 525 – 532,5) konnte eine Störungszone (Spaltbildung im Kalk) beobachtet werden. In unmittelbarer Nähe der Störungszone konnte an der Oberfläche auch ein Übergang von weicherem Gestein (Mergel; Kreide) zu festem blockigem Kalkstein (Plattenkalk; Trias) beobachtet werden. Dieser Übergang ist in der Inversion der Geoelektrikdaten deutlich als hochohmige Anomalie am Profilende zu erkennen. Ansonsten zeigt sich an der Oberfläche eher niederohmiges (130 – 300 Ohmm) Material (tonig-mergelig, Kreide-Paläogen) mit einer Mächtigkeit von 5 – 25 m. Darunter befindet sich ein höherohmiges (330 – 520 Ohmm) Grundgestein (Ruhpolding-Formation; Ober-Jura) in das im zentralen Bereich des Profils eine hochohmige (650 – 1000 Ohmm), linsenförmige Struktur (kalkige Ablagerungen?) eingebettet ist, siehe Abb. 4.3.



Abb. 4.7: Situationsfoto bei Profil 1  
(Krenngraben, Bauernboden)



Abb. 4.8: Aufschluss in der  
Nähe von Profil 1

#### 4.3.2 Profil 2

Das Profil 2 befindet sich am Königsberg bei Hollenstein an der Ybbs und verläuft dort entlang der Auffahrt zur Kitzhütte 570 m in Richtung NO-SW.

Zwischen Profilmeter 45 und 255 zeigt die Inversion eine etwa 10 m mächtige, hochohmige Auflage (> 500 Ohmm, quartärer Hangschutt, vermutlich Kalk). Diese überlagert eine 20 – 45 m mächtige, niederohmigere Schicht (200 – 300 Ohmm), die etwa zwischen Profilmeter 255 und 480 an der Oberfläche austritt (Opponitz-Formation, Mergelstein; Trias). Die unterste Schicht ist wieder etwas höherohmiger (520 - 820 Ohmm). Hierbei handelt es sich vermutlich um jenen Kalk, der bei Profilmeter 525 an der Oberfläche austritt (Lunz-Formation?; Unteres Karnium), siehe Abb. 4.4.



Abb. 4.9: Situationsfoto bei Profil 2 (Königsberg)

### 4.3.3 Profil 3

Das Profil 3 befindet sich ebenfalls am Königsberg bei Hollenstein an der Ybbs, etwa 2,5 km süd-westlich von Profil 2 und verläuft dort entlang einer Weide/Forststraße 570 m in Richtung WSW-ONO.

Auch hier zeigt die Inversion der Geoelektrikmessung an der Oberfläche eine 10-15 m mächtige, hochohmige (650-1300 Ohmm) Schicht (quartärer Rutschhang, Massenbewegung), die sich, im Gegensatz zu Profil 2, fast über das gesamte Profil erstreckt. Nur am Profilanfang (auf den ersten 120 m) scheint die hochohmige, oberflächennahe Schicht unterbrochen zu sein. Die zweite Schicht ist niederohmiger und hat eine Mächtigkeit von etwa 40 m (Opponitz-Formation, Mergelstein). Im ersten Profilabschnitt (etwa bis Profilmeter 180) ergeben sich für diese Schicht Widerstände von 200-330 Ohmm, während diese ansonsten etwas höhere Widerstände von 330-520 Ohmm aufweist. Das Grundgestein (Lunz-Formation, Sandstein, Steinkohle) ist auch hier wieder hochohmig (655-1300 Ohmm) und beginnt etwa in einer Tiefe von 60 m, siehe Abb. 4.5.



Abb. 4.10: Blick vom Tal auf Profil 3 (Königsberg)



Abb. 4.11: Situationsfoto bei Profil 3 (Königsberg)



Abb. 4.12: Aufschluss neben Profil 3

#### 4.3.4 Profil 4

Das Profil 4 befindet sich in Thomasberg bei Hollenstein an der Ybbs und verläuft 570 m in Richtung SO-NW. Der Profilanfang befindet sich auf einer Weide ca. 50 m südlich des Bauernhofs (Thomasberg 1).

Die Inversion der Messergebnisse zeigt im ersten Profilabschnitt (ca. die ersten 260 m) eine niederohmige Auflage (Talfüllung?, vermutlich Tone) mit spez. elektrischen Widerständen von 40-80 Ohmm. Diese niederohmige Schicht erreicht vermutlich eine relativ hohe Mächtigkeit, wobei in diesem Bereich von Seiten der Geoelektrik nur etwa bis in eine Tiefe von 50 m eine Aussage getroffen werden kann. Im zentralen Bereich des Profils (Profilmeter 330-360), etwa auf Höhe des Messgerätes, befindet sich ebenfalls ein niederohmiger Bereich (40-80 Ohmm), der möglicherweise bis zu 60 m tief reicht. Ein weiterer niederohmiger Bereich mit ähnlichen Widerstandswerten befindet sich am Profilende. Das restliche Inversionsbild wird von zwei großen hochohmigen Anomalien dominiert, die spezifische elektrische Widerstände von 320 – 1800 Ohmm aufweisen. Bei der oberen Anomalie (Profilmeter 360-480) handelt es sich um Kalkstein (Opponitz-Formation?), der in einem nahen Steinbruch (vgl. Abb. 4.14) deutlich zu sehen ist. Bei der unteren Anomalie (ca. Profilmeter 220-320) könnte es sich um Sandstein oder Steinkohle der Lunz-Formation handeln, siehe Abb. 4.6.



Abb. 4.13: Situationsfoto bei Profil 4 (Thomasberg)



Abb. 4.14: Blick auf Profil 4 (Thomasberg)



Abb. 4.15: Aufschluss, ca 30 m neben Profil 4

## 5 Laakirchen (OÖ.)

### 5.1 Einleitung

Im Rahmen der Kooperation GBA/Bundesforschungsanstalt für Wald (BFW), Institut für Naturgefahren in Innsbruck wurde eine gemeinsame geoelektrische Messkampagne durchgeführt. Ziel war es, die vom BFW neu angeschaffte Geoelektrikapparatur (**4point light 10W**, Firma Lippmann) zu testen und die Kollegen des BFW seitens der FA Geophysik bei ihren ersten Messeinsätzen zu unterstützen. Die Testmessungen wurden in Laakirchen (OÖ) durchgeführt. Die FA Geophysik betreibt hier seit einiger Zeit ein geoelektrisches Monitoring an einer kleinen Hangrutschung. Es sollten mehrere geoelektrische Profile im gesamten Hangbereich mit beiden Messgeräten vermessen werden. Kollege Dr. Bernhard Kohl war als Vertreter des BFW für die Messungen verantwortlich. Die Auswertung der Daten wurde an der FA Geophysik durchgeführt. Die Ergebnisse sind in diesem Kapitel dargestellt. Als Ergebnis für das Hangmonitoringprojekt konnte eine geoelektrische Charakterisierung des gesamten Hangbereiches erzielt werden.

Die Lage der Profile zeigen Abb. 5.1. und Abb. 5.2.

Die Details zu den geoelektrischen Profilen sind in der nachfolgenden Tabelle angegeben.

<b>Geoelektrikprofil</b>	<b>Elektrodenabstand [m]</b>	<b>Profillänge [m]</b>	<b>Messrichtung</b>
<b>Profil1</b>	1	60	NNO-SSW
<b>Profil2</b>	1	92	NNO-SSW
<b>Profil3</b>	1	60	NNO-SSW
<b>Profil4</b>	1	76	ONO-WSW
<b>Profil5</b>	1	60	NO-SW
<b>Profil6</b>	1	60	NO-SW
<b>Profil7</b>	1	60	NO-SW
<b>Profil8</b>	1	60	NO-SW
<b>Profil9</b>	1	60	NO-SW
<b>Profil10</b>	1	60	NO-SW

Tab. 5.1 Spezifikation der Geoelektrikprofile

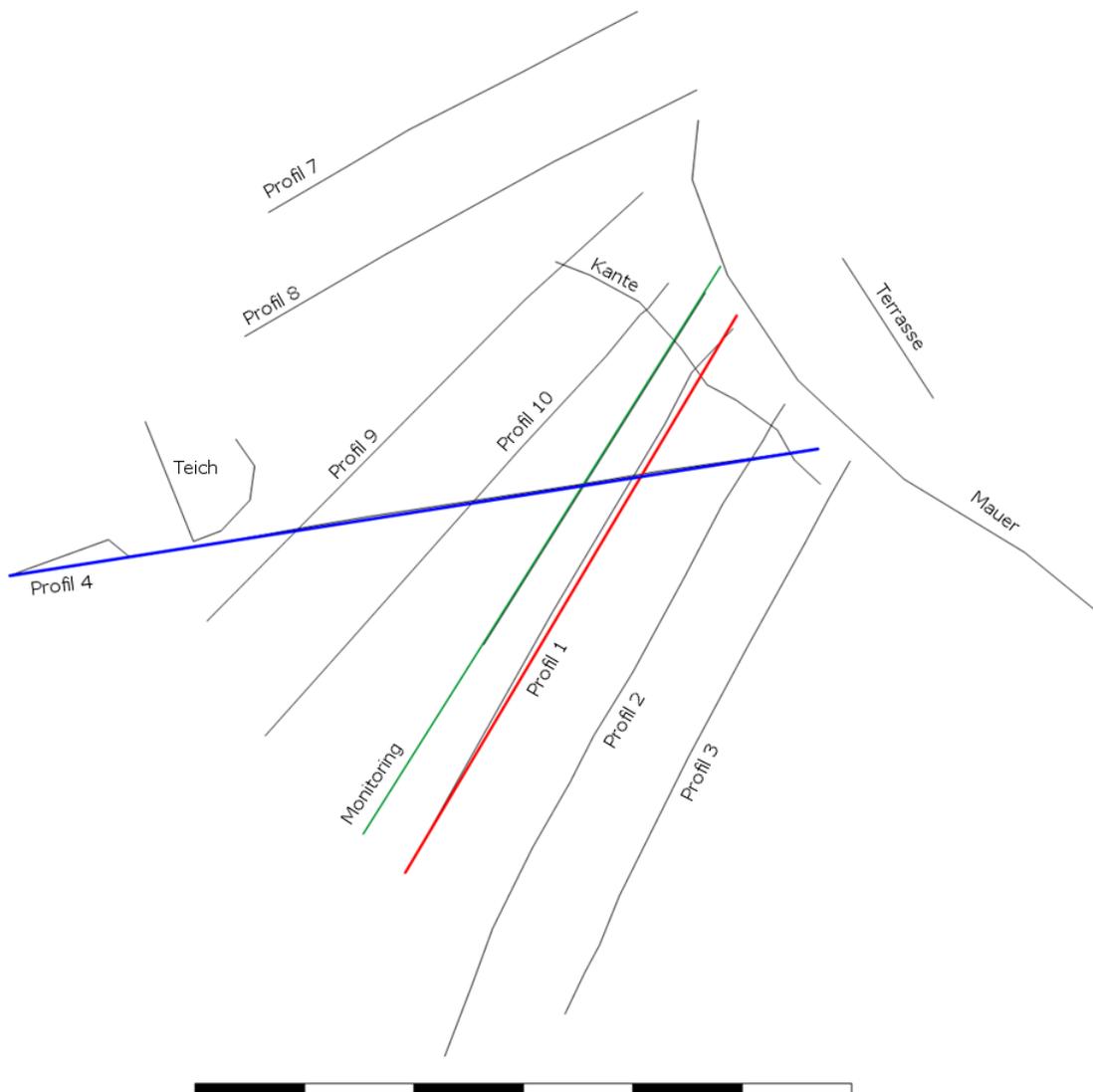


Abb. 5.1: Lage der geoelektrischen Profile GE1, GE2, GE3, GE4 (AMap)

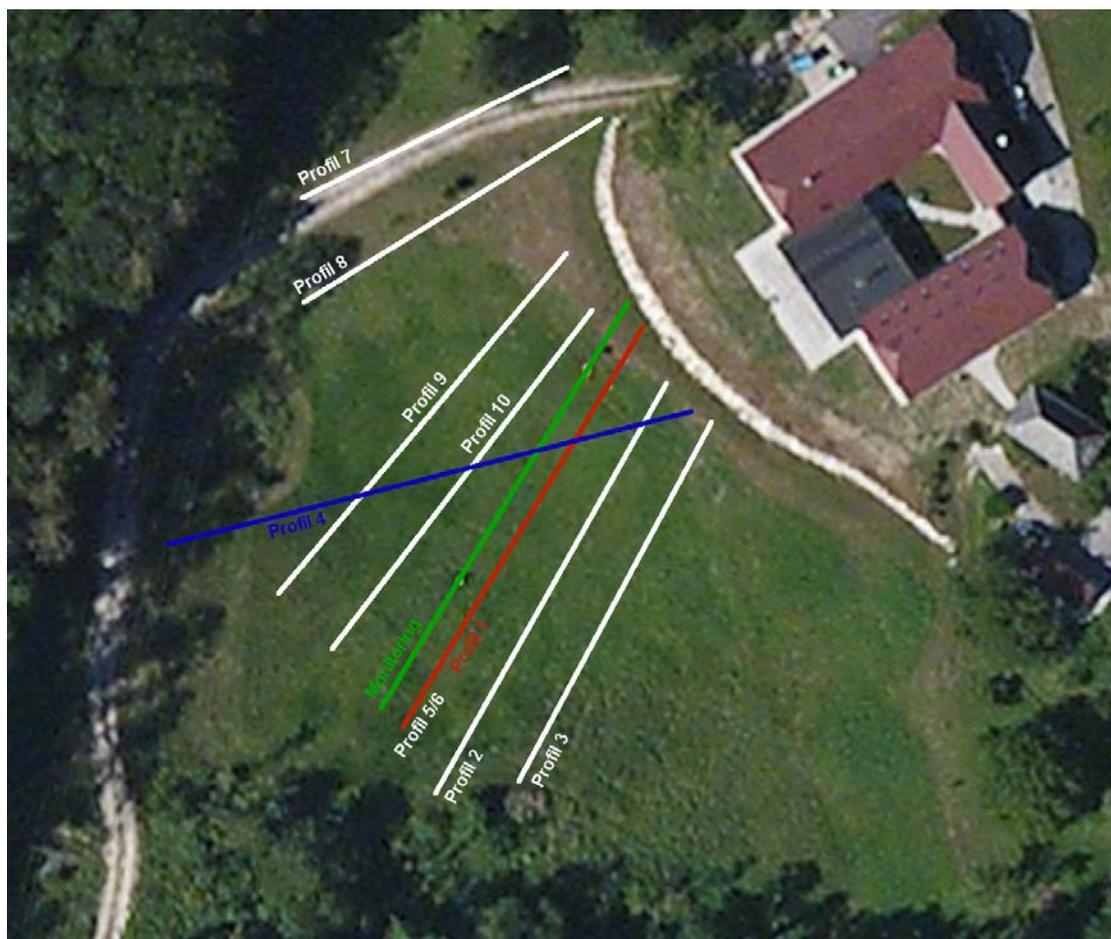


Abb. 5.2: Ungefähre Lage der geoelektrischen Profile 1-10 (Bing)

## 5.2 Ergebnisse Geoelektrik

In den Abb. 5.3 bis 5.12 sind die Inversionsergebnisse der Geoelektrikprofile Laakirchen dargestellt. Die Abb. 5.13 und 5.14 zeigen Situationsfotos an den Profilen.

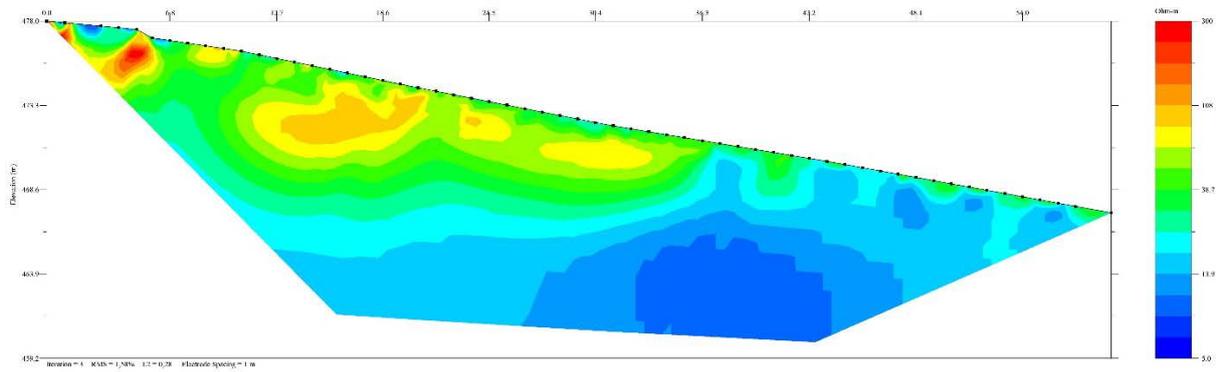


Abb. 5.3: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 1

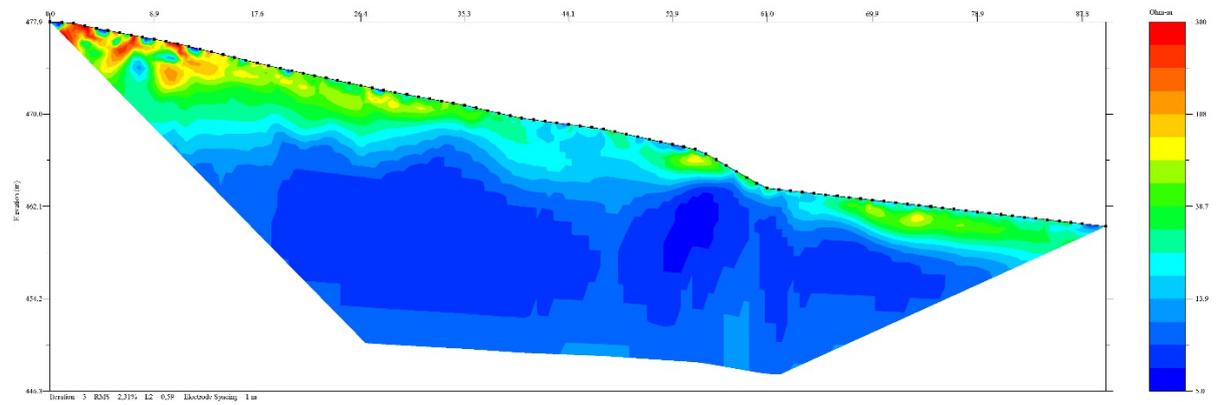


Abb. 5.4: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 2

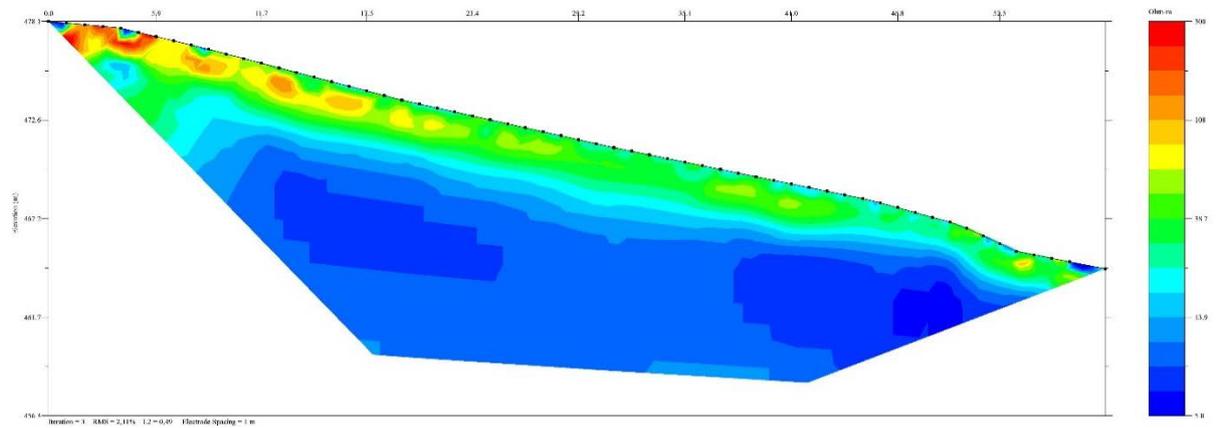


Abb. 5.5: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 3

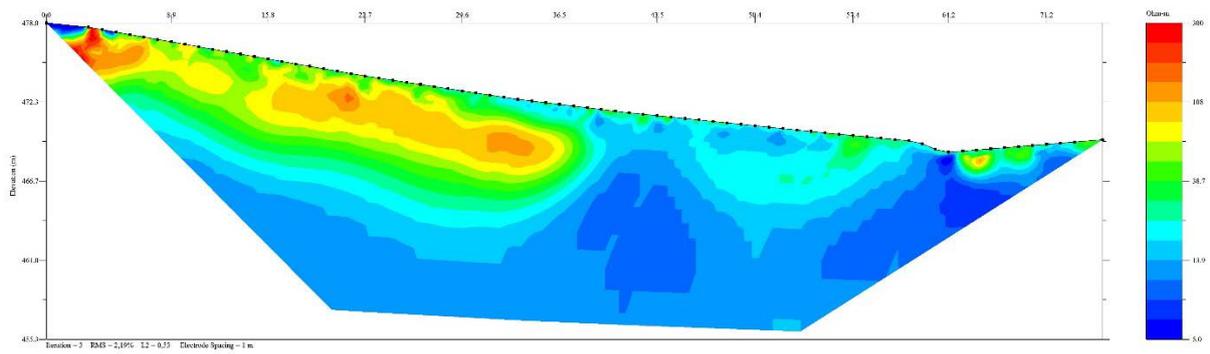


Abb. 5.6: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 4

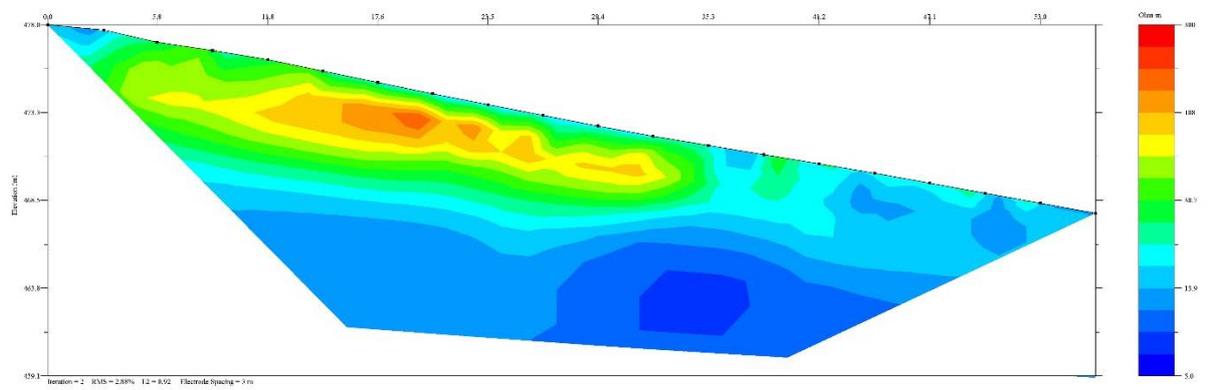


Abb. 5.7: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 5

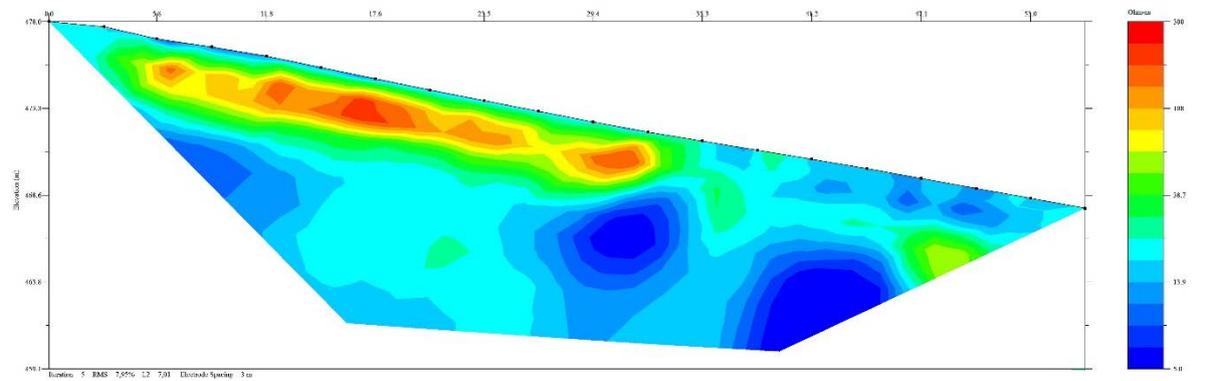


Abb. 5.8: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 6

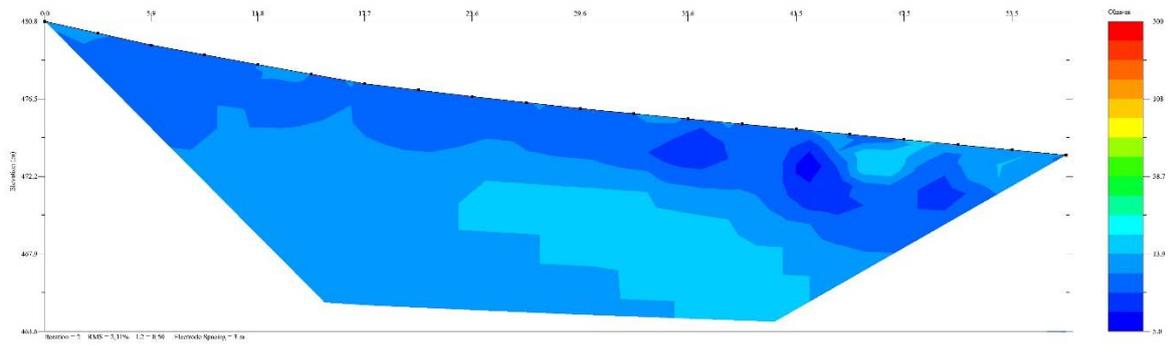


Abb. 5.9: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 7

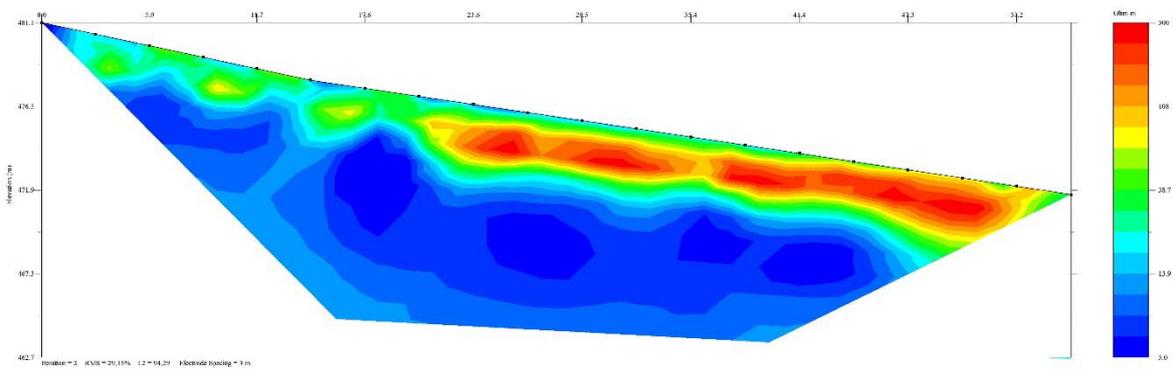


Abb. 5.10: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 8

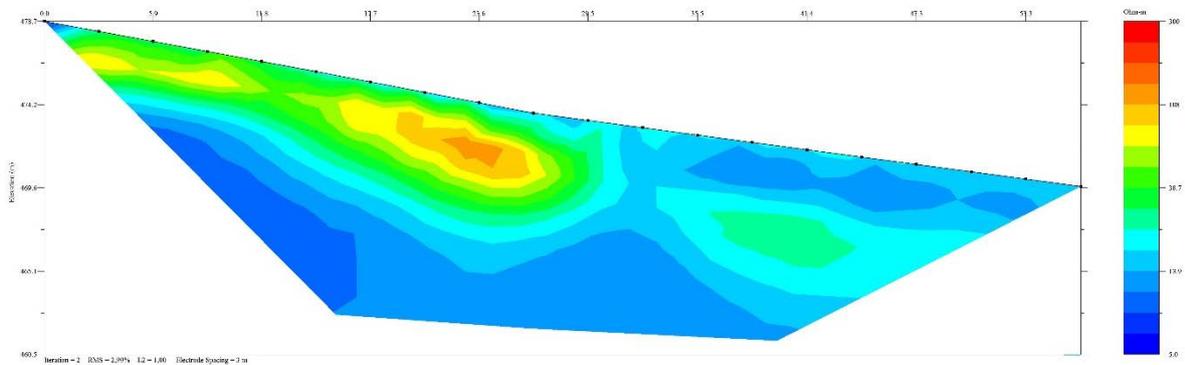


Abb. 5.11: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 9

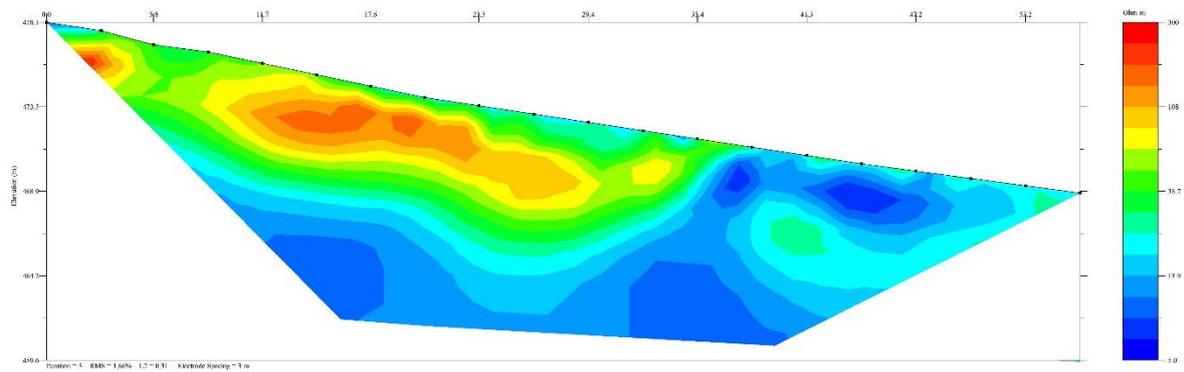


Abb. 5.12: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 10



Abb. 5.13: Situationsfoto der Geoelektrikmessung in Laakirchen



Abb. 5.14: Situationsfoto der Geoelektrikmessung in Laakirchen

### 5.3 Ergebnis

Als Ergebnis der Messkampagne konnte sehr gute Resultate erzielt werden. Die Qualität der Messungen beider Messgeräte war unter diesen geologischen Bedingungen sehr gut und die Vergleichbarkeit der Daten und Ergebnisse kann als sehr zufriedenstellend zusammengefasst werden.

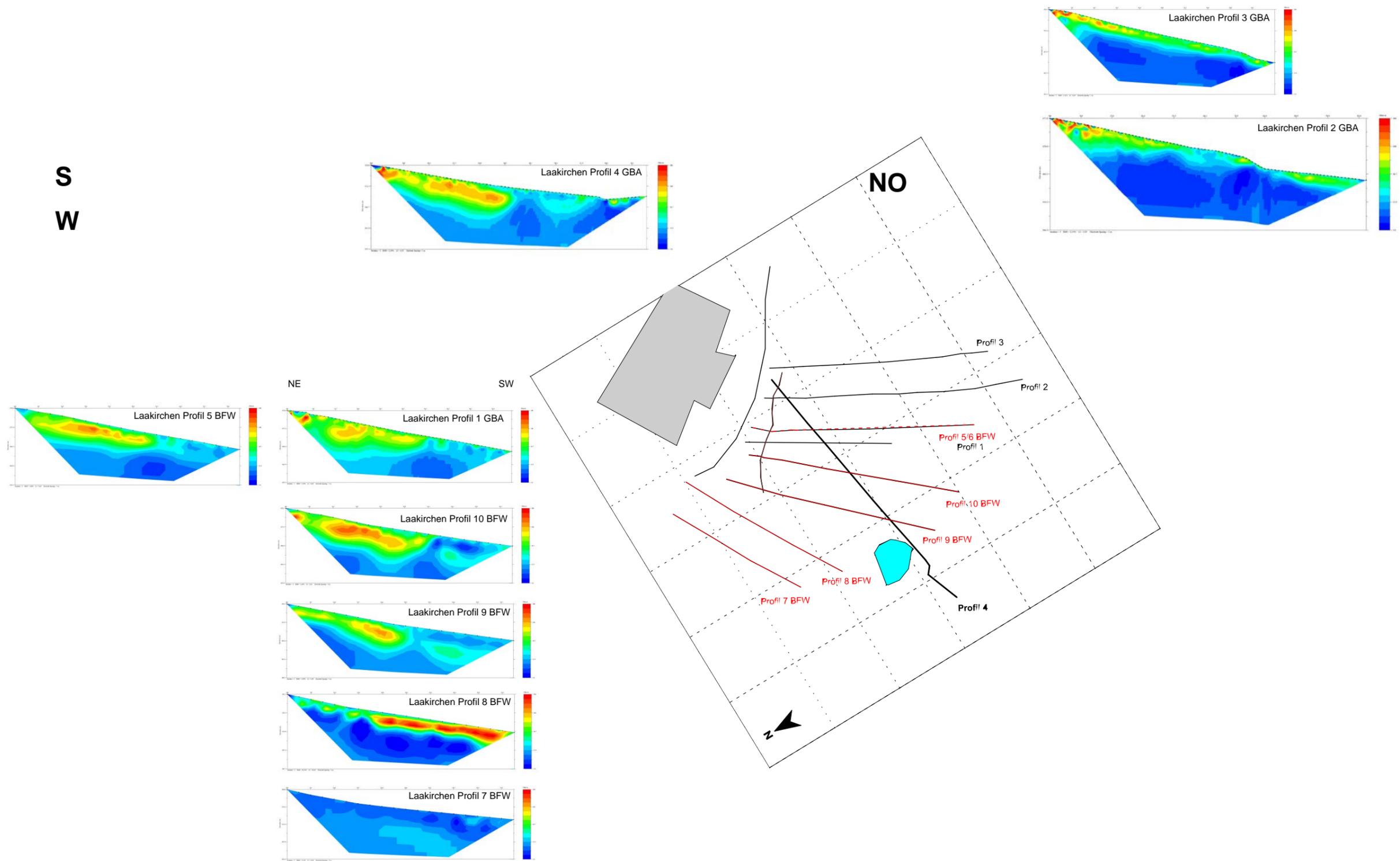


Abb. 7.3: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil GE 1

## 6 Gschlifgraben (OÖ)

### 6.1 Einleitung

Das folgende Kapitel beschreibt die Tätigkeiten im Rahmen des geoelektrischen Monitorings im Untersuchungsgebiet Gschlifgraben. Die Ergebnisse wurden im Rahmen einer internationalen Publikation veröffentlicht. Das beim Online-Journal „Natural Hazards“ eingereichte Manuskript wird hier (in Englisch) präsentiert. Deswegen wurde hier auf eine kapitelbezogene Nummerierung der Abbildungen verzichtet.

### 6.2 Airborne Geophysical Mapping as an Innovative Methodology for Landslide Investigation: Evaluation of Results from the Gschlifgraben Landslide, Austria

**Supper R.<sup>1</sup>, Baroň I.<sup>1</sup>, Ottowitz D.<sup>1</sup>, Motschka K.<sup>1</sup>, Gruber S.<sup>1</sup>, Winkler E.<sup>1</sup>, Jochum B.<sup>1</sup>, Römer A.<sup>1</sup>**

[1]{Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien, Austria}

Correspondence to: Supper R. (robert.supper@geologie.ac.at)

#### Abstract

In September 2009, a complex airborne geophysical survey was performed in the large landslide affected area of the Gschlifgraben valley, Upper Austria, in order to evaluate the usability of this method for landslide detection and mapping. An evaluation of the results, including different remote sensing and ground based methods, proved that airborne geophysics, especially the airborne electromagnetic method, has a high potential for landslide investigation. This is due to its sensitivity to fluid and clay content and porosity, which are parameters showing characteristic values in landslide prone structures. Resistivity distributions in different depth levels as well as depth-slices along selected profiles are presented and compared with ground geoelectrical profiles for the test area of Gschlifgraben.

Further interesting results can be derived from the radiometric survey, whereas the naturally occurring radioisotopes  $^{40}\text{K}$  and  $^{232}\text{Th}$ , as well as the man-made nuclide  $^{137}\text{Cs}$  have been considered. While the content of potassium and thorium in the shallow subsurface layer is expressively related to the lithological composition, the distribution of caesium is mainly determined by mass wasting processes.

## Introduction

Within the last decades, airborne geophysical surveys have been intensively applied for exploration of raw materials and groundwater exploration (e.g. IAEA 2003, Thomson 2007, Gondwe 2012). The big advantage of the application of airborne geophysics compared to other remote sensing or ground methods is, that multi-sensor, area wide information on subsurface parameters, down to several tens of meters of depth can be collected within a comparably short time. Due to significant technological improvements in the area of hard- and software within the last 5 – 10 years, airborne geophysics has recently developed into a promising approach for landslide investigation and rapid mapping (e.g. Sasaki & Nakazato 2004, Nakazato and Konishi 2005, Nakazato et al. 2006, Supper et al. 2008, Pfaffhuber et al. 2010, Tofani et al. 2013). However, due to the rough topography usually encountered in landslide susceptible areas, performing a high quality, multi-parameter airborne survey within the limits of usual research budgets still poses a big challenge to geophysicists.

Within the SafeLand project, which was funded by the Seventh Framework Programme for research and technological development (FP7) of the European Commission, several test studies were conducted to compare and evaluate the capabilities of different airborne and ground based mapping and monitoring methods.

The Gschliefgraben area (Figure 1), which comprises the most prominent recent landslide of Austria, was selected as one of the test sites to advance interpretation capabilities of airborne geophysics in general and to evaluate the usability of this approach for fast detection and mapping of landslides.

The complementary remote sensing part of the investigations, conducted at this test site, consisted of a detailed morphostructural and morpho-dynamical analysis of the mass movement (landslide inventory), based on several high resolution airborne laser scans.

### 1. Airborne geophysical techniques

The airborne geophysical system, operated by the Geological Survey of Austria (Motschka 2001), incorporates several different airborne geophysical techniques, i.e.:

- a frequency-domain electromagnetic system,
- a Cs-magnetometer,
- a gamma ray spectrometer and
- a passive microwave soil moisture sensor.

All parameters, coming from the different sensors, are recorded simultaneously during an airborne geophysical campaign. The actual position of each of the sensors is determined by several precise differential GPS sensors with base station correction and a laser and a radar altimeter. Furthermore, the flight-path is recorded by a digital camera and some additional

parameters (e.g. air temperature, sensor temperature, dew point) are recorded for applying necessary data corrections. Table 1 gives an overview of the different components of the airborne system.

## 2.1 Airborne electromagnetics

The airborne electromagnetic method (AEM) determines the distribution of the specific electrical resistivity within the subsurface and ultimately provides resistivity depth sections of the subsurface by applying delicate data inversion algorithms. The specific electrical resistivity is a physical property of the subsurface. Under the assumption of a non-conductive rock matrix, this parameter is mainly related to porosity, fluid and clay content and thus low values may act as an indicator for weakness zones and destabilized and partly saturated landslide bodies.

### The measurement principle

In general, two different airborne electromagnetic techniques exist: the frequency domain (FDEM) and the time domain (TDEM) technique. The Austrian Airborne System incorporates the frequency domain electromagnetic method.

The main part of a frequency domain electromagnetic system consists of a probe (also called "bird") of several meters of length, which is towed on a cable 30 m below a helicopter (Figure 2). Inside the probe, there are several transmitting coils as well as receiving coils in different geometric arrangements (co-axial, co-planar loops). The transmitting coils generate an electromagnetic alternating field with certain frequencies (e.g. of 340 Hz, 3200 Hz, 7190 Hz and 28850 Hz in case of the Austrian system). This primary field induces eddy currents inside conductive subsurface layers. In turn the corresponding (secondary) magnetic field generated by these currents induces a current in the receiver coils. Based on the amplitude and the phase shift of the secondary field relatively to the primary field, conclusions can be drawn on the electrical resistivity of the subsurface (Avdeev, 1998; Seiberl et al., 1998; Sengpiel and Siemon, 1998; Winkler et al, 2003; EM1DFM, 2000).

### Investigation depth

The investigation depth of the FDEM method, in general between 30 and 100 m, depends on the applied frequencies, geometric arrangements and the resistivity structure of the subsurface. Lower frequencies (e.g. 340 Hz) have a larger penetration than high frequencies. By applying different frequencies at the same time, a sounding of the subsurface can be performed. However, the maximum penetration also depends on the resistivity structure. In case of a low resistive overburden, e.g. as it is in case of clay layers (5 – 10 Ohmm), the investigation depth is limited to around 35 m.

## 2.2 Airborne gamma ray spectroscopy

Airborne gamma-ray spectroscopy determines the natural and artificial radioactivity, which depends on the content of radioactive minerals within the first decimetres of the subsurface. Potassium, uranium and thorium are the only naturally occurring elements with radioactive isotopes of sufficient gamma-ray energy and intensity to be measured at airborne survey heights (Minty et al. 1997). The detected natural radiation is essentially caused by the decay of three unstable isotopes, which occur as fixed proportions of the total potassium, uranium and thorium content of surface rocks/soils:  $^{232}\text{Th}$  (energy peak: 2.62 MeV),  $^{238}\text{U}$  (energy peak: 1.76 MeV) and  $^{40}\text{K}$  (energy peak: 1.46 MeV).

With 2.33 weight % potassium is one of the major elements of the Earth's upper crust. Potassium occurs mainly in alkali-feldspars and micas in felsic rocks as well as in clays as their weathering products (e.g. Illite). It has only a low content in mafic rocks (basalt) and a very low content in ultramafic rocks (dunite, peridotite). The maximum values were found at around 5 % in granites and mudstones.

Thorium and uranium have a lithophile character and are therefore present as trace elements in most silicate rich rocks and in accessory minerals. The high charge and radius of the  $\text{Th}^{+4}$  and  $\text{U}^{+4}$  ions excludes them in the substitution of major ions in the crystallization of early rock forming minerals (IAEA 2003). In the magmatic cycle both elements are enriched in course of the differentiation and are mainly integrated into minerals of the late crystallisation phase. The average abundance of thorium in the Earth's crust is about 12 ppm, whereas the abundance of uranium is only about 3 ppm. Thorium and uranium show a high adsorption power to clay minerals, oxides and hydroxides. Therefore, high contents of thorium can be found e.g. in bauxite and bentonite (Siehl A. 1996). In sedimentary rocks, quartz rich sandstones and limestones contain low concentrations of uranium, whereas due to the adsorption of uranium in clay minerals, clayey sediments exhibit rather high values (Siehl A. 1996).

The only man-made nuclide, which is present in significant amounts in most soils on the northern hemisphere, is  $^{137}\text{Cs}$ . During the last decades it has been accumulated on the ground due to atmospheric fall-out from nuclear weapon tests and nuclear-power-plant accidents like those from Chernobyl and Fukushima. Due to its long half-life of 30.17 years, it is still relatively abundant in European soils.

### The measurement principle

The gamma-ray spectrometer consists of several sodium-iodide crystals, which convert gamma radiation into flashes of light. These are detected by a photo-cathode and converted into an output voltage, which is proportional to the energy of the incident gamma-ray. With conventional measuring systems the energy spectrum between 0.2 to 6.0 MeV is resolved in 256 channels. Since the air layer between helicopter and ground absorbs gamma radiation (depending on the physical condition of the air), the exact flight altitude, air pressure, air temperature as well as air moisture have to be taken into consideration when correcting

survey data. The recorded data has to be corrected for background radiation, Compton scattering and variation of sensor altitude (for details of gamma-ray processing see Minty et al. 1997) and vegetation thickness (Ahl and Bieber 2010).

### **Investigation depth**

When gamma rays pass through matter, they lose part of their energy by scattering and absorption. Since a gamma ray photon loses about half of its energy with each scattering event, most gamma rays detected at airborne survey heights originate from the first 30 cm of the subsurface.

### **2.3 Passive microwave measurements**

The superficial soil moisture can be determined by passive microwave surveys, since the emission of thermal microwave radiation is strongly dependent on the soil moisture content (different dielectric constant). The content of soil water is of great importance for many hydrological, agro-meteorological, ecological, as well as biological processes since the water content close to the surface controls the energy exchange between soil and atmosphere. The link between soil moisture, evaporation and transpiration is of utmost importance for predicting reciprocal influence of ground surface on climate and weather. Conventionally, such survey systems are mainly used for determining water movements near ground surface and estimating the spread of precipitation over large areas.

#### **The measurement principle**

For estimating soil moisture (in water content percentage) within the first centimetres of the subsurface, a passive microwave antenna is used, which is attached to the bottom of a helicopter. The antenna measures the microwave radiation from the ground, reflected in the L-Band (1400 to 1427 MHz). The intensity of this radiation correlates with the water content in the soil and is influenced by the surface temperature, surface roughness as well as vegetation.

The “penetration” depth of this method is 5-10 cm.

## **2. The study area**

The Gschlifgraben site (Figure 1) comprises one of the most prominent and extensively studied slope failures of recent time in Central Europe (Supper et al. 2010). Gschlifgraben is a 2.85 km long and 0.85 km wide valley along the front of the Northern Calcareous Alps (

Figure 3) at the foot of Mt. Traunstein (1691 m a.s.l.), south of the town of Gmunden. The valley is divided into small sub-parallel catchments; its topography is strongly controlled by complicated tectonics and a very complex lithology, as well as by mass wasting that has been active here since the end of the last glacial period.

The Gschlifgraben includes a large complex of geologically controlled landslides, earth flows, topples, rockfalls and deep-seated gravitational deformations. In late November 2007, an earth flow of about 3.8 million m<sup>3</sup> of colluvial mass was reactivated in the central and western parts of the valley. The displacement velocity was up to 4.7 m/day in the beginning. Consequently, in frame of the first emergency measures, 55 buildings had to be evacuated (Marschallinger et al. 2009).

### **The geological setting of the investigation area**

The surveyed area comprises four main geological units (Egger 1996; Egger & van Husen 2007; Rupp et al. 2011; Prey 1983) with a different lithology (

Figure 3) i.e. (from South to North): (i) Northern Calcareous Alps and the “Marginal Nappe” (NCA), (ii) Ultrahelvetikum (UHV), (iii) the Rhenodanubian Flysch Zone (RFZ) and Quaternary deposits (QD).

The NCA unit (Triassic-Cretaceous age) is mainly composed of densely fractured, diversely stratified, steeply dipping and frequently faulted competent brittle carbonate rock. “Hauptdolomit” and Wetterstein Limestone are the most abundant rock types. The substrate is highly permeable and the joints often have a character of opened cracks.

The central part of the Gschlifgraben valley is built up by the Buntmergelserie (index 50 in Figure 3, BMS) as part of the Ultrahelvetikum (UHV) nappe (Cretaceous-Paleogene age), which emerges here in form of a tectonic window between the RFZ and the NCA (Rupp et al. 2011). It mainly comprises tectonically strongly deformed, variegated marl, claystone, nummulitic limestone, sandstone, arkose etc. This unit is the most incompetent one within the study area. The material contains a relatively high fraction of swelling clay minerals. Moreover the soft rocks are intensively tectonically fragmented. Within the BMS impermeable zones prevail. Another part of the UHV nappe, the Gresten Formation (index 52 in

Figure 3), composed of sandstones and situated stratigraphically below the BMS, crops out at several locations around the Laudach Lake.

The RFZ (Cretaceous age), part of the Penninicum nappe and the Flysch Main Nappe, is mainly composed of claystone, cemented marl and sandstone of different thickness. In the investigated area (from bottom to the top) the Reiselberg formation (clay and marl stone, index 60 in

Figure 3), the Seisenburg formation (mainly claystones with occasional sandstone beds, index 59 in

Figure 3), the Kalkgraben/Zementmergel formation (marl lime, calcareous sandstone, index 58 in

Figure 3) and the Altlengbach formation (sandstone, index 57 in

Figure 3) occur. The youngest rocks comprise the QD.

During the last glacial period, part of the investigated area was significantly re-shaped by two glaciers (van Husen 1987). One originated below the Traunstein summit, leading through the Gschlifgraben, at which base it merged with the main Traunsee glacier. The other one initiated at the Hohe Scharte, passed northwards over the area of the Laudach lake and proceeded into the Laudach valley (van Husen 1987). A ridge, composed of quaternary slope-scrée breccia (index 22 in

Figure 3), was left between the two former glaciers.

In the surroundings of the Laudach Lake, the bedrock units are mostly covered by glacial moraine deposits (index 35 in

Figure 3) and mass movement deposits (index 13 in

Figure 3).

The main recent mass wasting processes are represented by slides and flows in the central part of the Gschlifgraben valley, which is built up mostly of the BMS (see Figure 4). On the other hand, falls, topples, and spreads are the most characteristic types of mass movement in the eastern and southern marginal areas of the valley along NCA, where hard rock dominates (dolomite, limestone, cemented Pleistocene breccia). At some places, great portions of the NCA and the below situated RFZ and UHV units are most likely subject to Deep-Seated Gravitational Deformations in a rather initial evolution stage.

### **3. Results of the airborne mapping campaign at the Gschlifgraben test site**

In the aftermaths of the Gschlifgraben event of 2007, a multi-parameter airborne geophysical survey was conducted as part of a complex investigation strategy to explore the detailed structure of the landslide. The helicopter borne geophysical campaign was performed in September 2009. Due to the rough topography, the survey area was separated into two parts, one part covering the area of the recent activity and the other one the probable catchment area in the east, with different line orientations (Figure 5), to ensure a sensor altitude of less than 90 m. Due to the steep inclination of the survey area, lines could only be flown in uphill direction. Thus, twice as much flight time had to be used than for usual survey flights.

After applying the usual processing steps, the data (or the derived model outputs in case of electromagnetics) were analyzed and compared to the landslide inventory map and the geological map. The interpretation was supported by geological maps, compiled by Egger (Ed.) (1996), Egger and van Husen (Eds.) (2007) and Moser et al. (2009), structural palaeostress analysis and by a high resolution ground geoelectrical survey (13 profiles).

#### **a. Results of electromagnetic mapping: subsurface resistivity**

The electromagnetic data were inverted to determine the subsurface resistivity distribution by applying a one dimensional multi-layer inversion code (EM1DFM 2000). Grids of the

subsurface resistivity at several depths parallel to the surface, as well as depth slices along selected profiles, were derived.

Figure 6 and Figure 7 show the resistivity distribution in the depth range 0-2 m and 20-22m below surface. These maps are selected as examples to discuss some general pattern of the resistivity map in correlation with the general geology (Figure 3) and the landslide inventory (Figure 4).

### Results in the Gschlifgraben area

In general, the marls of the Buntmergelserie (BMS) exhibit the lowest values of resistivity. The border of the 2-30 Ohmm (blue coloured) resistivity-range well delineates the lateral, as well as depth borders of this unit. A comparison with the landslide inventory map proves that almost all recent landslides and earth flows can be contributed to the BMS. The low resistivity values further confirm that this unit is the most incompetent one within the survey. Some of the resistivity-depth slices suggest that this unit dips towards north under the RFZ (Figure 8, profiles 1, 4, 5, 6, 7) and towards south beneath the NCA (Figure 8, profiles 3, 4, 5). The locations of the resistivity-depth slices are shown in Figure 9. The structures derived from the resistivity depth slices also verify that the BMS emerges as a highly tectonised, anti-synclinal fold, with a strongly west-east dipping axis. This fact further supports the development of instabilities. As the lateral spread of the low resistivity area shows, the BMS extends from the Traunsee up to the Laudachsee area, where it is covered by a layer of glacial sediments (high resistivity; Figure 8, profiles 7, profile distance 3200 to 4500). In the area of Siebenbründl (Figure 8, profile 7, profile distance between 2300 and 3000 m), a thick layer (up to 40 m) of high resistive (>300 Ohmm) slope breccia, situated in the gap between the two former glaciers, was found. The electromagnetic depth slice, as well as a geoelectric multielectrode section (Figure 10, profile G1, profile distance 330 to 820 m) verify the thickness of the sediment (mostly moraine) cover at this location and the continuation of the BMS below. The areal pattern of near surface resistivities (Figure 6) however shows very low resistivity values only in the central part of the BMS. Those regions correlate well with areas characterized by active movements.

### Results in the area north of Gschlifgraben

Towards north and east, the low resistivity region, marking the outcrop of the BMS, is framed by areas of medium (50 – 100 Ohmm) and high (> 150 Ohmm) resistivity, which can be associated with different lithological units of the RFZ. Medium resistivities correlate with claystone and marl, whereas a high resistivity refers to intermediate sandstone layers. Resistivity depth slices (Figure 8) show that the RFZ ridge south of the Jochamgraben shows a change in its structure from east to west. In the east it is composed only of a thin marl layer (medium resistivity, Reiselberg formation) on top of the BMS (Figure 8, profiles 4, 5). Towards north in the Jochamgraben (e.g. middle part of profiles 4 and 5), low resistivities close to surface indicate that the BMS almost outcrops again. North of the Jochamgraben, the medium resistivity marl layer is followed by a thick high resistive sandstone layer (most

probably a part of the Kalkgraben formation), topped by a medium resistive marl/claystone stratum (Altlenzbach formation).

Further to the west, the thickness of the RFZ layers increases significantly. The high resistivity values indicate the existence of sandstone strata also south of the Jochamgraben. Here, the penetration depth of the method was not large enough to track the dipping of the BMS beneath the RFZ. North of this area, no data is available.

### **Results in the area south of Gschliefgraben**

The high resistivities south of the BMS (Figure 8, profiles 3, 4, 5) can be contributed to limestone and dolomite rocks, slope scree (and cemented slope breccia), crushed zones and opened cracks in NCA. The southern high resistivity areas correlate well with the mapped deep-seated gravitational deformations of the northern slopes of Mt. Traunstein.

A total of 13 multi-electrode profiles were measured to verify the reliability of the inversion results. Figure 8 shows the location of selected lines, whereas Figure 10 displays the results of the resistivity inversion of selected geoelectrical profiles using a similar colour bar like the one used for the electromagnetic cross sections.

All results verify the general resistivity pattern derived from the airborne survey. However, the results also show that using ground geoelectrics, the internal structure of the landslide body itself could be resolved with a much higher detail. The resolution of the airborne electromagnetic mapping was not enough to determine the internal structure of the low resistive landslide body due to its very limited resistivity contrast (5-50 Ohmm) and the small size of its internal stratification.

### **b. Results of gamma ray mapping**

#### **The distribution of thorium and potassium**

The results of the gamma-ray survey clearly show that the content of the radioactive elements potassium and thorium (Figure 11, Figure 12) is expressively related to the lithology of the parent material. The distributions of both elements exhibit very similar pattern. In general, high concentrations of potassium and thorium are found in areas composed of clay, marl and clay stone of the UHV and RFZ, whereas the absolute value depends on the degree of weathering (i.e. strongly weathered marls or clays show higher rates than marl and clay stone areas). Therefore, the highest potassium and thorium contents were mapped in colluvial deposits of inactive dormant or old landslides in the RFZ, as well as in deposits of the active and dormant landslides/earthflows of the UHV.

Low contents are mostly correlated with material of the NCA in the south and southeast of the investigation area and with some of the sandstones outcrops of the RFZ. Therefore rocks and slope scree of the entire NCA, cemented breccias (index 22 in

Figure 3) in the SE of the survey area, as well as large alluvial fans and the lowermost portion of the Gschlifgraben earthflow, exhibit low concentrations. The lowest values were detected along loosened and crushed limestone, opened cracks as well as along zones of detachment of the DSGD.

A direct relation between the content of radioactive elements and individual landslide bodies is difficult to establish due to the relatively low spatial resolution of the survey and very complex mass wasting processes at the Gschlifgraben site. However, some interesting conclusions can be derived on the dynamic evolution of the landslides inside the Gschlifgraben valley: Focusing on the area mostly involved by the recent events, a clear separation into areas with different characteristics of radioactivity can be recognised. Just west of the main scarp of the landslide complex, quite low values show that, probably due to mass wasting processes, the underlying clays of the UHV are covered by mobilized material from the quaternary sediment ridge (index 22 in

Figure 3) and / or limestone and dolomite scree from Mt. Traunstein. Further to the west, the results show high contents of potassium as well as thorium, indicating that the surface material is dominated by highly weathered clay and marl components of the UHV unit. In the middle part of the recent sliding area, an alteration of high and low values (mostly expressed in the thorium pattern) can be determined from east to west. This pattern is most probable due to different, alternating inflow of material from the UHV unit (high values) and rockfall material (limestones, low values) from the NCA.

In the most western part, the area influenced by recent sliding is sharply delineated to adjacent historical landslide material in the north by a sharp contrast from low to high values. Field inspection proved the occurrence of coarser sediments with higher limestone content, thus causing lower count rates. However, in this region the top layer of the original landslide material was removed during the phase of remediation. An isolated anomaly with higher values in the south-western area can be correlated with historic landslide bodies.

### **The distribution of uranium**

The distribution of uranium does not display a distinct pattern and seems rather randomly distributed. This is most probably due to the fact that uranium sources are missing in the investigation area. Therefore a further interpretation cannot be provided.

### **The distribution of $^{137}\text{Cs}$**

The map of the  $^{137}\text{Cs}$  distribution (Figure 13) offers an interesting tool to determine areas, which had been involved in mass wasting processes. Since  $^{137}\text{Cs}$  is usually deposited only in the first decimetres of the soil, areas with very low  $^{137}\text{Cs}$  activity correlate well with regions, where the top soil was removed due to sliding processes (or to engineering measures). In Figure 13, areas, which were involved in the recent sliding events, are clearly marked by a low  $^{137}\text{Cs}$  content (blue colours) in the shallow subsurface layer. Therefore the extent of recent events can easily be mapped with this method.

### c. Soil humidity mapping

The results of the passive microwave survey (Figure 14) provide information on the superficial soil moisture. The highest soil water content was mapped within the zone of the recent earthflow, along the foot of the NCA in the central part of the valley, especially in regions, where still significant movements are going on. It could indicate intensive infiltration of karst-water from the NCA. Since active landslides are often correlated with high surface water content, soil moisture surveying seems to be a promising indicator of active mass movements.

## 4. Interpretation of results from the Gschliefgraben area

The results of the electromagnetic mapping campaign show that within the test site, low resistivity values well delineate areas with a high potential for future landslides. The results suggest that not only the Gschliefgraben valley, where the recent sliding event took place, but also the Lidringbach valley exhibits a high potential for future mass wasting processes. From the geophysical signature, both valleys can be characterized as very similar. Only the parameter surface soil humidity shows higher values in those areas inside the Gschliefgraben valley, which still exhibit significant rates of displacement.

Since the BMS continues to the east below the slope scree breccias (index 22 in

Figure 3), infiltration of significant amounts of water to the Gschliefgraben valley from the Laudachsee catchment area is very unlikely. However, the penetration depth of the survey was not enough to investigate, if the sandstone layers (index 52 in

Figure 3), that outcrop in the Laudachsee area and which are supposed to belong to the Gresten formation (a unit that should be located beneath the BMS), extends towards the west. The general dip of the BMS towards the west, derived from the resistivity slices, might suggest this assumption. In such a case, groundwater could infiltrate the BMS from below and hereby enhance the susceptibility to sliding at deeper layers.

The RFZ exhibits significantly higher resistivities. Therefore, only very shallow sliding events can be expected in this unit. Deep deformation processes are also hindered by the fact that very stable sandstone layers are available at the base of the sequence, which exhibit a higher resistance against rupture. Additionally, they are deeply tied inside the softer BMS sequence in the downslope western part. Thus, they represent a counter bearing for more incompetent material upslope. This could be the reason that so far hardly any larger mass wasting events took place in the Lidringbach valley.

An additional correlation was observed between the surface resistivity pattern, derived from multi-layer inversion results, and gamma-ray data. High resistivity often occurred in the zones of low thorium content, and reversely low resistivity well correlated with high thorium content. This is due to the fact that both parameters are related to the clay content.

To conclude, based on the interpretation of the three dimensional subsurface resistivity distribution, the results from this test site show that the airborne electromagnetic method is well capable of resolving details about the general geological structure of the subsurface in landslide prone areas. Since this parameter mainly depends on water saturation and clay content, different susceptibilities towards sliding can be attributed to the derived structures, depending on their diverse electrical properties. However, due to the limited spatial resolution of the method and the low resistivity contrast within the recent mass movement, further results on the detailed internal structure of single landslide bodies could not be derived.

So far hardly any case studies are published concerning gamma ray surveys on landslides. However, since the respective nuclides can be found in different rocks and soils at various concentrations, the results from this study suggest that the spatial distribution of these elements and/or their ratio can provide information about soil parent material and soil and rock properties, such as composition, weathering, leaching clay types and others. This information could be used to determine areas with a higher susceptibility to sliding. Another interesting aspect is the mapping of  $^{137}\text{Cs}$  distribution. Active landslide areas show lower  $^{137}\text{Cs}$  activity due to surface water flows, increased soil erosion and covering of the topmost layer that lead to the migration of the nuclides.

## **5. Discussion of the applicability of airborne geophysics for landslide mapping**

For improved landslide susceptibility and hazard zoning, there is a general need for input data with a good spatial coverage. The present study suggests that airborne geophysics is a promising method for landslide investigation and could provide such valuable additional information.

The big advantage of airborne geophysical measurements is that large areas can be surveyed within relatively short survey times. In fact, airborne electromagnetic is the only remote-sensing method, which is able not only to survey near surface parameters but to investigate geological structures below the ground surface down to several tens of meters.

Although the use of helicopters seems to be quite expensive, the method is very effective, since several sensor systems of different kind can be combined, which acquire all data at the same time and at the same location. If an equivalent amount of data had to be acquired on a comparably large area on the ground, the costs would be much higher as with airborne geophysics.

The application of airborne geophysics to landslides, however, has some limitations. As demonstrated by the present study, one major limit is terrain roughness: the ground clearance of the sensor needs to be below 90 m, which is very difficult to be kept. Consequently, steep and rugged landscapes can only be surveyed under the following conditions, i.e.: (i) well trained pilots for flying external cargo are needed, which are experienced in flying low altitude surveys; (ii) enough money is available to perform training flights with the system, to wait for optimum weather conditions and to repeat lines with bad

data, and (iii) the engine of the helicopter needs to be strong enough (causing higher costs and a higher background noise level) to allow constant altitude flights in rough terrain.

To properly investigate landslide areas one also has to deviate from the conventional airborne survey routines. Traditionally, a research area is covered by parallel lines at a separation between 50 and 250 m. However, for landslide mapping, smaller line spacings have to be favoured (25 - 100 m). Since in rugged terrains parallel lines cannot be easily maintained by the pilots at a maximum clearance of 90 m, alternative schemes, like flying lines along topography at constant absolute altitude, have to be applied.

To evaluate in advance if airborne geophysics can effectively be applied, some additional facts have to be considered. Worldwide, the number of available multi-parameter systems is quite limited. Consequently, performing an airborne survey will require a significant time for planning in the forefront. Also legislative regulations for flying with external cargo might differ from country to country and very limiting security regulations are expected for the future.

Consequently, depending on local costs, this method might not be economically feasible for surveying small sites (e.g. below some km<sup>2</sup>). For such small scale slides, the application of multi-electrode geoelectric surveys might be cheaper and provides a higher resolution.

Additionally AEM is very sensitive to electromagnetic noise, caused e.g. by power lines and electrical cattle fences. For gamma measurements, delicate algorithms for correcting the influence of vegetation, soil humidity and topography are needed, which still need to be improved. For soil humidity measurements, algorithms for correcting the influence of vegetation are still not available.

Last but not least, calibration with ground geoelectrical measurements or other ground geophysical methods is highly recommended for proper interpretation of airborne electromagnetic results, which will cause additional costs.

## 6. Conclusions

The results from the Gschlifgraben test site suggest that ground resistivity, derived from AEM data, and soil moisture are effective parameters for investigating the local geological structure and for landslide susceptibility assessment and mapping. On the other hand the distribution of potassium and thorium can be applied for reconstructing source areas of mass-movement deposits, identifying open joints and cracks in hard rock, fault zones in bedrock and/or the degree of chemical weathering.

Consequently, based on the results from this study and from Baron et al. (2013) and Supper et al. (2008), we conclude that in general, airborne multi-parametric geophysics is a promising method, suitable:

- for spatially delineating areas with a high susceptibility for future instabilities
- to gain a better understanding of the regional geology in landslide prone areas and

- for exploring the general structure of large landslides and deep-seated gravitational deformations.

On the contrary, ground geoelectric can be used to resolve the detailed internal structure of singular landslide bodies and to assess the dynamic subsurface situation by applying it in monitoring mode, both of which are beyond the limit of the spatial resolution of airborne geophysics.

High resolution airborne geophysics however so far has only very rarely been applied to landslide investigations. The experiences, so far available, suggest some limiting factors and constraints for a successful application of this method for landslide investigation as described in the previous chapter. In particular, this demands that one has to deviate from traditional airborne survey procedures and adapt them to the special requirements of surveys in landslide prone areas. Therefore, for a more routine application to landslides, further investigations are needed to fully explore the potential of this method, to adopt the methodology to the special needs encountered with surveying landslide areas and to investigate the limitation of this approach in detail.

As regards the local impact in case of the Gschlifgraben test site, the outcome from the airborne survey enabled a better understanding of the spatial and depth structure of the prevailing geological units. Thus the available model of the landslide and of related landslide processes was significantly improved, which helped to refine the design and define the proper location of sensors for an early warning network for the Gschlifgraben area.

### **Acknowledgements**

The authors would like to acknowledge the excellent cooperation with the Austrian Service for Torrent and Avalanche Control (WLV), Section Upper Austria – especially to Wolfgang Gasperl and Harald Gruber – and with Centro Servizi di Geingegneria, Ricaldone (Italy), and ZT Büro Moser/Jaritz, Gmunden (Austria). The geophysical measurements were supported by the FP7 project “SafeLand – Living with the landslide risk in Europe”, which was funded by the European Commission. Survey flights were performed in cooperation with the Austrian Army.

**References**

- Ahl, A., Bieber, G.: Correction of the attenuation effect of vegetation on airborne gamma-ray spectrometry data using laser altimeter data, *Near Surface Geophysics*, 8(4), pp. 271-278, 2010.
- Avdeev D.B., Kuvshinov A.V., Pankratov O.V. and Newman G.A.: Three-dimensional frequency domain modelling of airborne electromagnetic responses. *Exploration Geophysics* 29, 111-119, 1998.
- Baroň, I., Supper, R., Winkler, E., Motschka, K., Ahl, A., Čarman, M. and Kumelj, Š.: Airborne geophysical survey of the catastrophic landslide at Stože, Log pod Mangrtom, as a test of an innovative approach for landslide mapping in steep alpine terrains. *Special Issue: New developments and applications in early warning, monitoring and remote sensing of landslides; NHESS-2012-554*, 2013.
- Egger, H. (Ed.): *Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000, Blatt 66 Gmunden.* – Geologische Bundesanstalt Wien, 1996.
- Egger, H., van Husen, D. (Eds.): *Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000, Blatt 67 Grünau im Almtal.* – Geologische Bundesanstalt Wien, 2007.
- EM1DFM: A Program Library for Forward Modelling and Inversion of Frequency Domain Electromagnetic Data over 1D Structures, version 1.0. Developed by the UBC-Geophysical Inversion Facility, Department of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, 2000.
- Gondwe B. R. N., Ottowitz D., Supper R., Motschka K., Merediz-Alonso G. & Bauer-Gottwein P.: Regional-scale airborne electromagnetic surveying of the Yucatan karst aquifer (Mexico): geological and hydrogeological interpretation. – *Hydrogeology Journal*, Vol. 20, No. 7, 2012, p. 1407-1425.
- Van Husen, D.: *Die Ostalpen und ihr Vorland in der letzten Eiszeit (Würm).* Karte 1:500 000. Geologische Bundesanstalt Wien, 1987.
- IAEA TECDOC 1363: *Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data.* International Atomic Energy Agency (IAEA), Nuclear Fuel Cycle and Materials Section, Austria, 2003.
- Marschallinger, R., Eichkitz, C., Gruber, H., and Heibl, K.: The Gschlifgraben Landslide (Austria): A Remediation Approach involving Torrent and Avalanche Control, *Geology, Geophysics, Geotechnics and Geoinformatics, Austrian Journal of Earth Sciences*, 102 (2): 36-51, 2009.
- Minty, B.R.S., Luyendyk, A.P.J., Brodie, R.C.: Calibration and data processing for airborne gamma-ray spectroscopy, *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17 (2), p. 51-62, 1997.

- Moser, G. et al.: Großhangbewegung Gschlifgraben – Fachübergreifender Synthese-Bericht. – MS. Final report (in German). Moser/Jaritz and Wildbach und Lawinenverbauung. Gmunden, 329 pp, 2009.
- Motschka, K.: Aerogeophysics in Austria. Bulletin of the Geological Survey of Japan 52, 83–88, 2001.
- Nakazato, H. and Konishi, N.: Subsurface structure exploration of wide landslide area by Aerial electromagnetic exploration. Landslides (2005) 2, 165-169, 2005.
- Nakazato, H., Kuroda, S., Okuyama, T., Sasaki, Y.: The aim at a rich rural village utilizing water and soil. Improvement of production basis for improving productivity and exhibiting many-sided functions, and development of management techniques. Improvement of airborne electromagnetic method and three-dimensional resistivity distribution exploration in landslide areas. Mizu to Tsuchi o Ikashi Yutakana Noson o Mezashite Saishin Nogyo Kogaku Kenkyu Seikashu Heisei 18nen, pp 216-217, 2006.
- Pfaffhuber, A.A., Grimstad, E., Domaas, U., Auken, E., Foged, N. and Halkjær, M.: Airborne EM Mapping of rockslides and tunnelling hazards. The Leading Edge, 29(8), 936-939, 2010.
- Prey S.: Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschlifgrabens südöstlich von Gmunden (Oberösterreich), Jb. Geol. B.-A., 126/1, p. 95-127, Vienna, 1983.
- Rupp C., Linner M., Mandl W. (Red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich, Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Vienna, 2011.
- Sasaki, Y., Nakazato, H.: Inversion of airborne EM data accounting for terrain and inaccurate flight height, SEG Expanded Abstracts 23, 648, 2004.
- Seiberl, W., Ahl, A., and Winkler, E.: Interpretation of airborne electromagnetic data with neural networks: Exploration Geophysics, 29, 152-156, 1998.
- Sengpiel, K. and Siemon, B.: Examples of 1-D inversion of multifrequency HEM data from 3-D resistivity distributions: Expl. Geophys., 29, 133-141, 1998.
- Siehl, A.: Umweltradioaktivität, Ernst & Sohn, Berlin, 1996.
- Supper, R., Ahl, A., Römer, A., Jochum, B., Bieber, G.: A complex geo-scientific strategy for landslide hazard mitigation – from airborne mapping to ground monitoring. Advances in Geosciences 14, 1-6, 2008.
- Supper, R., Baron, I., Jochum, B., Ita, A., Winkler, E., Motschka, K., Moser, G.: From structural investigation towards multi-parameter early warning systems: geophysical contributions to hazard mitigation at the landslide of Gschlifgraben (Gmunden, Upper Austria), EGU2010-4649-1, Geophysical Research Abstracts Vol.12, 2010.
- Tofani, V., Segoni, S., Agostini, A., Catani, F., and Casagli, N.: Technical Note: Use of remote sensing for landslide studies in Europe, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 13, 299-309, doi:10.5194/nhess-13-299-2013, 2013.

Thomson, S., Fountain, D., Watts, T.: Airborne Geophysics – Evolution and Revolution, Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration, B. Milkereit (Ed.), 2007, p. 19-37

Winkler, E., Seiberl, W., Ahl, A.: Interpretation Of Airborne Electromagnetic Data with Neural Networks: In Geophysical Applications of Artificial Neural Networks and Fuzzy Logic, Sandham, W. and Leggett M. (Eds.), Kluwer Academic Publishers, 2003.

Method	Parameter	Investigation Depth*	Application for Mass Movements
<b>Electromagnetics</b>	Subsurface Resistivity -> depends on porosity/saturation and clay content	0-70 m	structural mapping of depth structure, detection of landslide prone areas
<b>Gamma Ray</b>	K, U, Th, <sup>137</sup> Cs content	0-30 cm	mapping of composition of top layer, reconstructing source area, detection of mass movements ( <sup>137</sup> Cs)
<b>Magnetics</b>	Magnetic Susceptibility of Subsurface	several km	no known application
<b>Passive Microwave</b>	Soil Humidity	0-15 cm	spatial distribution of soil humidity of top layer

\* the effective investigation depth depends on the respective subsurface parameters

**Table 1. Comparison of the different components of the airborne system**



**Figure 1. General setting of the Gschlifgraben site: A) Position within Austria, B) Airborne photo of the Gschlifgraben valley and Mt. Traunstein from the west (Photo by: R. Supper, 2009).**

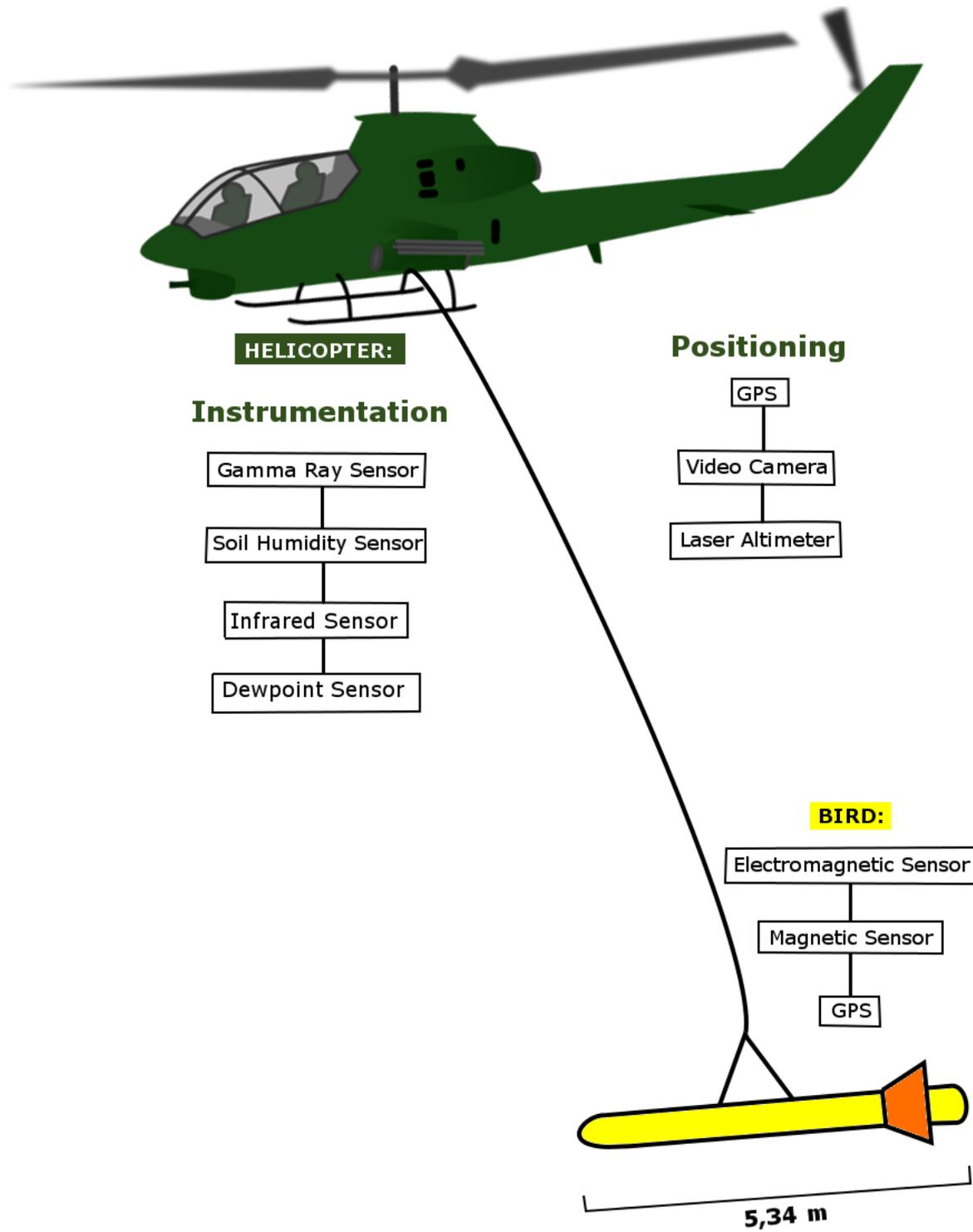
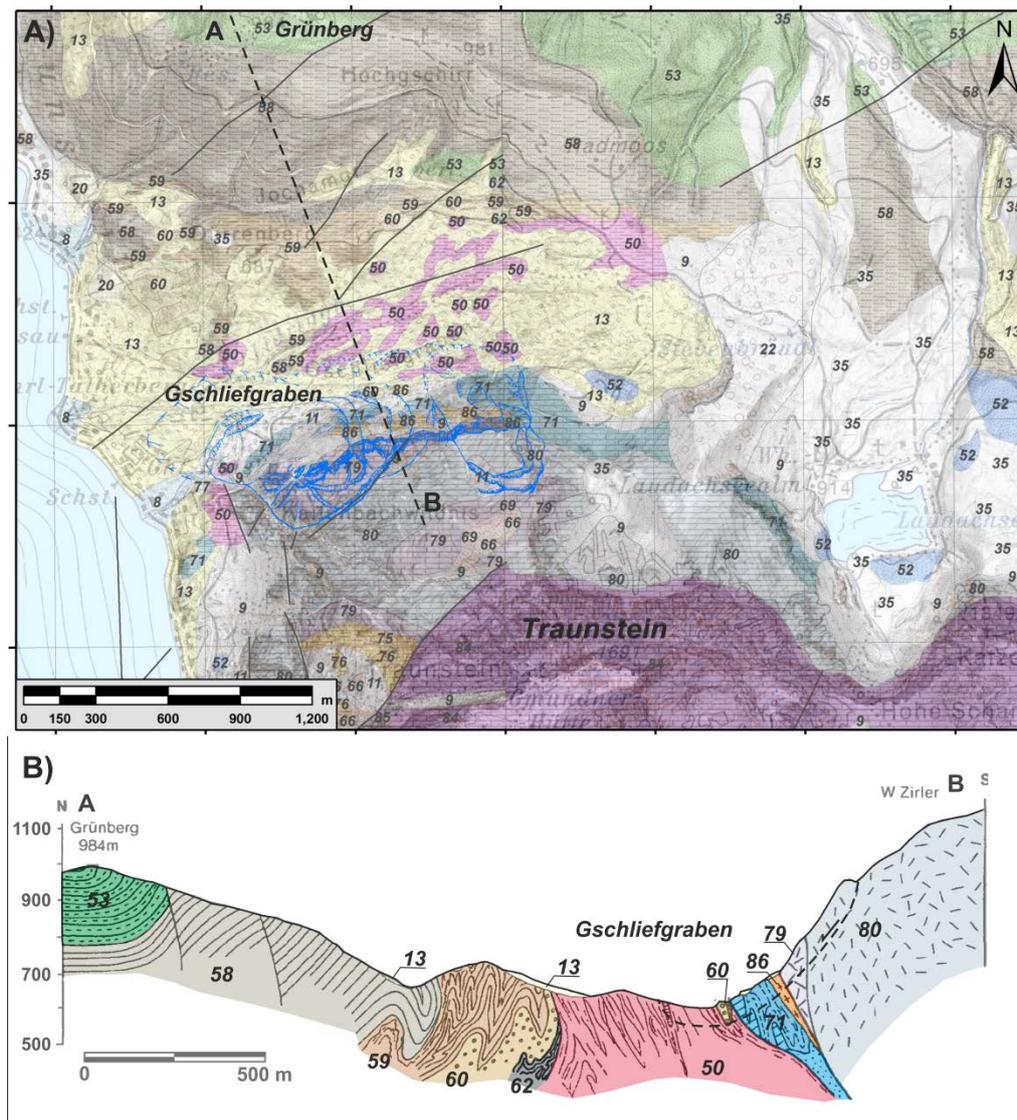


Figure 2. Components of the Austrian Airborne System



**Figure 3. Geological map of the area of Gschlifgraben. The blue contours indicate the Deep-Seated Gravitational Deformations. Legend: Quaternary deposits: 8 - Alluvial Fan, 9 - Slope Scree, 11 - Block Fields, 13 - Landslide Deposits, 20 - Glacilacustrine deposits, 22 - Slope Breccia, 35 - Moraine deposit; UHV: 50 - Buntmergel Fm., 52 - Gresten Fm.; RFZ: 53 - Altiengbach Fm., 57 - Perneck Fm., 58 - Zementmergel Fm., 59 - Seiesenburg Fm., 60 - Rieselsberg Fm., 62 - Gaultflysch Fm.; NCA: 66 - Schrambach Fm., 69 - Ruhpolding Fm., 71 - Calcarenite Fm., 75 - Koessen Fm., 76 - Koessen Fm., 77 - Koessen Fm., 79 - Plattenkalk Fm., 80 - Hauptdolomit Fm., 84 - Wetterstein Fm., 85 - Guttenstein Fm., 86 - Haselgebirge Fm.; the major tectonic faults are as dot-and-dashed lines (modified after Schoenlaub et al. 1996, Krenmayr 2007 and Moser et al. 2009).**

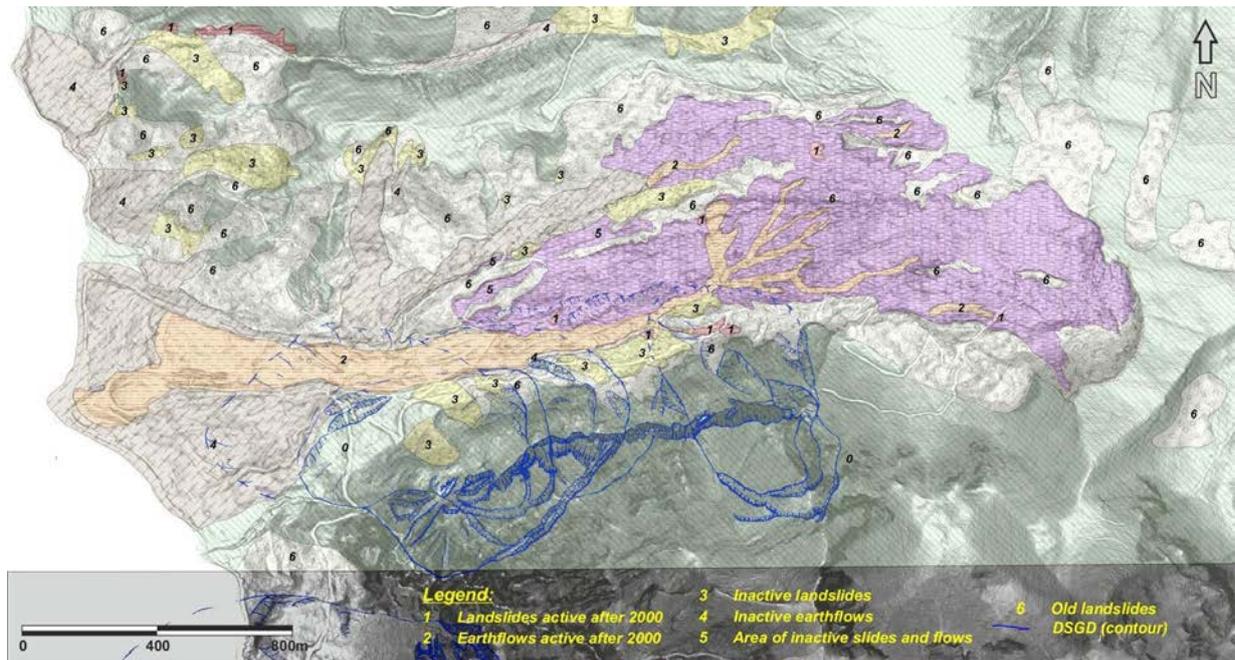


Figure 4. Landslide inventory map of the area of Gschlifgraben. Slope failures comprise more than 50% of the area.

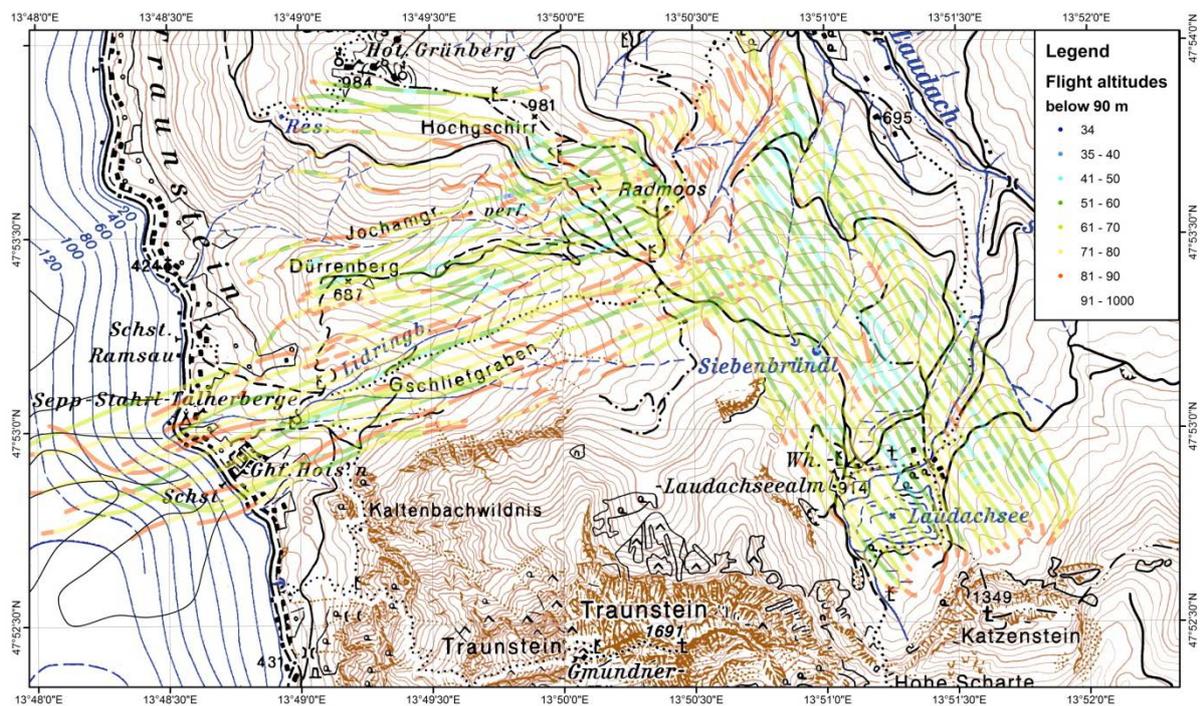


Figure 5. Flight lines of the Gschlifgraben airborne survey; colours indicate the actual sensor height [m] above topography.

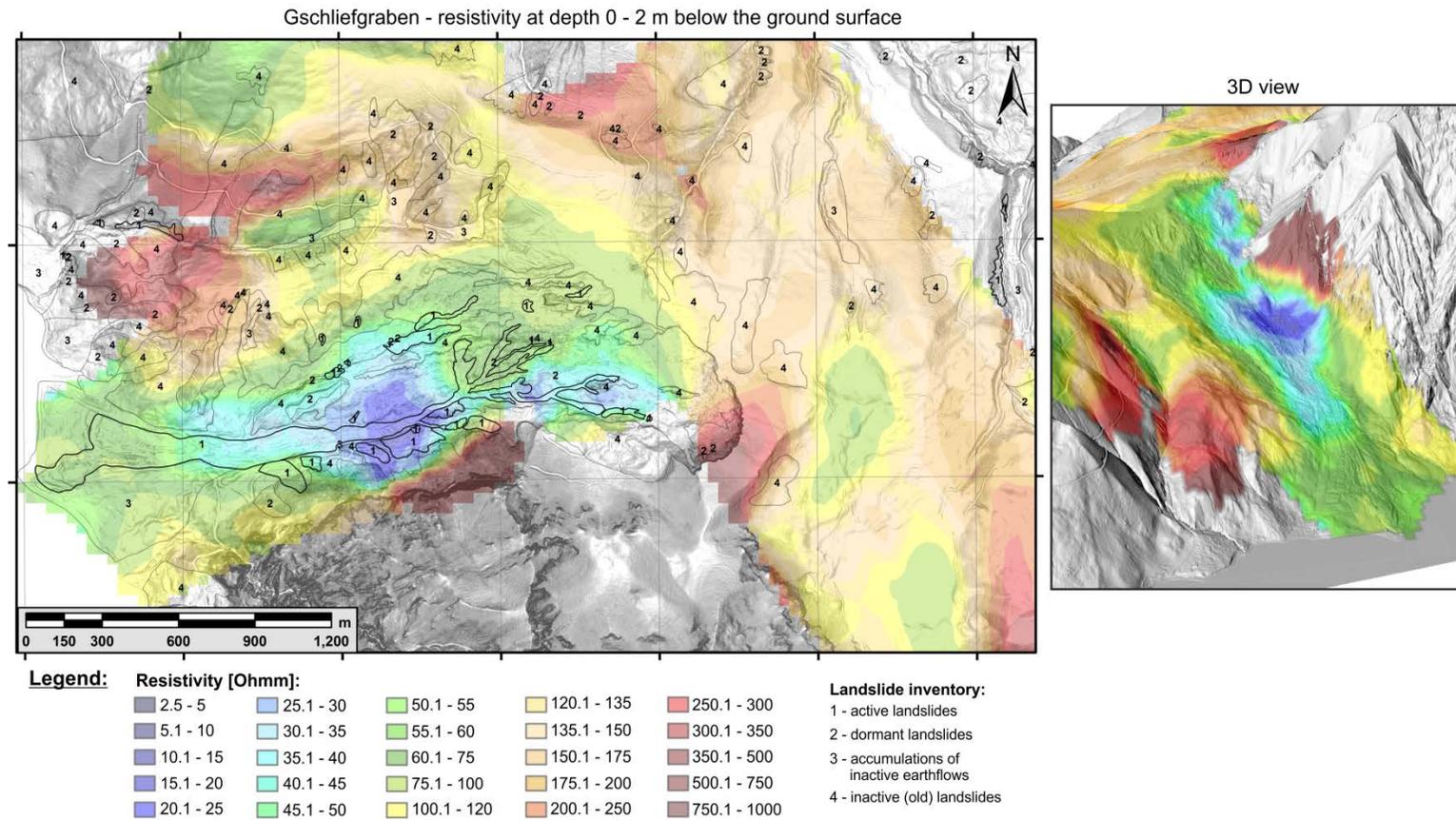


Figure 6. Map of the subsurface resistivity (depth slice) at depth 0 to 2 m below the ground surface compared to the landslide inventory map; right side: 3D view from the West.

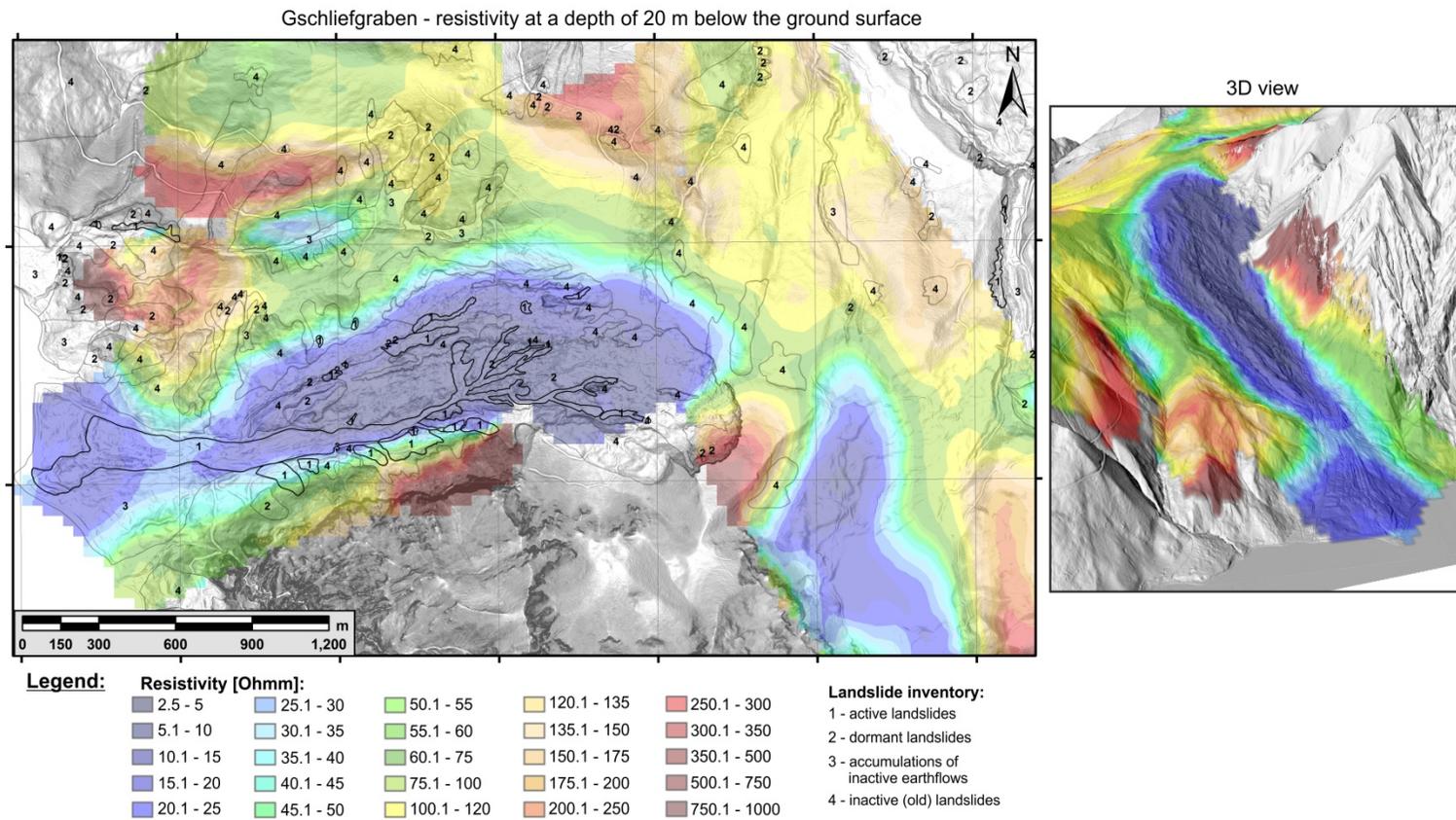


Figure 7. Map of the ground resistivity (depth slice) at a depth of 20 m below the ground surface compared to the landslide inventory map; right side: 3D view from the West.

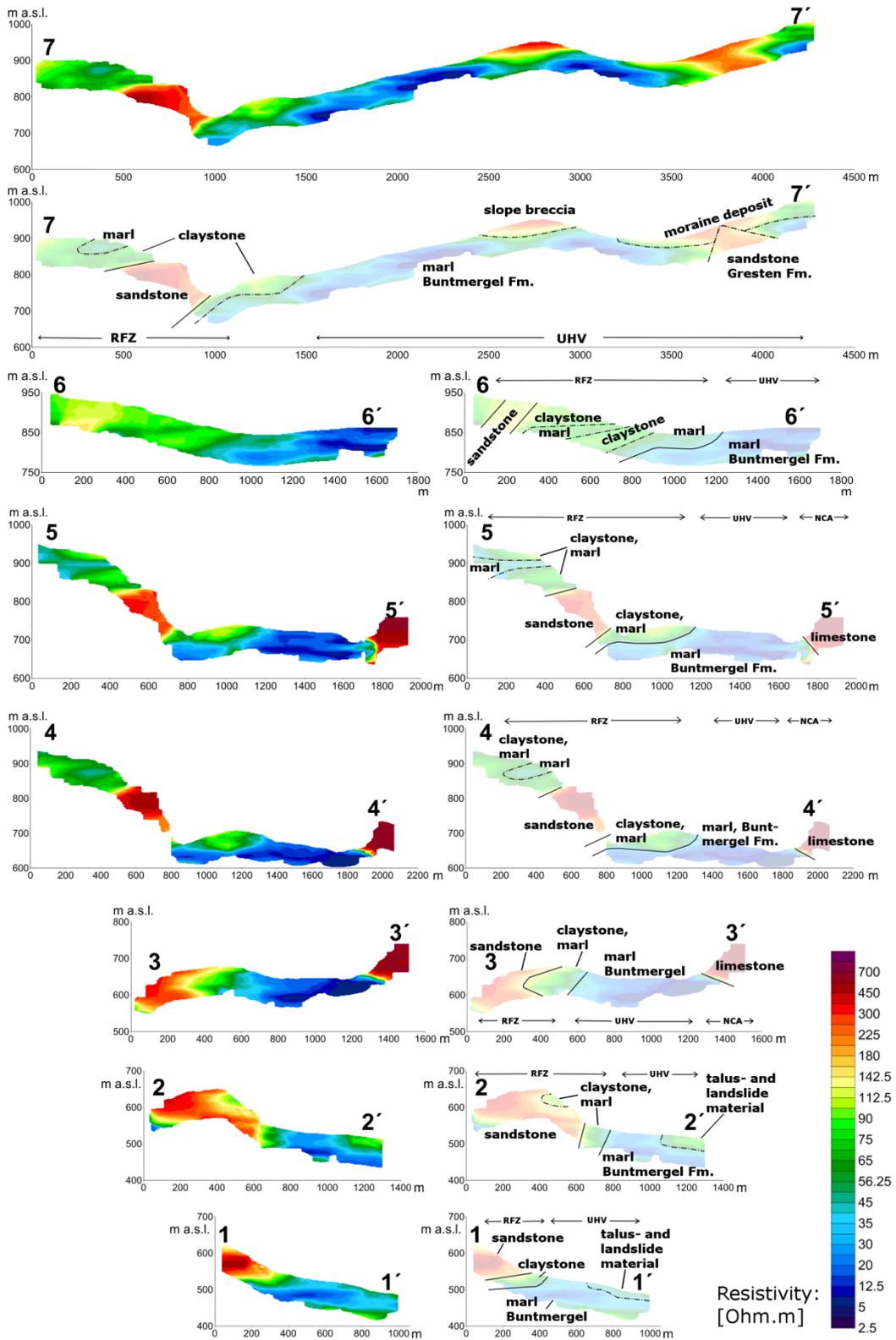


Figure 8. HEM cross-sections obtained from the 1D multilayer inversions; their positions (black lines) are marked in Figure 9.

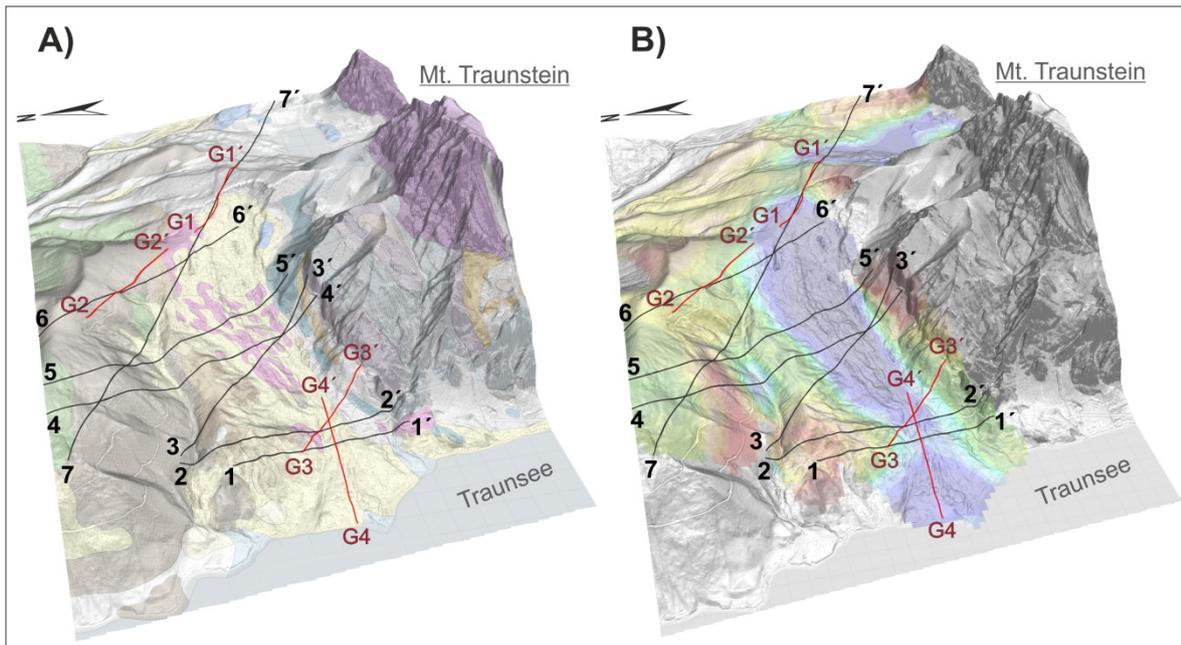


Figure 9. 3D view of the geological (A) and electromagnetic (B) map seen from the W; black lines: locations of the HEM cross-sections; red lines: locations of the geoelectric profiles

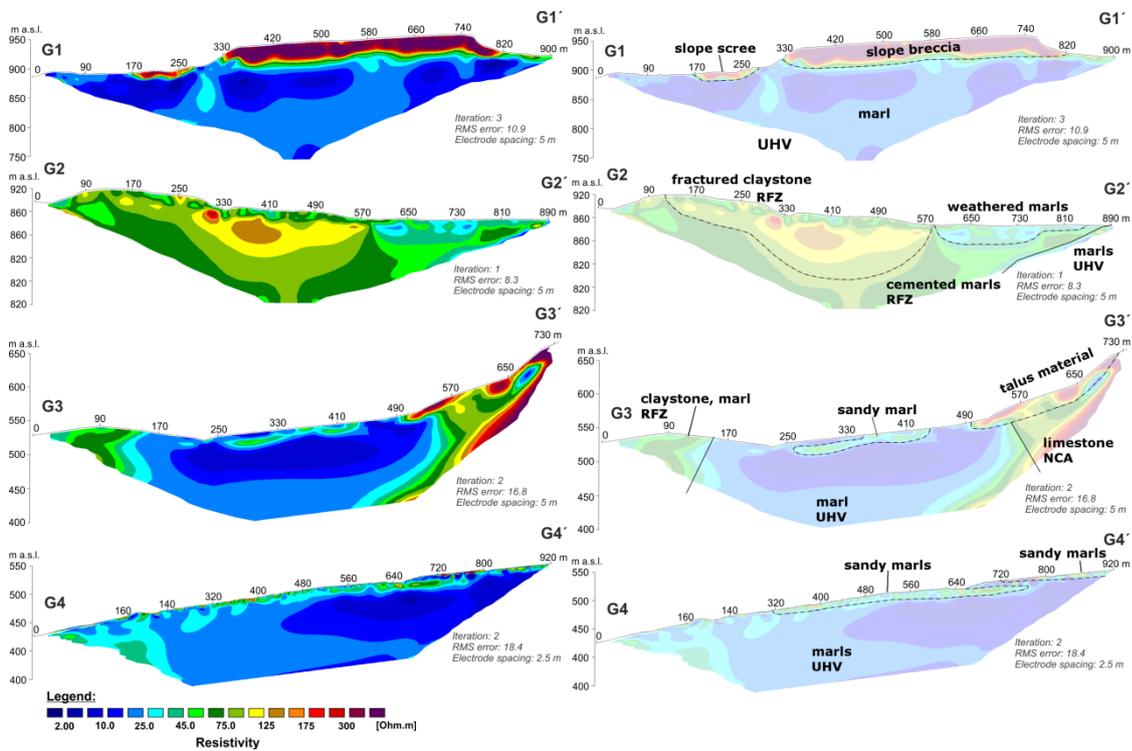


Figure 10. Inversion results of geoelectrical multi-electrode profiles, for location see Figure 9 (red lines, profiles G1-G4).

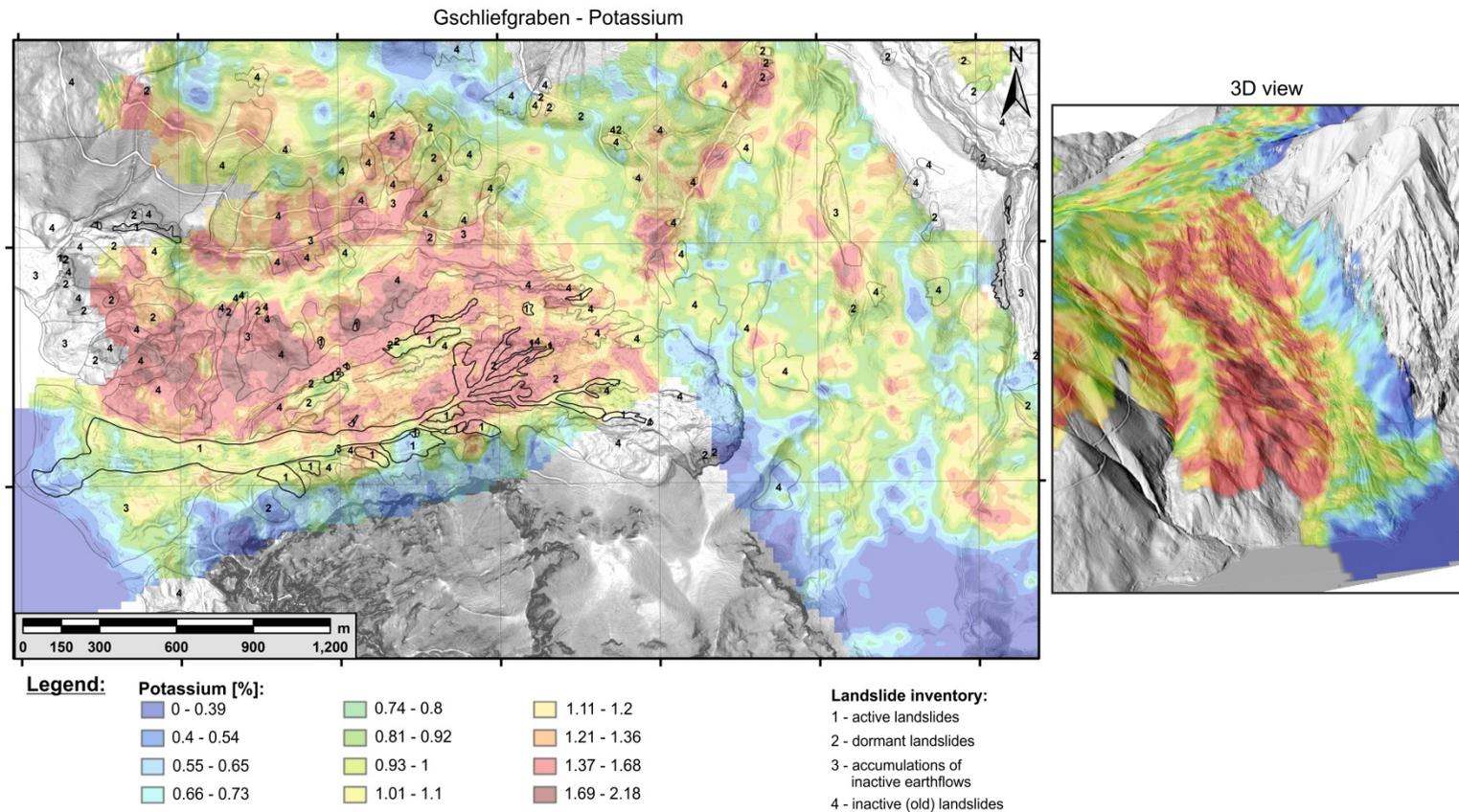


Figure 11. Map of the Potassium content at the ground surface compared to the landslide inventory map; right side: 3D view from the West.

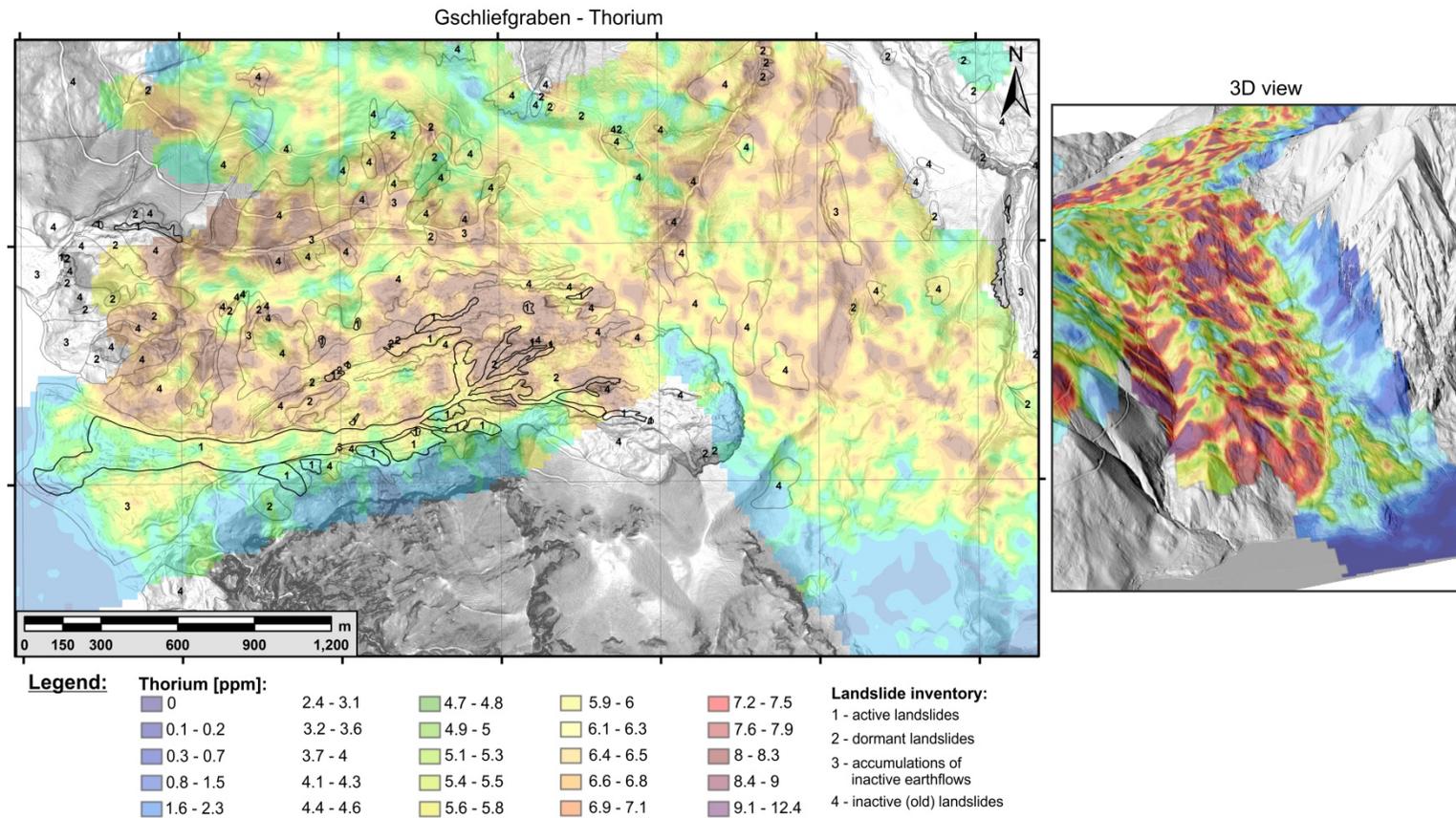


Figure 12. Map of the Thorium content at the ground surface compared compared to the landslide inventory map; right side: 3D view from the West.

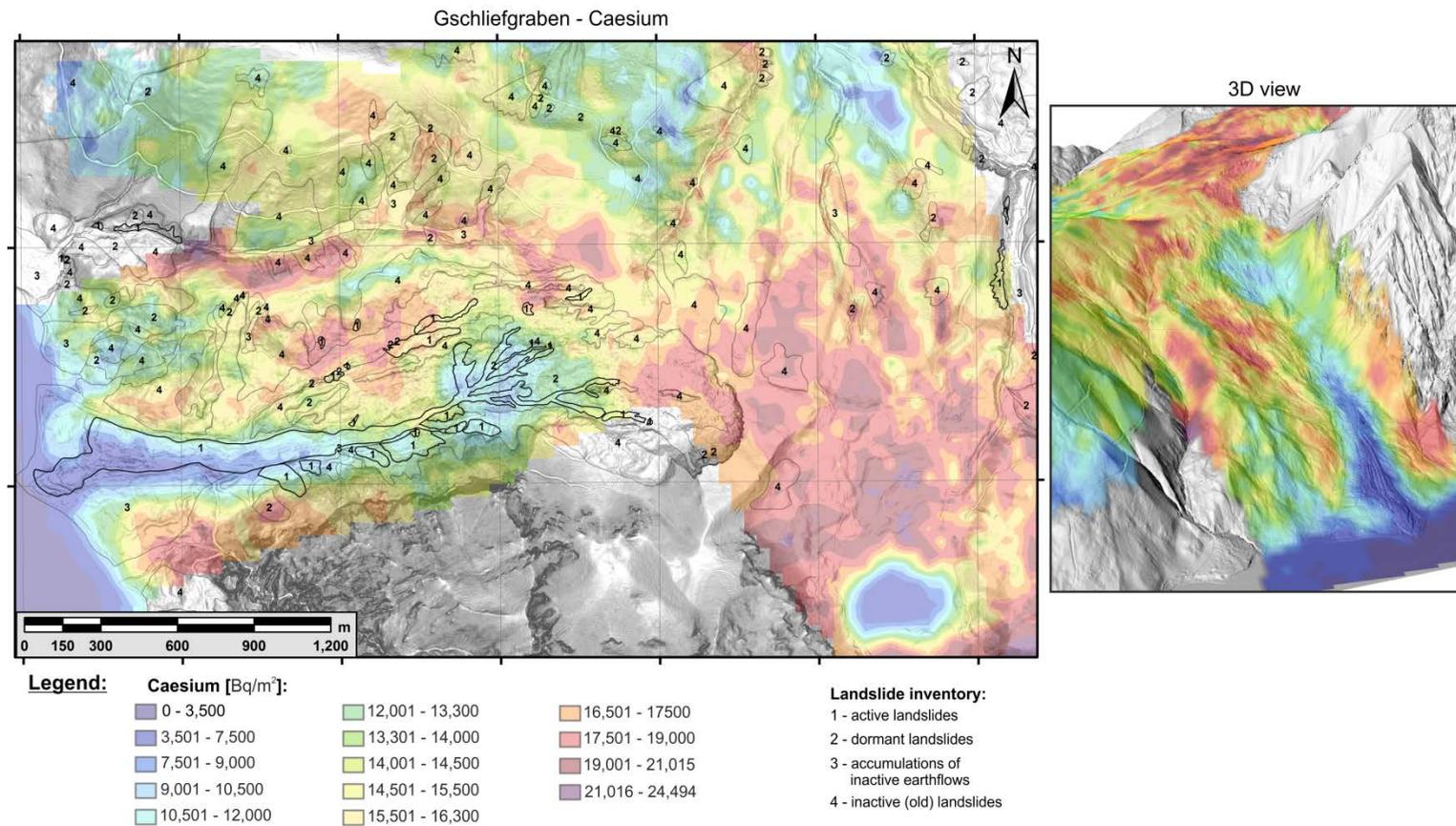


Figure 13: Map of the Cs activity compared to the landslide inventory map; right side: 3D view from the West.

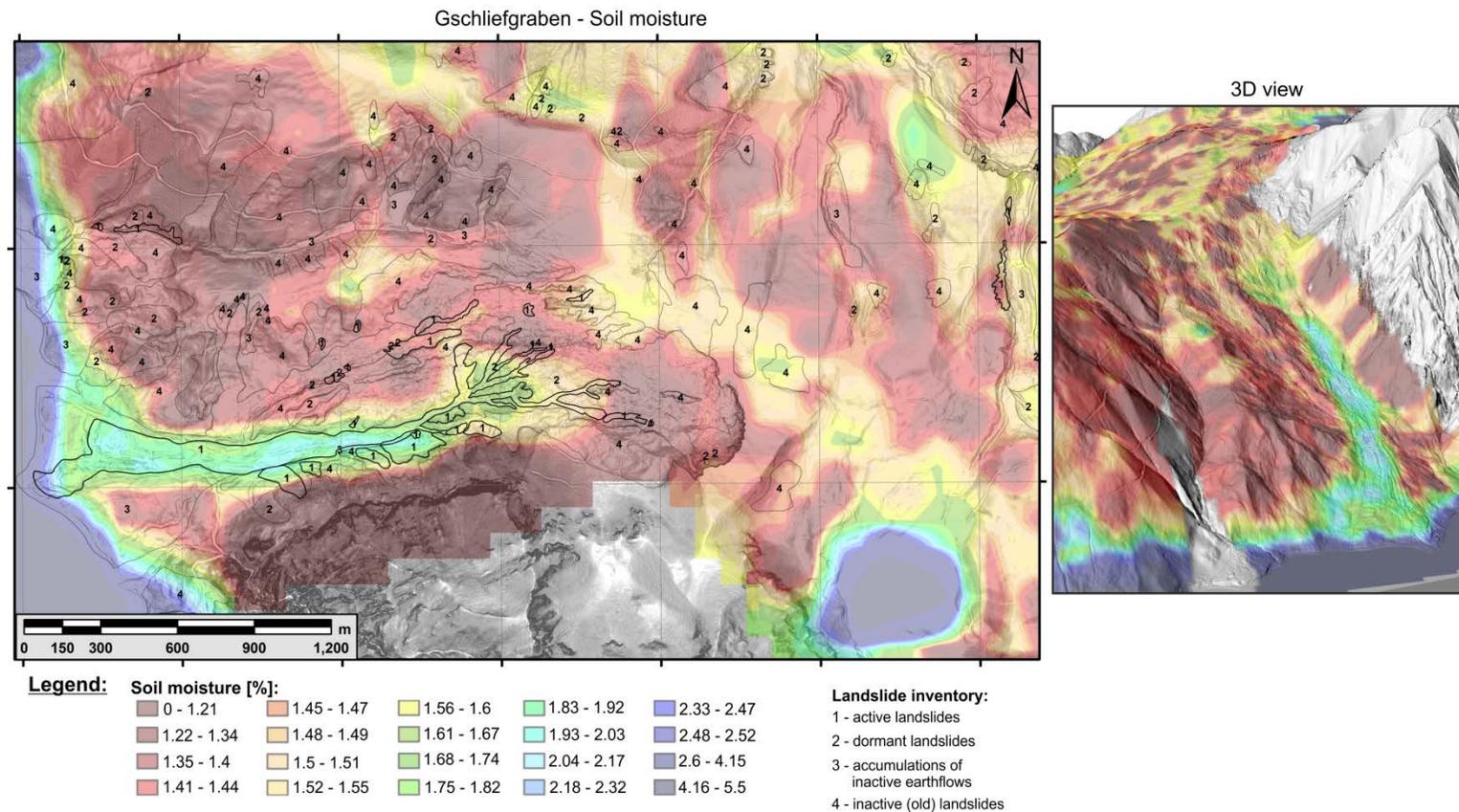


Figure 14. Map of the soil moisture near the ground surface, which was obtained from the passive-microwave survey, compared to the landslide-inventory map

## 7 Iselsberg (Tirol)

### 7.1 Einleitung

Zur Unterstützung der quartärgeologischen Kartierung wurden im Raum Iselsberg in Osttirol eine geoelektrische Vermessungen durchgeführt. Der erste Teil der Messkampagne, Juli 2011, bestand aus 2 Geoelektrikprofilen. Ein weiteres Profil wurde im Sommer 2012 vermessen. Die Ergebnisse werden daher gemeinsam im diesem ÜLG35 Jahresbericht präsentiert.

Die Details zu den geoelektrischen Profilen sind in der nachfolgenden Tabelle 7.1 angegeben.

<b>Geoelektrikprofil</b>	<b>Elektrodenabstand [m]</b>	<b>Profillänge [m]</b>	<b>Messrichtung</b>
<b>Profil 1</b>	6	552	SW-NE
<b>Profil 2</b>	7	553	NE-SW
<b>Profil 3</b>	10	920	SW-NE

Tab. 7.1 Spezifikation der Geoelektrikprofile

Die Lage der Profile ist in den Abb. 7.1 auf der topographischen Karte (AMAP, BEV) und auf den Abbildungen 7.2 und 7.3 jeweils auf den Orthofoto aus unterschiedlichen Blickrichtungen, inklusive Ergebnissection.

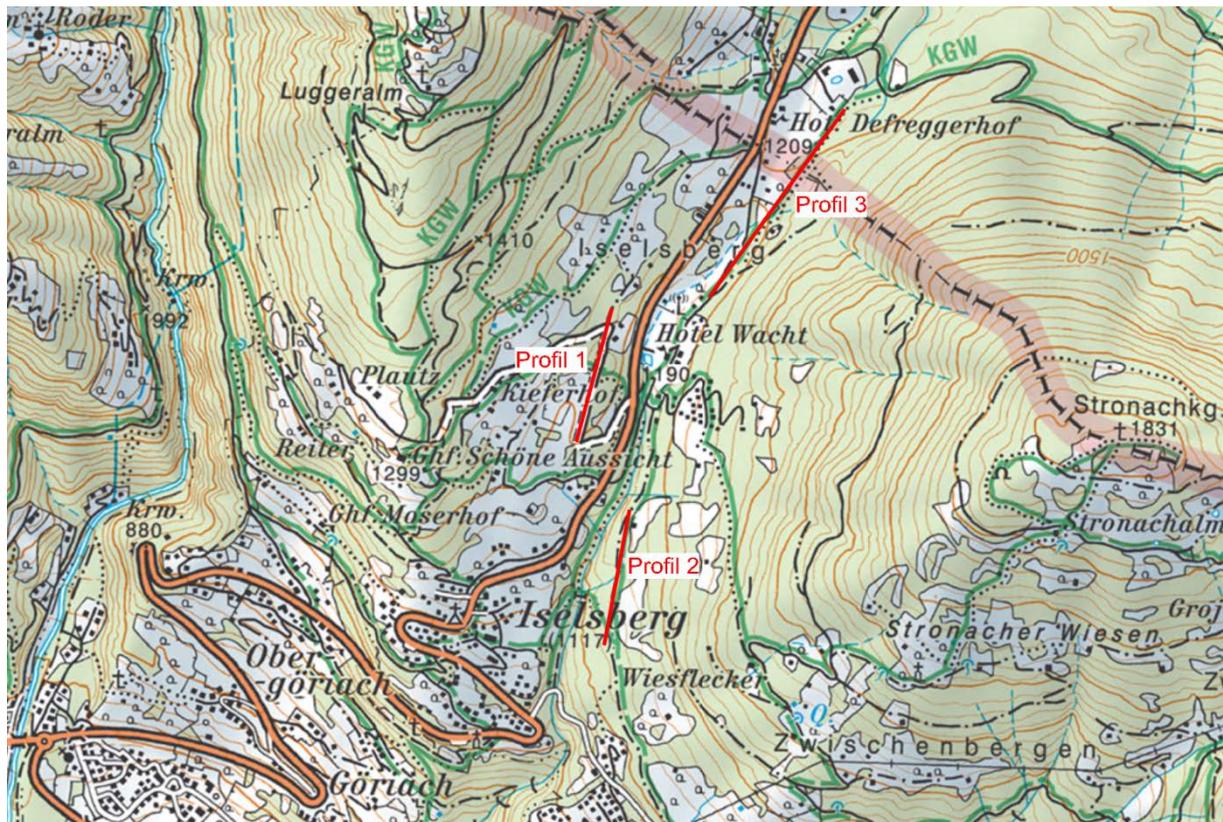


Abb. 7.1: Lage der geoelektrischen Profile P1, P2 und P3 (AMAP, BEV)

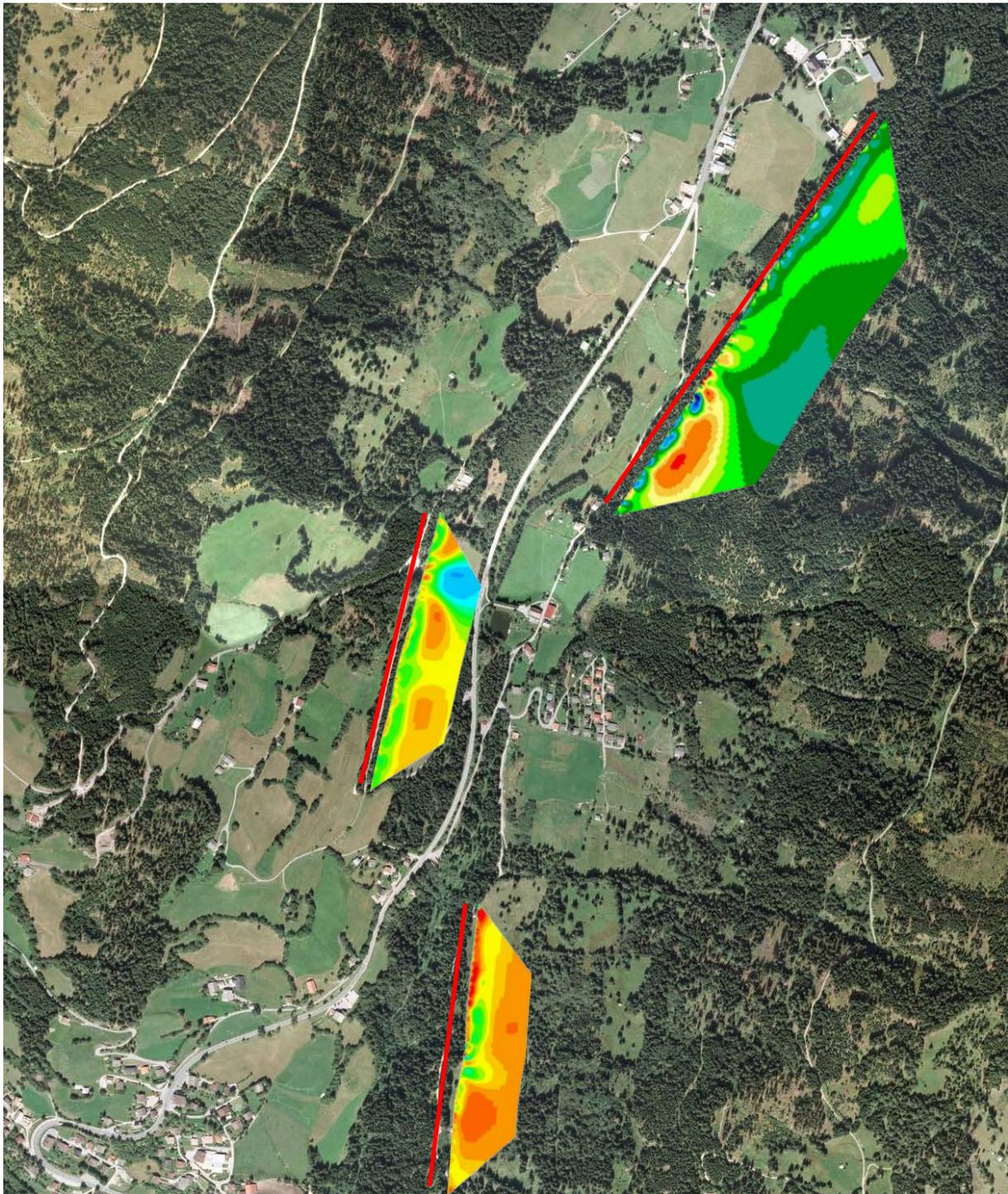


Abb. 7.2: Lagerichtige Darstellung der Inversionsergebnisse der geoelektrischen Profile auf dem Orthofoto des Messgebietes (Google Maps)

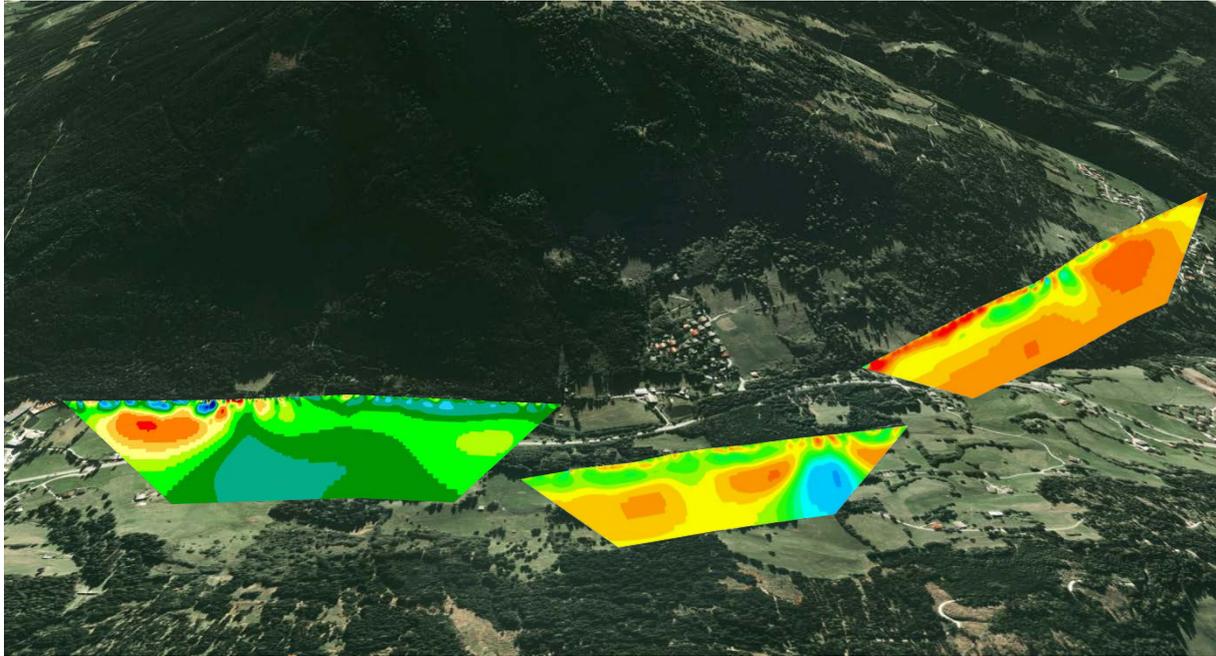


Abb. 7.3: Lagerichtige Darstellung der Inversionsergebnisse der geoelektrischen Profile auf dem Orthofoto des Messgebietes (Google Maps)

## 7.2 Ergebnisse Geoelektrik

In den Abb. 7.3 bis 7.9 sind die Inversionsergebnisse der Geoelektrikprofile Iselsberg dargestellt. Die Abb. 7.10 bis 7.15 zeigen die Resultate lagegenau auf dem Orthofoto für die jeweiligen Untersuchungsgebiete. Situationsfotos an den Profilen zeigen die Abb. 7.16 bis 7.21.

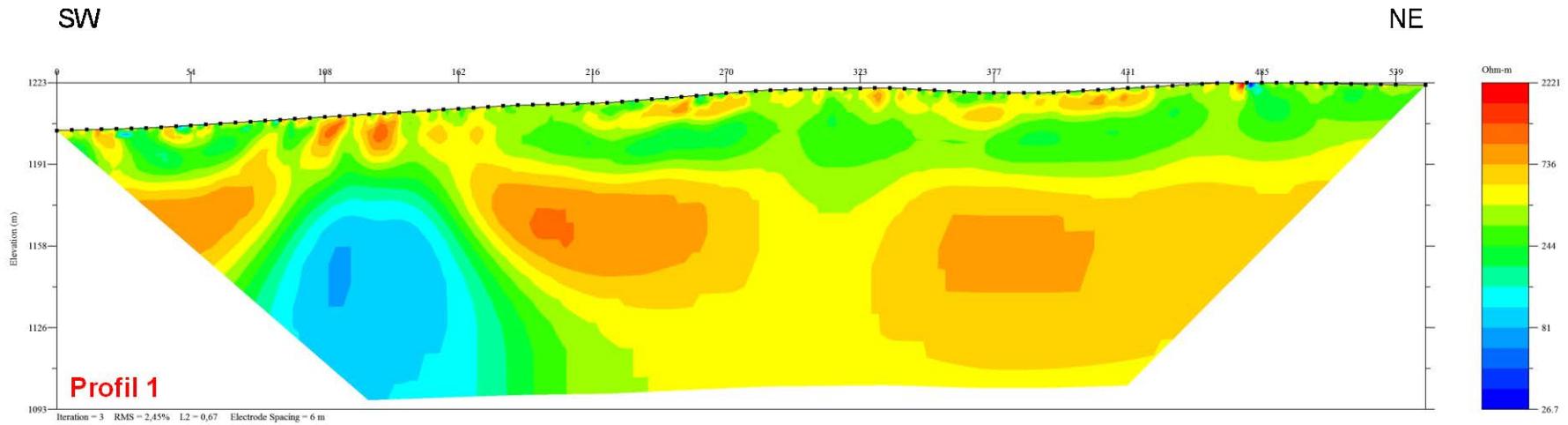


Abb. 7.2: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 1

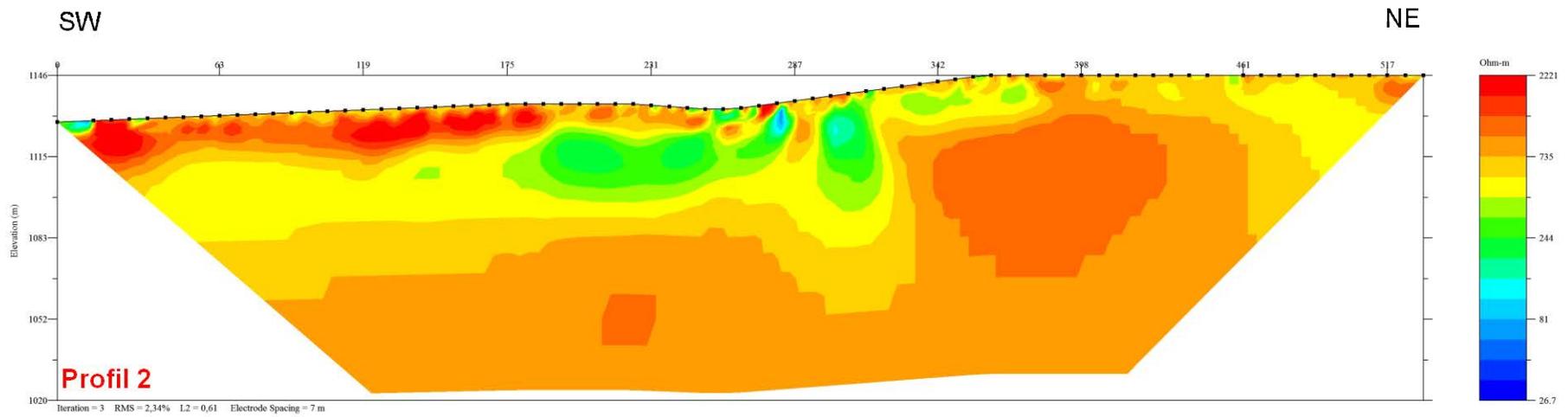


Abb. 7.3: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 2

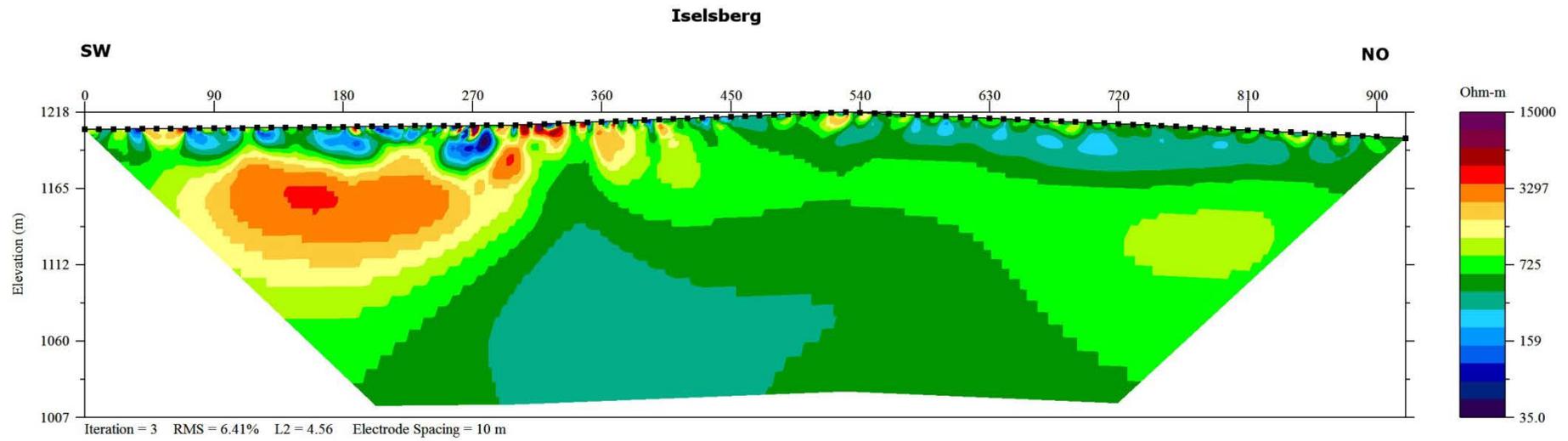


Abb. 7.4: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 3



Abb. 7.5: Situationsfoto bei Profil 1



Abb. 7.6: Situationsfoto bei Profil, Blick vom Profilanfang Richtung Nordosten (Straßenquerung)



Abb. 7.7: Situationsfoto bei Profil 2, Blick vom Profilanfang Richtung Süden



Abb. 7.7: Situationsfoto bei Profil 3, Blick Richtung Nordosten (links) bzw. Südwesten (rechts, P2)

## 8 Lienz (Tirol)

### 8.1 Einleitung

Im Rahmen des Projektes ÜLG35 wurde 7 geoelektrische Profile zwischen Juli 2011 und September 2011 südlich der Ortschaft Mallnitz gelegt. Die Lage der Profile zeigt Abb. 11.1 auf der topographischen Karte, Abb. 11.2 auf der geologischen Karte (Geologischen Gebietskarte der Sonnblickgruppe.).

### 8.1 Geoelektrische Vermessung

Im Rahmen des Projektes ÜLG35 wurden im August 2012 in der Umgebung von Lienz 7 geoelektrische Profile gemessen. Die Details zu den geoelektrischen Profilen sind in der nachfolgenden Tabelle 8.1 angegeben. Die Lage der Profile rund um Lienz zeigt Abb. 8.1.

<b>Geoelektrikprofil</b>	<b>Datum</b>	<b>Elektroden- abstand [m]</b>	<b>Profillänge [m]</b>	<b>Messrichtung</b>
<b>Buchwiese P1</b>	08.08.2012	10	760	NW-SO
<b>Buchwiese P2</b>	08.08.2012	4	304	WNW-OSO
<b>Buchwiese P3</b>	09.08.2012	3	228	SW-NO
<b>Kreithof P1</b>	07.08.2012	5	380	ONO-WSW
<b>Mordbichl</b>	28.08.2012	7,5	690	WSW-ONO
<b>Schwemmfächer P1</b>	28.08.2012	10	920	WNW-OSO
<b>Schwemmfächer P2</b>	29.08.2012	7,5	450	N-S

Tab. 8.1 Spezifikation der Geoelektrikprofile

## **8.2 Messergebnisse**

Die invertierten Sektionen der Geoelektrik-Profile sind in den Abbildungen 8.2-8.9 dargestellt.

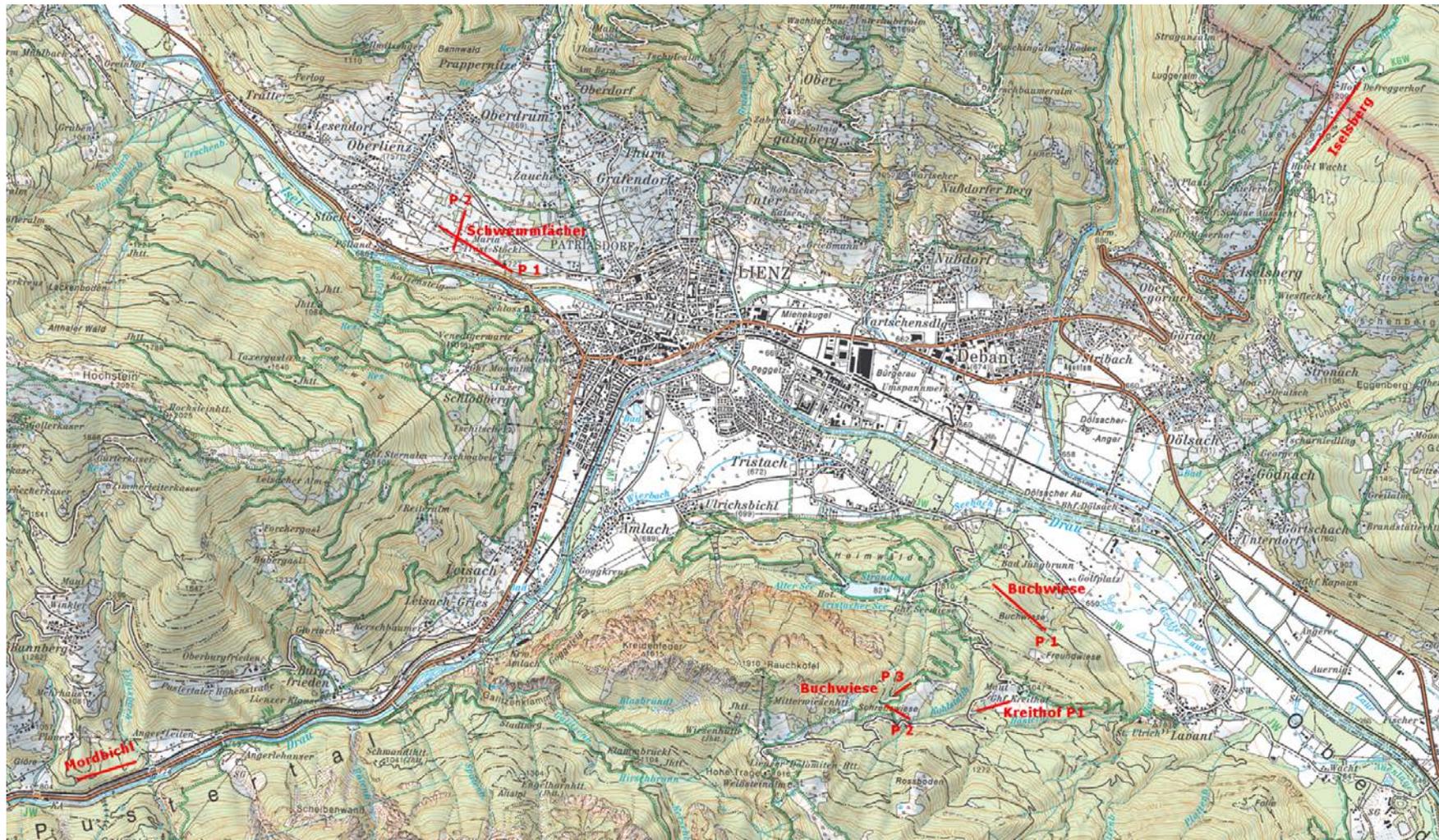


Abb. 8.1: Lage der geoelektrischen Profile Buchwiese P1, P2, P3, Kreithof, Mordbichl, Schwemmfächer P1 und P2, (AMAPA; BEV)

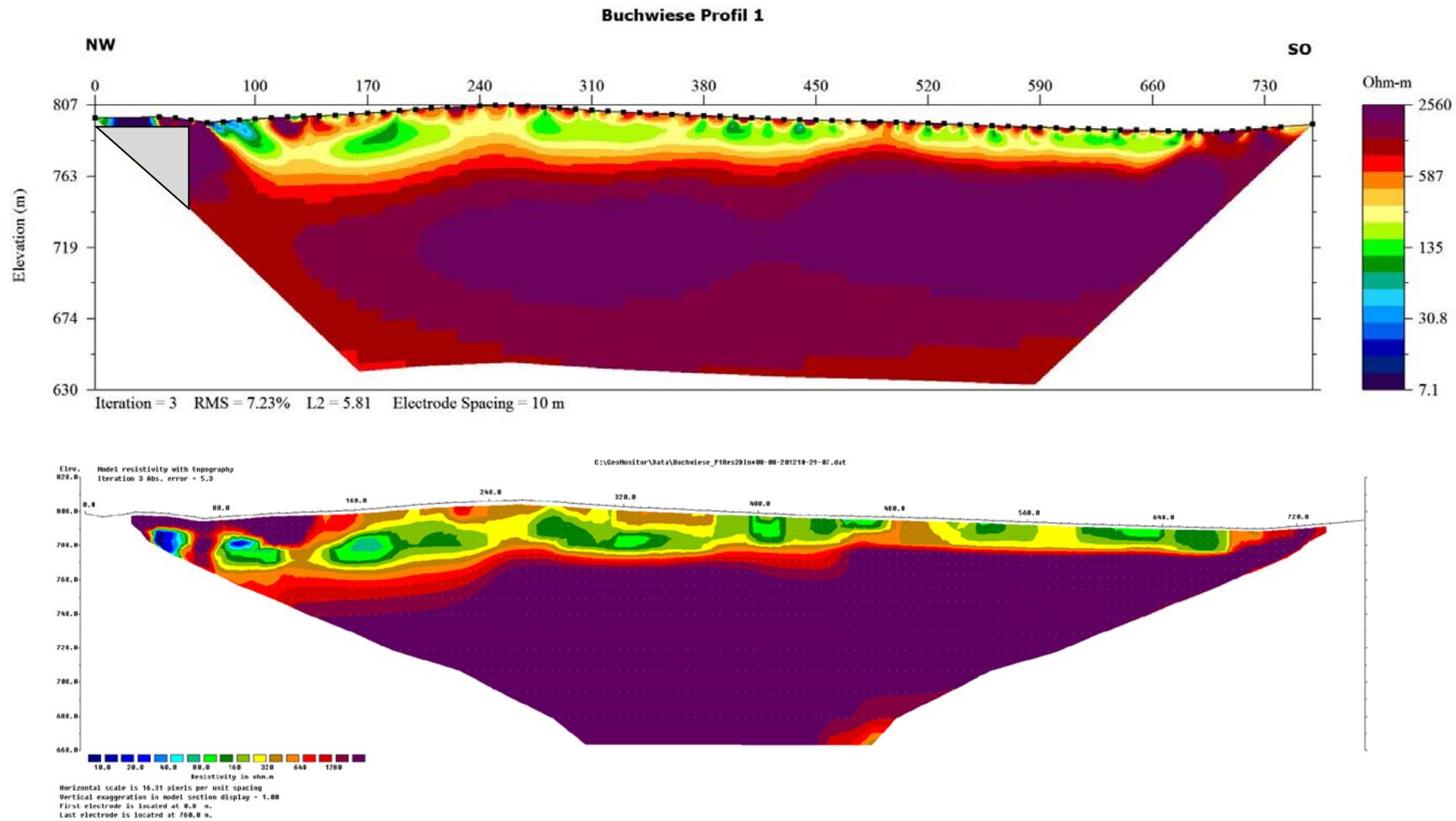


Abb. 8.2: Inversions-Ergebnisse der Geoelektrikmessung Buchwiese Profil 1. (Grauer Bereich: Schlechter Elektroden-Kontakt)

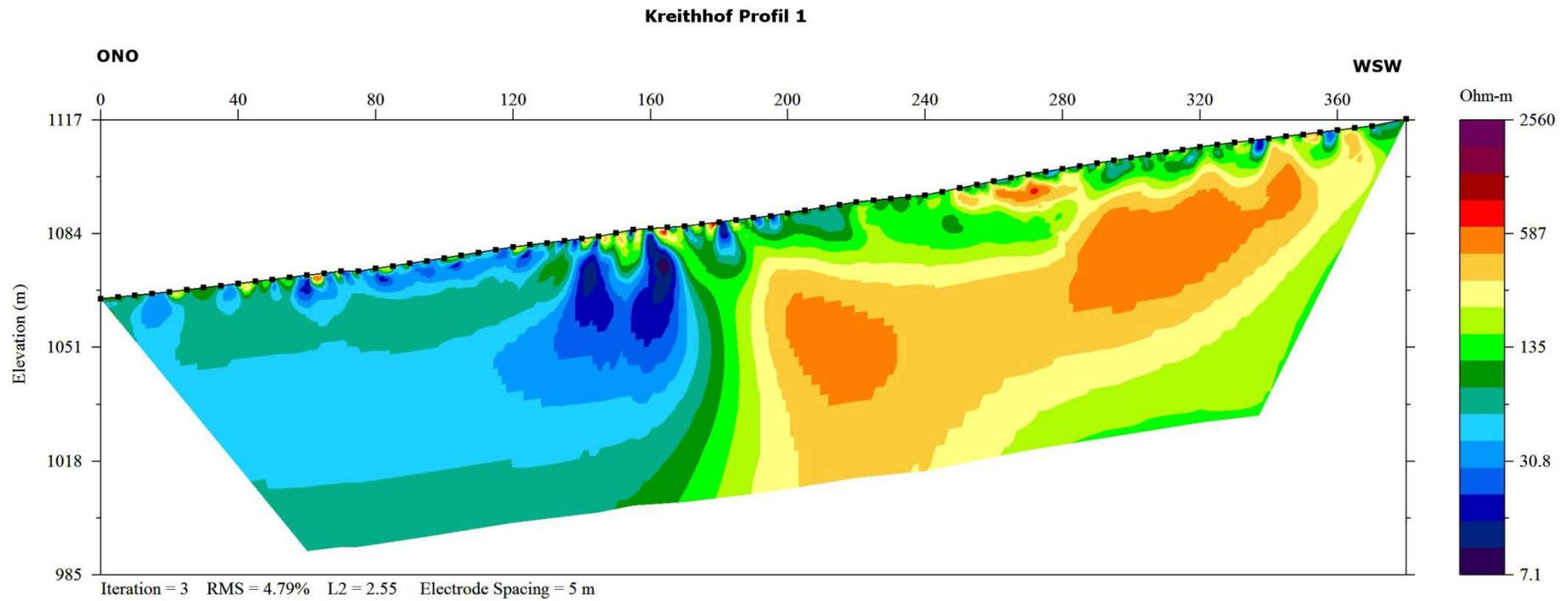


Abb. 8.3a: Ergebnis der Geoelektrikmessung Kreithof Profil 1. (EarthImager)

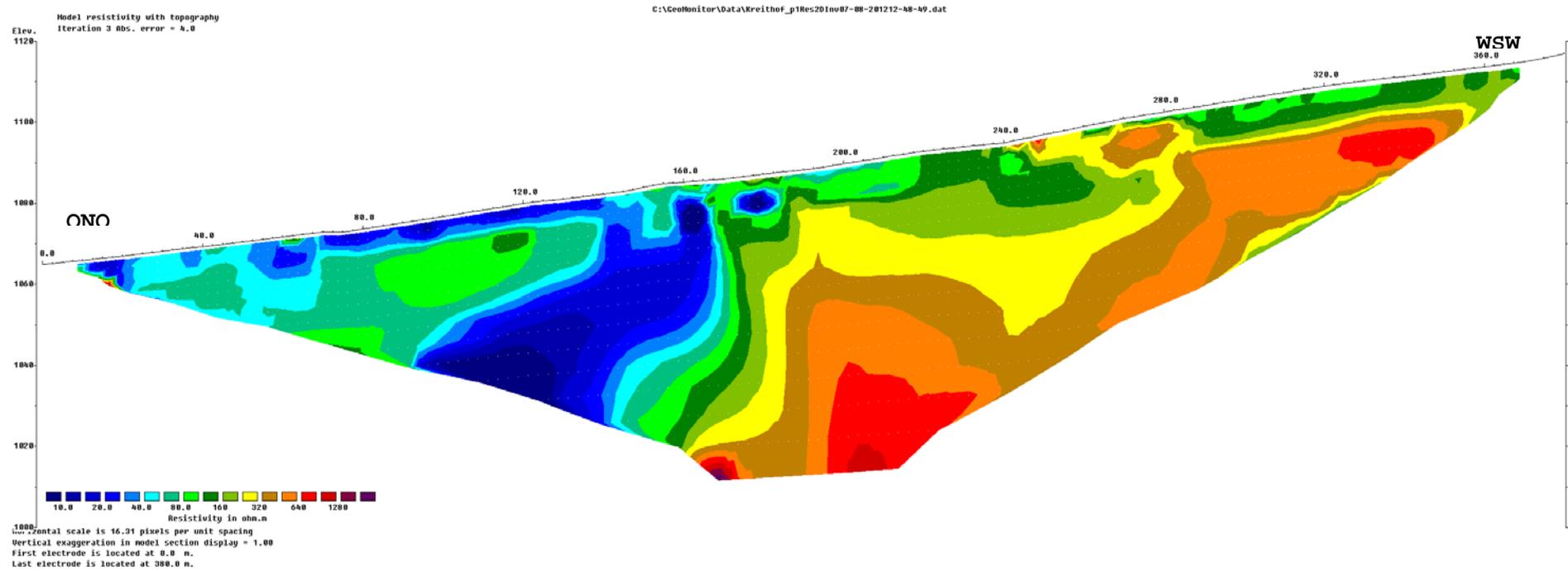


Abb. 8.3b: Ergebnis der Geoelektrikmessung Kreithof Profil 1. (Res2DInv)

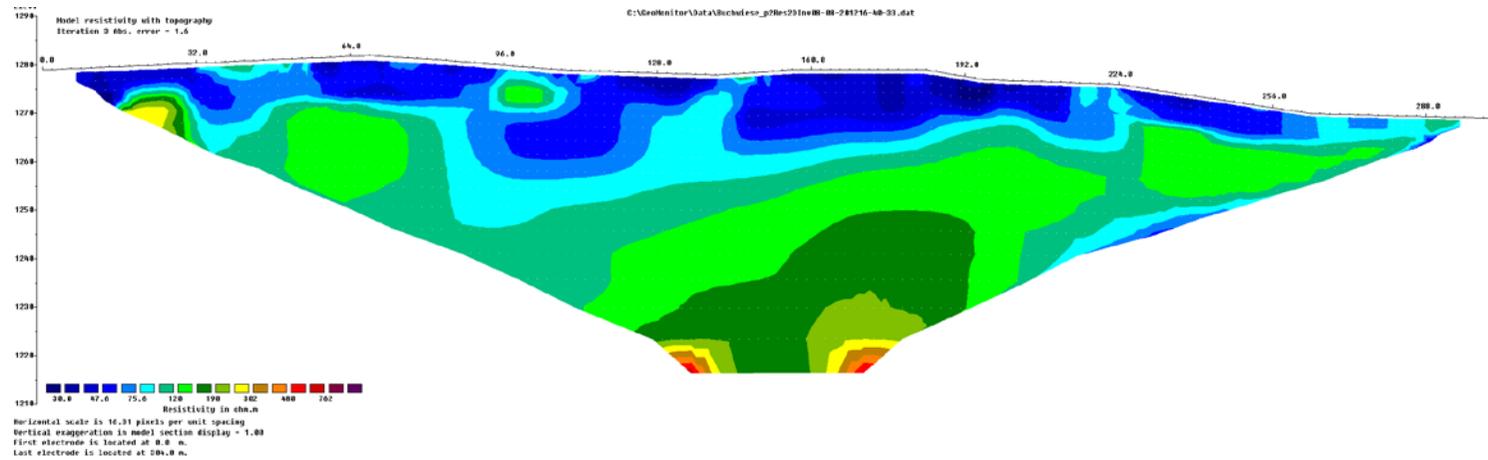
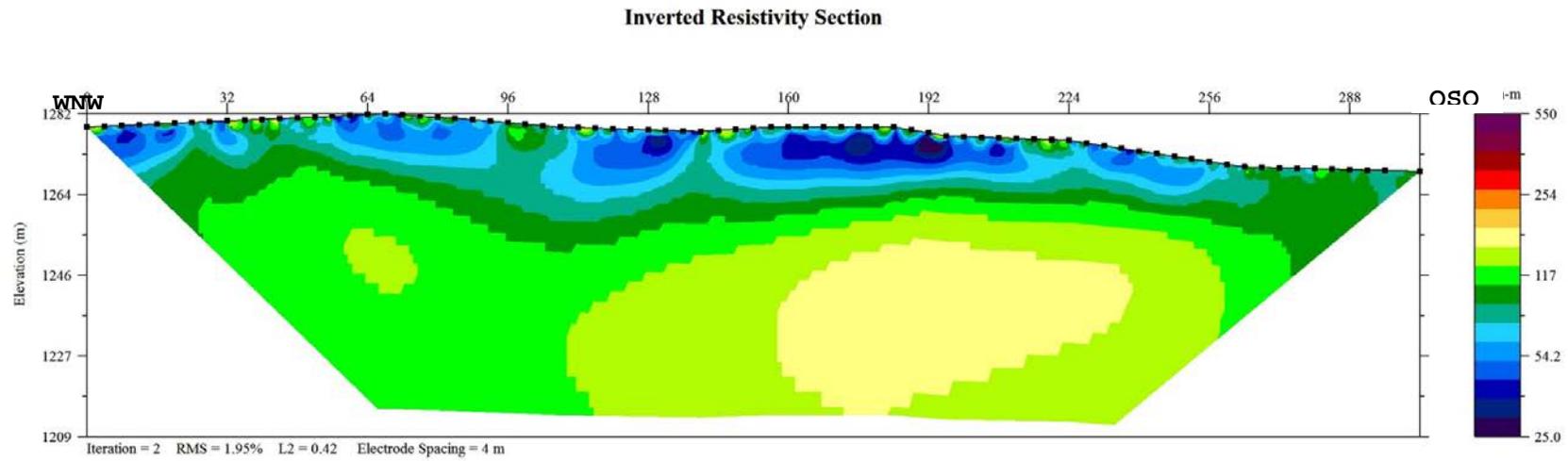


Abb. 8.4: Ergebnis der Geoelektrikmessung Buchwiese Profil 2.

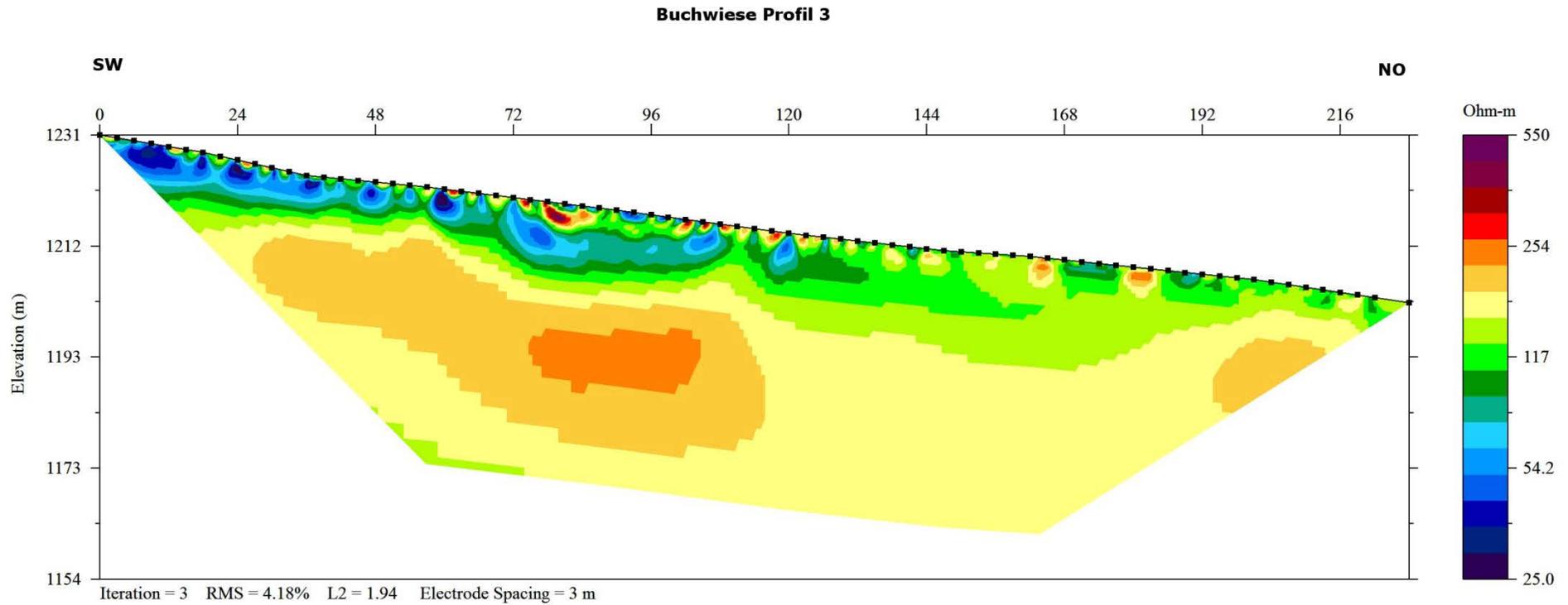


Abb. 8.5a: Ergebnis der Geoelektrikmessung Buchwiese Profil 3.

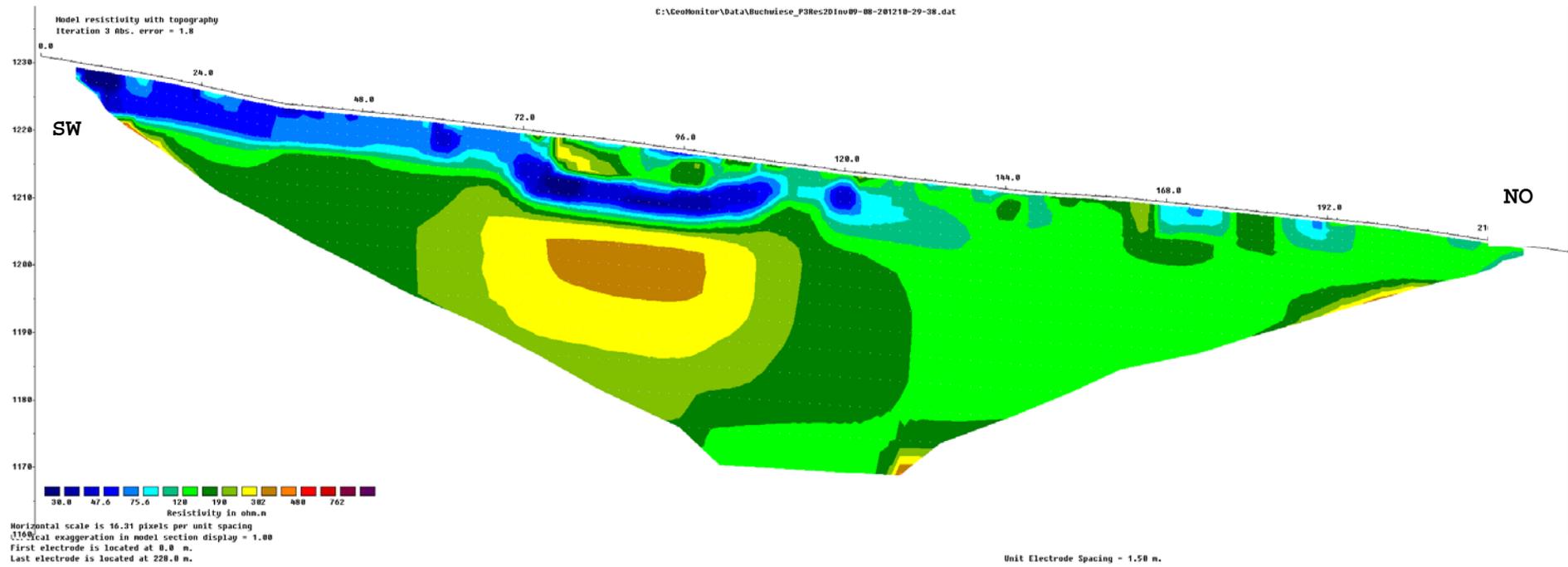


Abb. 8.5b: Ergebnis der Geoelektrikmessung Buchwiese Profil 3.

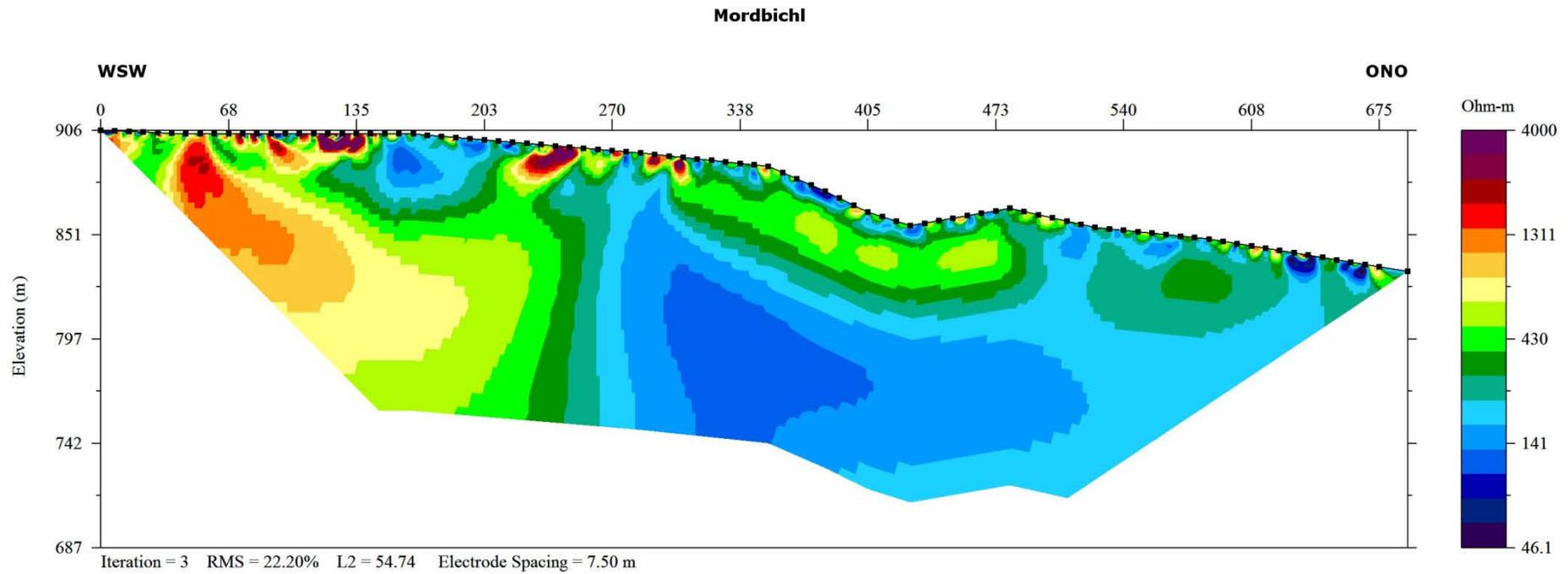


Abb. 8.6a: Ergebnis der Geoelektrikmessung Mordbichl.

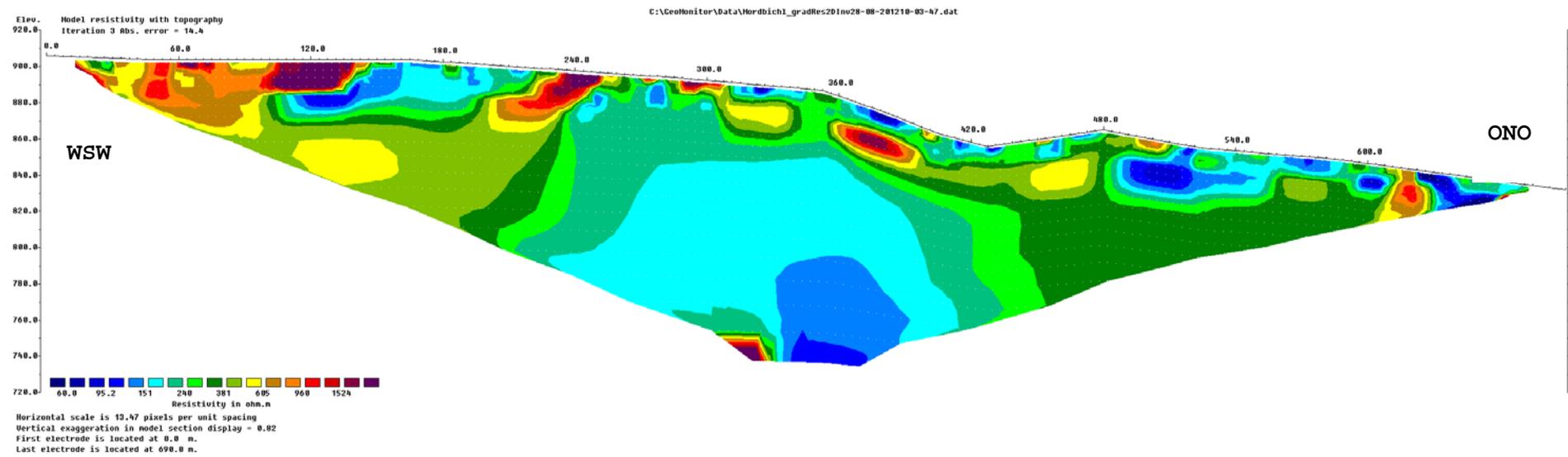


Abb. 8.6b: Ergebnis der Geoelektrikmessung Mordbichl.

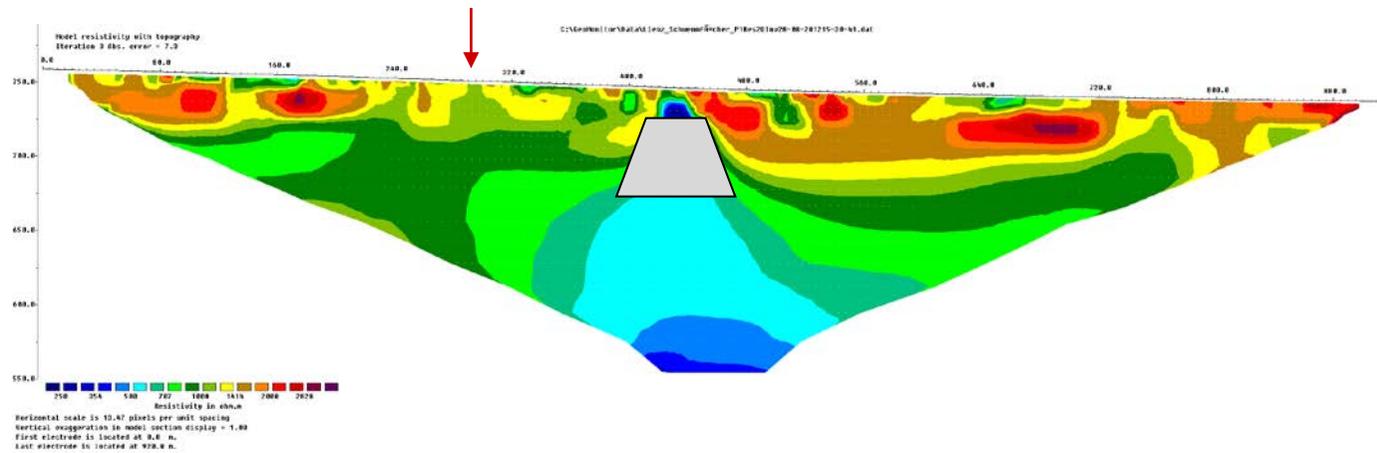
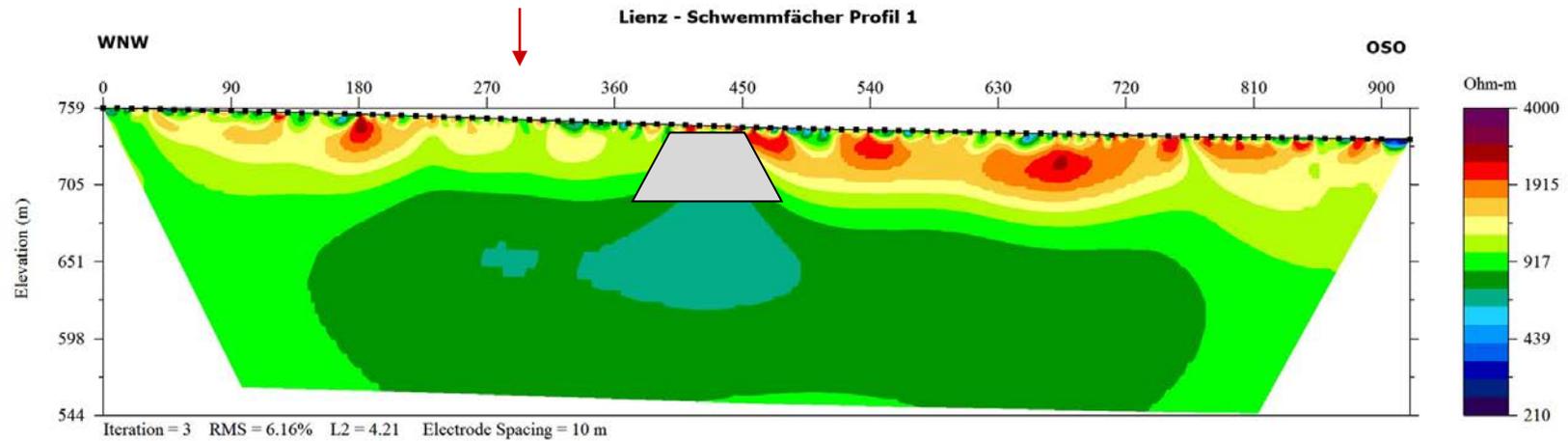


Abb. 8.7: Ergebnis der Geoelektrikmessung Lienz-Schwemmächer Profil 1. Der rote Pfeil zeigt den Schnittpunkt mit Profil 2. (Grauer Bereich: Störung der Messung durch Gasleitung)

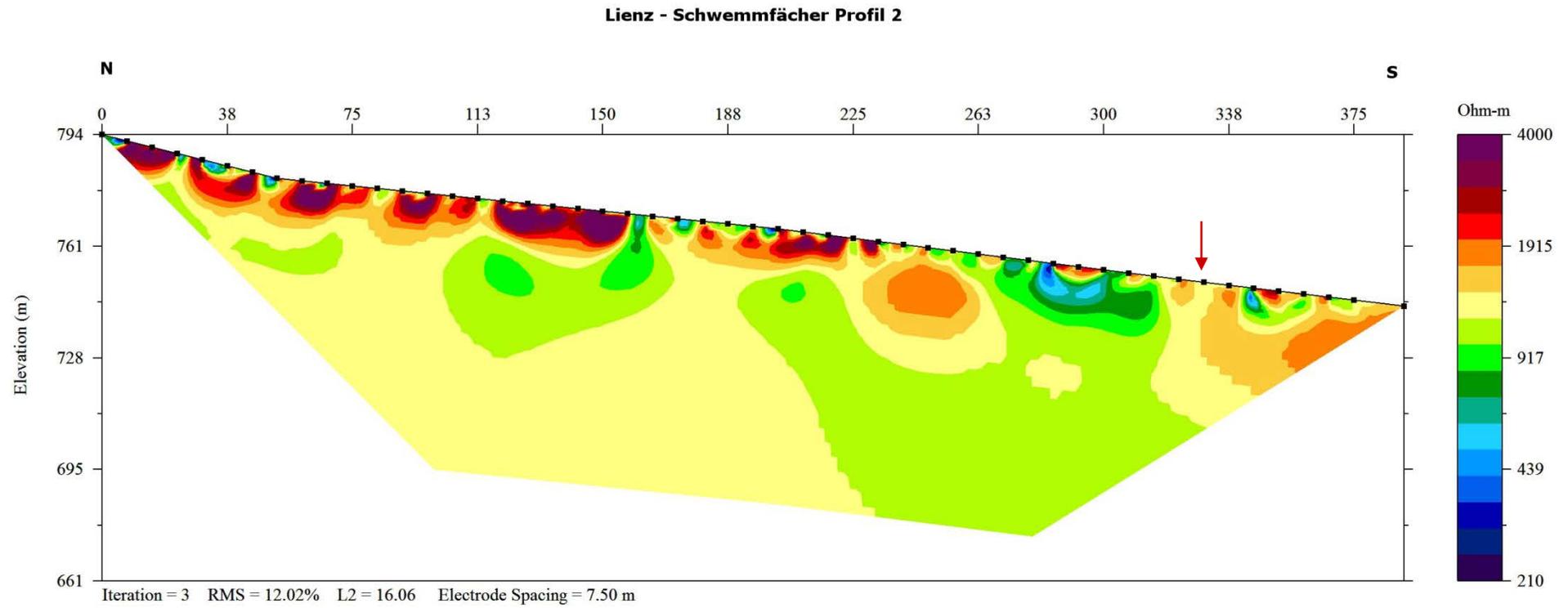


Abb. 8.8a: Ergebnis der Geoelektrikmessung Lienz-Schwemmfächer Profil 2. Der rote Pfeil zeigt den Schnittpunkt mit Profil 1.

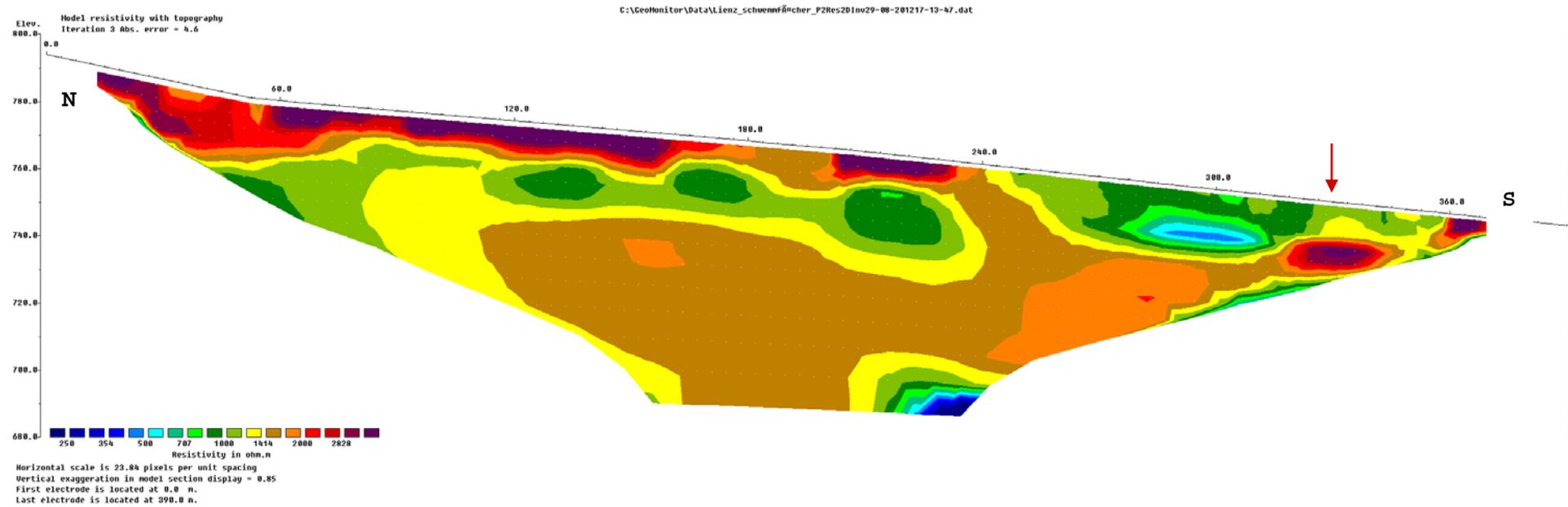


Abb. 8.8b: Ergebnis der Geoelektrikmessung Lienz-Schwemmfächer Profil 2. Der rote Pfeil zeigt den Schnittpunkt mit Profil 1.

## 8.3 Geophysikalische Interpretation

### 8.3.1 Bergsturz Buchwiese

Im Bereich des Bergsturzes Buchwiese wurden 4 geoelektrische Profile gemessen.

#### Buchwiese Profil 1

Das Profil Buchwiese\_P1 befindet sich auf etwa 800 m Seehöhe im unteren Bereich des Bergsturzes. Der Profilanfang befindet sich ca. 400 m südlich von Bad Jungbrunn und das Profil verläuft von dort 760 m in Richtung Süd-Ost, größtenteils entlang der Forststraße. Die Inversion der Messergebnisse zeigt ein sehr hochohmiges (1800-2500 Ohm) Grundgestein (Dolomit), welches von einer 20 – 40 m mächtigen, inhomogenen, und etwas niederohmigeren (220-320 Ohm) Schicht überlagert wird, die vermutlich auf das Bergsturzereignis zurückzuführen ist.



Abb. 8.9: Situationsfoto bei Buchwiese Profil 1, Blick vom Profilende Richtung Nordwest

## Kreithof

Der Profilanfang liegt ca. 150 m südwestlich des Gasthofs Kreithof an dem Feldweg, der vom Gasthof wegführt. Das Profil verläuft, von dort beginnend und anfangs dem Feldweg folgend, 380 m Richtung WSW. Die Inversion der Messergebnisse zeigt einen niederohmigen unteren Profilabschnitt (etwa die ersten 160 m) und einen höherohmigen oberen Profilabschnitt. Der Bruch dürfte in etwa auf Höhe des quer zum Profil verlaufenden Feldweges verlaufen. Zwei besonders niederohmige (10-20 Ohmm) Anomalien im mittleren Bereich des Profils, haben vermutlich keinen geologischen Hintergrund, sondern werden von unterirdischen Einbauten im Bereich der Gästehütte verursacht.

Der untere Profilabschnitt untergliedert sich in zwei Widerstands-Bereiche, wobei ein Bereich mit Werten von 80-150 Ohmm von einem etwas niederohmigeren Bereich mit Werten von 30-50 Ohmm umgeben ist (Ton, Mergel?). Der obere Profilabschnitt untergliedert sich ebenfalls in zwei Widerstands-Bereiche, wobei eine 10-20 m mächtige Schicht mit Widerständen um 160 Ohmm auf einer etwas höherohmigen Schicht mit Werten von 320-640 Ohmm aufliegt (Kalke, Kössen-Formation?).



Abb. 8.10: Situationsfoto bei Kreithof, Blick Richtung Profilanfang (ONO)

### Buchwiese Profil 2

Der Profilanfang liegt ca. 1,2 km südlich des Tristacher Sees an einer Forststraße. Das Profil verläuft von dort beginnend, anfangs entlang der Straße, 304 m Richtung OSO. Die Inversion der Messergebnisse zeigt an der Oberfläche eine 10-20 m mächtige niederohmige Schicht mit spezifischen elektrischen Widerständen von 50-70 Ohmm, die eine etwas höherohmige Schicht mit 85-140 Ohmm überlagert.



Abb. 8.11: Situationsfoto bei Buchwiese Profil 2, Blick Richtung WNW

### Buchwiese Profil 3

Der Profilanfang liegt ca. 1 km südlich des Tristacher Sees an einer Forststraße (Wanderweg vom Tristacher See zur Dolomitenhütte). Das Profil verläuft von dort beginnend entlang der Straße 228 m Richtung NO. Zwischen Profilmeter 65 und 115 befindet sich eine kleine Hangrutschung, die auch in den Inversionsergebnissen deutlich sichtbar ist.

Ähnlich wie bei Profil 2 zeigt sich auch hier an der Oberfläche eine niederohmige Schicht mit spezifischen elektrischen Widerständen von 50-70 Ohmm, jedoch ist sie hier nur etwa 5 m mächtig und ist nur im oberen Profilabschnitt zu erkennen. Im Bereich der Hangrutschung wird diese Schicht von einer etwas höherohmige (100-170 Ohmm) Auflage überlagert. Im unteren Profilabschnitt und im oberen Profilabschnitt ab einer Tiefe von 5-10 m zeigen sich Widerstände von 100-170 Ohmm.



Abb. 8.12: Situationsfoto bei Buchwiese Profil 3, Blick Richtung Profilanfang (SW)

### 8.3.2 Mordbichl

Das Profil befindet sich südwestlich von Anger-Leiten und verläuft im Wald nördlich der Drautal-Straße in 120-170 m Entfernung und etwa parallel zur Straße. Das zu untersuchende Gebiet ist eine Ablagerung der Gleitung Gailwald, deren Abrissgebiet sich südlich der Drau befindet.

Die Inversion der Messergebnisse zeigt einen sehr inhomogenen oberen Bereich (etwa die ersten 50 m), der vermutlich mit den Ablagerungen auf Grund der Rutschung übereinstimmt. In der Tiefe zeigt sich ein wesentlich homogeneres Bild, wobei die Widerstände im ersten Profilabschnitt mit 480-600 Ohmm etwas höher sind, als jene im hinteren Bereich des Profils (190-380 Ohmm).



Abb. 8.13: Situationsfoto bei Mordbichl, Blick Richtung ONO

### 8.3.3 Lienz-Schwemmfächer

#### Schwemmfächer Profil 1

Das Profil liegt in Oberlienz und verläuft dort 920 m entlang der Straße Richtung Patriasdorf, wobei sich der Profilanfang etwa 600 m südöstlich des Ortszentrums von Oberlienz befindet. Etwa in der Mitte des Profils wird eine Gasleitung gequert, die die Messergebnisse im zentralen Bereich stark verfälscht. Dennoch zeigt die Inversion der Messergebnisse einen klaren 2-Schicht-Fall, wobei eine bis zu 50 m mächtige,

hochohmige (1200-2800 Ohmm) Schicht (quartäres Lockermaterial?) eine etwas niederohmigere (840-1000 Ohmm) Schicht (Kristallin?) überlagert.



Abb. 8.14: Situationsfoto bei Lienz – Schwemmfächer Profil 1, Profilmitte, Blick Richtung WNW

### **Schwemmfächer Profil 2**

Das Profil liegt in Oberlienz und verläuft 450 m etwa in Nord-Süd Richtung, wobei sich der Profilanfang ca. 700 m östlich des Ortszentrums von Oberlienz befindet. Am Ende des Profils wird auch hier eine Gasleitung gequert, die die Messergebnisse am Profilende stark verfälscht. Die Messwerte aus diesem Bereich wurden daher vor der Inversion gelöscht. Die Inversion der Messergebnisse zeigt auch hier einen klaren 2-Schicht-Fall, wobei die höherohmige (2000-4000 Ohmm), oberflächennahe Schicht hier nur etwa 10-20 m mächtig ist. Diese überlagert eine etwas niederohmigere (1200-1700 Ohmm) Schicht (Kristallin?).



Abb. 8.15: Situationsfoto bei Lienz – Schwemmfächer Profil 2, Blick Richtung Profilende (Süden)

## 9 Höttinger Alm (Tirol)

### 9.1 Einleitung

Im Rahmen des Projektes ÜLG35 wurde 7 geoelektrische Profile zwischen Juli 2011 und September 2011 südlich der Ortschaft Mallnitz gelegt. Die Lage der Profile zeigt Abb. 11.1 auf der topographischen Karte, Abb. 11.2 auf der geologischen Karte (Geologischen Gebietskarte der Sonnblickgruppe.).

### 9.2 Geoelektrische Vermessung

Im Rahmen des Projektes ÜLG35 wurden 3 geoelektrische Profile im Juli 2012 im Bereich des Höttingergrabens bei Innsbruck gelegt. Die Details zu den geoelektrischen Profilen sind in der nachfolgenden Tabelle 9.1 angegeben. Die Lage der Profile zeigt Abb. 9.1.

<b>Geoelektrikprofil</b>	<b>Datum</b>	<b>Elektrodenabstand [m]</b>	<b>Profillänge [m]</b>	<b>Messrichtung</b>
<b>Traverse 3</b>	24.07.201 2	2	184	NO-SW
<b>Traverse 4</b>	24.07.201 2	2	184	N-S
<b>Traverse 4h</b>	26.07.201 2	2	184	O-W

Tab. 9.1: Spezifikation der Geoelektrikprofile

### **9.3 Messergebnisse**

Die invertierten Sektionen der Geoelektrik-Profile sind in den Abbildungen 9.2-9.4 dargestellt.

Die Kurzinterpretation aller Ergebnisse wird im nächsten Kapitel ausgeführt.

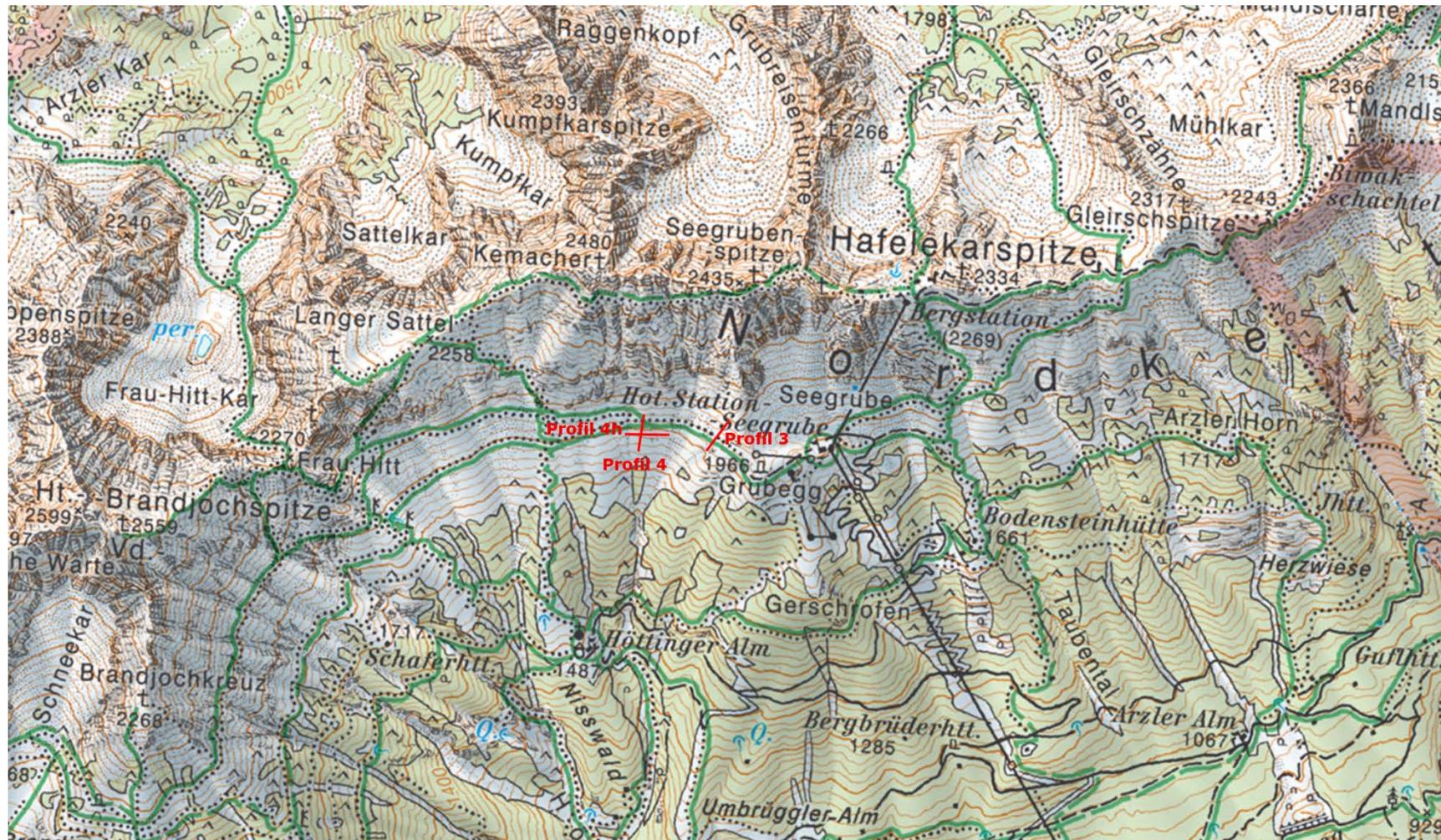


Abb. 9.1: Lage der geoelektrischen Profile Traverse 3, 4 und 4h

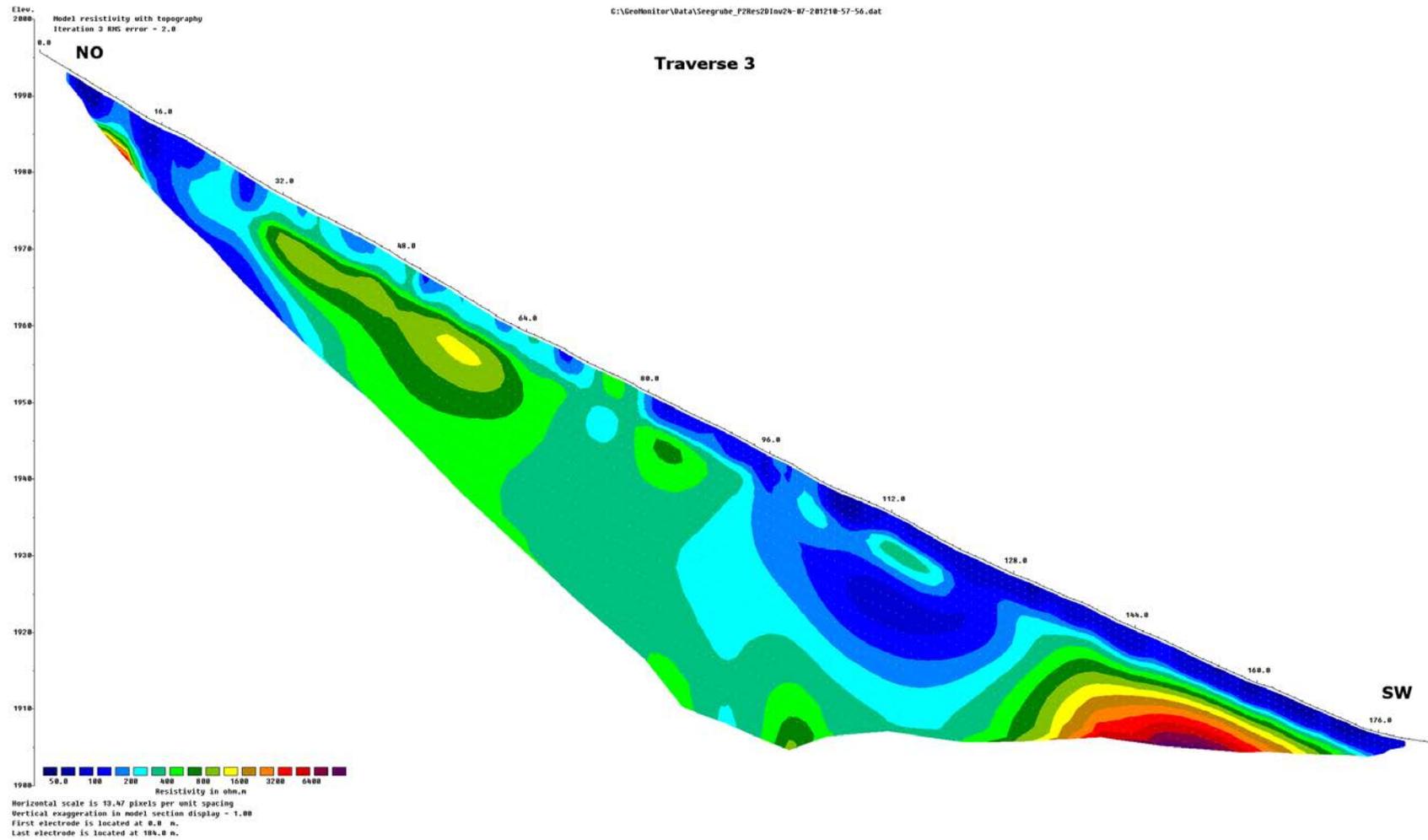


Abb. 9.2: Ergebnis der Geoelektrikmessung Seegrube Traverse 3.

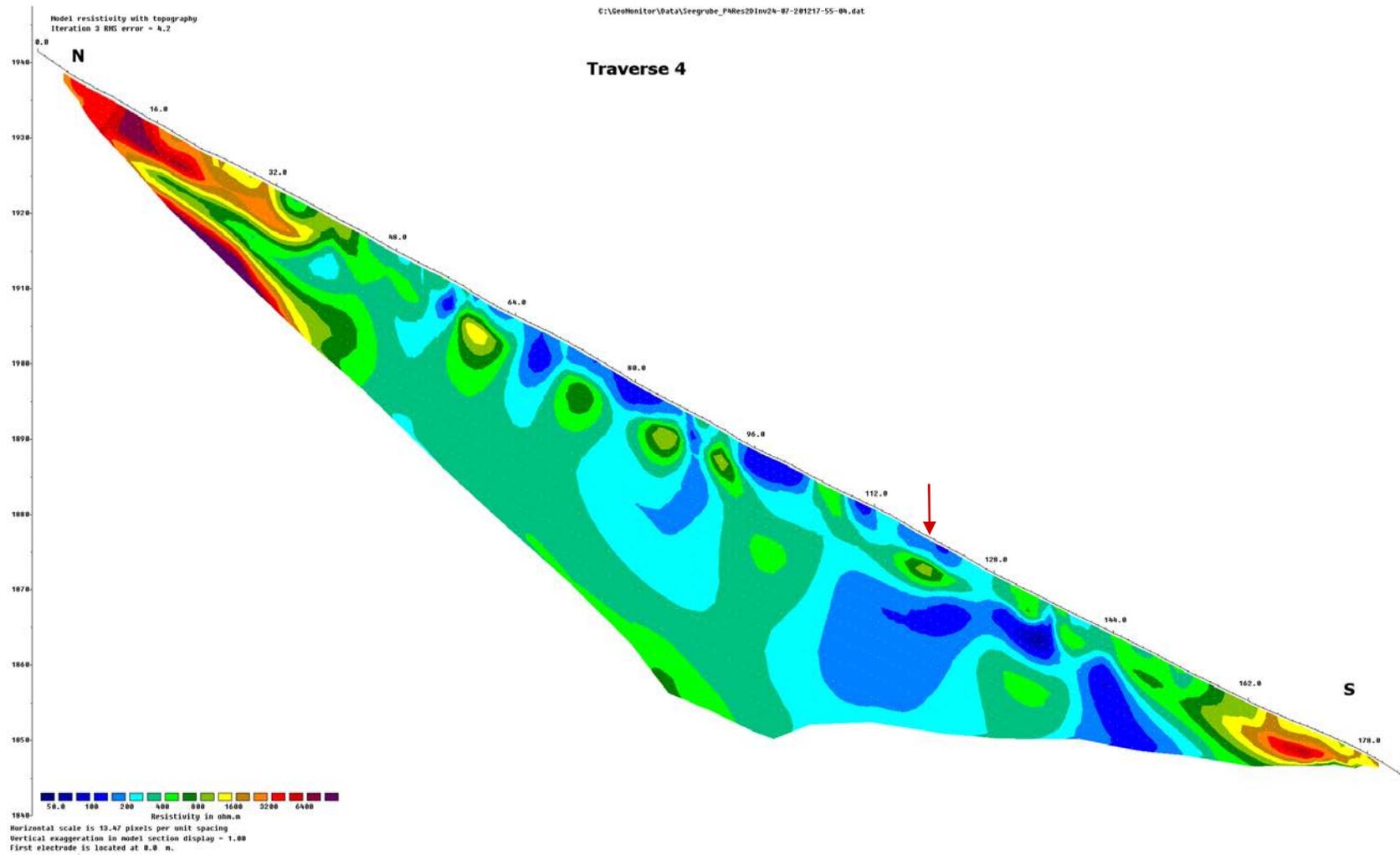


Abb. 9.3: Ergebnis der Geoelektrikmessung Seegrube Traverse 4. Der rote Pfeil zeigt den Schnittpunkt mit Traverse 4h.

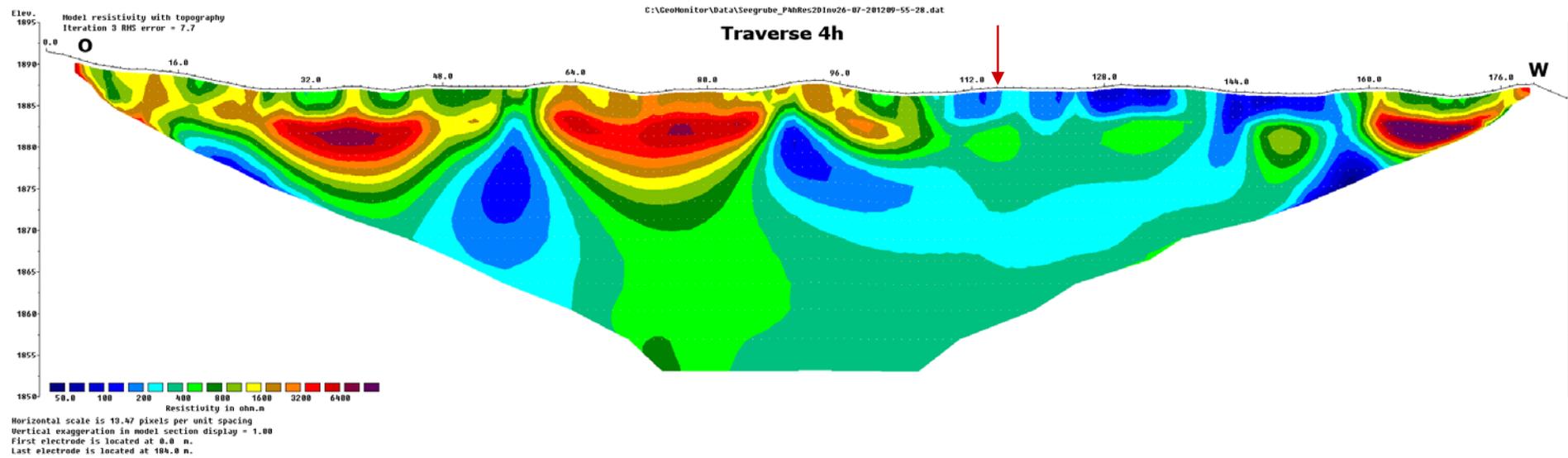


Abb. 9.4: Ergebnis der Geoelektrikmessung Seegrube Traverse 4h. Der rote Pfeil zeigt den Schnittpunkt mit Traverse 4.

## 9.4 Geophysikalische Interpretation

Die Abb. 9.6, 9.8 und 9.9 zeigen Situationsfotos der geoelektrischen Vermessung, die Abb. 9.5 und 9.7 geben jeweils einen Überblick über die geologische Situation.

### Traverse 3

Der Profilanfang liegt ca. 430 m nord-westlich der Seilbahnstation Seegrube. Von dort verläuft das Profil etwa 184 m hangabwärts in Richtung Südwest. Ziel der Messtraverse war die Abklärung von Messwerten (als Referenz für die AEM) im Bereich des feuchten Lawinenanrissgebietes im Ausstichbereich der heterogenen Reichenhaller Schichten, sowie die Untersuchung der Ursache für die relativ hohe Feuchtigkeit in dem betreffenden Gebiet.

Die Inversion der Messergebnisse zeigt an der Oberfläche eine 3-5 m mächtige, niegerohmige Schicht, die zwischen Profilmeter 20 und 80 spezifische elektrische Widerstände von 200-300 Ohmm aufweist, während sie zwischen Profilmeter 0-20 und 80-180 nur Widerstände von 100-200 Ohmm zeigt. Ab Profilmeter 135 zeigt sich in der Tiefe eine hochohmige (>1500 Ohmm) Anomalie, die mit den Lockersedimenten übereinstimmen könnte, die ja in diesem Bereich angeschnitten werden. Im oberen Profilabschnitt zeigen sich in der Tiefe Widerstände von 400-1200 Ohmm. Zwischen Profilmeter 95 und 130 reicht die niederohmige Schicht (100-200 Ohmm) bis in 10-20 m Tiefe.



Abb. 9.5: Verfügbare Digitale Geologische Karte und Lage der Traverse 3.



Abb. 9.6: Situationsfoto bei Seegrube Traverse 3

## Traverse 4

Der Profilanfang liegt ca. 760 m westlich der Seilbahnstation Seegrube. Von dort verläuft das Profil etwa 184 m hangabwärts in Richtung Süden. Ziel der Messtraverse war die Abklärung von Messwerten (als Referenz für die AEM) im Ausstichbereich der heterogenen Reichenhaller Schichten.

Die Inversion der Messergebnisse zeigt sowohl im obersten Profilabschnitt (etwa die ersten 40 m), als auch im untersten Profilabschnitt (etwa die letzten 20 m), relativ hohe spezifische elektrische Widerstände  $> 1500$  Ohmm. Im oberen Profilabschnitt handelt es sich bei der hochohmigen Anomalie um alpinen Muschelkalk, während im unteren Profilabschnitt möglicherweise Lockersedimente für die Anomalie verantwortlich sind.

Im mittleren Profilabschnitt zeigt sich die Inhomogenität der Reichenhaller Schichten, wobei kleine Bereiche mit höheren (800-1600 Ohmm) und niedrigeren (150-200 Ohmm) Widerständen in eine relativ homogene Grundmasse mit Widerständen von 200-400 Ohmm eingelagert sind.

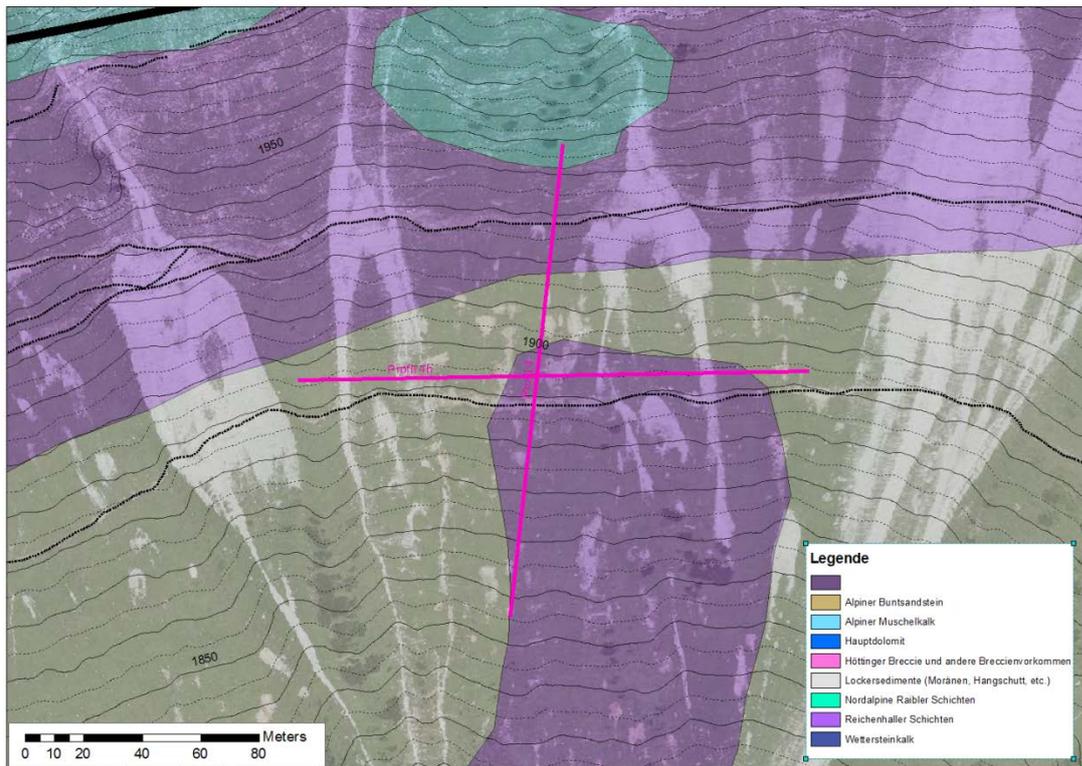


Abb. 9.7: Verfügbare digitale Geologische Karte und Lage der Traversen 4 und 4h.



Abb. 9.8: Situationsfoto bei Seegrube Traverse 4, Blick Richtung Profilanfang (Norden)

## Traverse 4h

Das Profil 4h liegt senkrecht zu Profil 4, wobei der Schnittpunkt etwa auf Höhe des unteren Wanderweges liegt. Dort verläuft das Profil etwa 184 m knapp oberhalb des Wanderweges in Richtung Ost-West. Ziel der Messtraverse war die Abklärung von Messwerten (als Referenz für die AEM) im Ausstichbereich der heterogenen Reichenhaller Schichten. Des Weiteren werden mehrere verwitterte allochthone Schuttfächer gequert, die vom (par)autochthonen Hangschutt der Reichenhaller Schichten umgeben und unterlagert sind.

Die Inversion der Messergebnisse zeigt auch hier die relativ homogene Grundmasse der Reichenhaller Schichten (300-600 Ohmm) in die wieder kleine Bereiche mit höheren (600-1200 Ohmm) und niedrigeren (150-200 Ohmm) Widerständen eingelagert sind. Die allochthone Schuttfächer zeigen sich als ausgedehnte Bereiche in bis zu 10 m Tiefe mit sehr hohen spezifischen elektrischen Widerständen von > 2000 Ohmm.



Abb. 9.9: Situationsfoto bei Seegrube Traverse 4h, Blick Richtung Profilende (Westen)

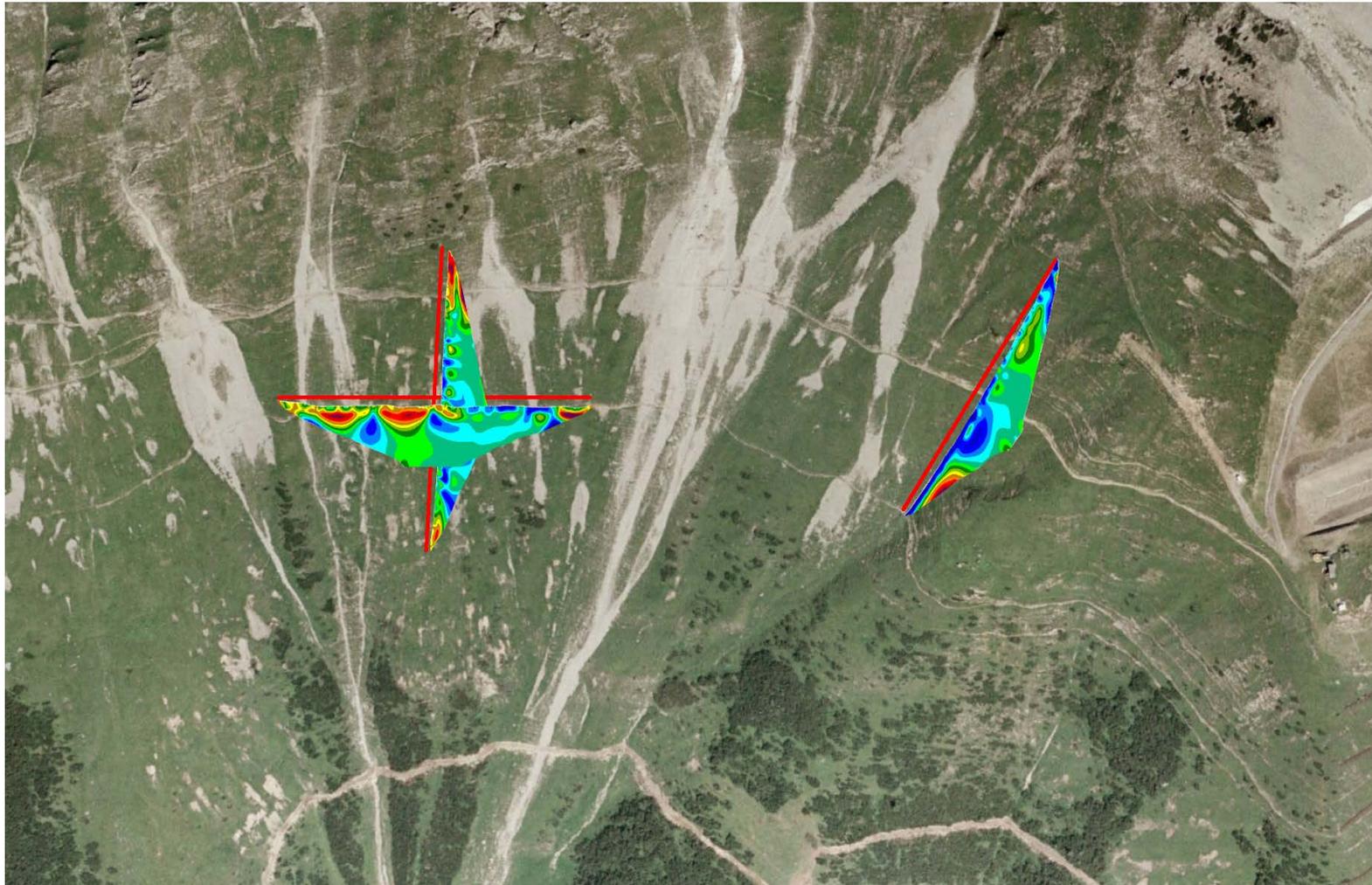


Abb. 9.10: Überblick Lage und Ergebnisse der Geoelektrikprofile

## 10 Permafrostmonitoring

### 10.1 Einleitung

Änderungen von Klimaparametern aufgrund der globalen Erwärmung führen zum Rückgang bzw. zum Abschmelzen des Permafrostes in alpinen Regionen. Das Untersuchungsgebiet dieser Langzeitstudie befindet sich am Magnetköpfl, einem Gipfel unterhalb des Kitzsteinhorns (3203 m). Wissenschaftliche Untersuchungen der letzten Jahre haben eine zunehmende Instabilität des Gesteins aufgrund des vermuteten Rückganges von Permafrost, sowie der Abnahme der Gletscherhöhe, die zu einer Verringerung des Gegendrucks auf die Flanken des Hanges führt, dokumentiert. Geoelektrische Messungen sind eine adäquate Methode um Permafrost bzw. seine Änderungen zu messen, da der elektrische Widerstand des Untergrundes stark abhängig von der Temperatur und der Menge des nicht gefrorenen Porenwasser ist. Im Oktober 2011 wurde ein geoelektrisches Monitoring-Profil auf dem Nordkamm des Magnetköpfls installiert (siehe Abb. 10.1, 10.2).



Abb. 10.1: Das Untersuchungsgebiet (Übersicht und Lage des Monitoring-Profiles)



Abb. 10.2: Ansicht des Monitoring-Profiles (links, Mitte) und Bodentemperaturmesspunkt (rechts)

Die hier dargestellten Ergebnisse sind eine Zusammenfassung von den Messungen in den letzten Jahren. Die Grundlagen und Hintergrunduntersuchungen sind im ÜLG Bericht/2011 ausgeführt.

## 10.2 Geoelektrisches Monitoring

Die geoelektrischen Messungen werden durchgeführt mit dem GEOMON4D System. Das Monitoring-Profil mit insgesamt 81 Elektroden mit einem Abstand von 1 m wird zweimal pro Tag gemessen. Eine Einzelmessung enthält 2590 Datenpunkte, die in einem Gradienten-Array verteilt sind. Die Stromversorgung erfolgt durch eine Brennstoffzelle (SFC Efoy Pro © 600).

## 10.3 Überwachung der Bodentemperatur

Um die Interpretation der geoelektrischen Monitoring Daten zu verbessern wurden Temperatursensoren an zwei Stellen direkt auf dem Profil installiert (Abb. 10.2). Die Sensoren wurden in zwei unterschiedlichen Tiefen (10 und 80 cm) platziert, wobei ein Messintervall von 3 Stunden definiert wurde. Diese Messungen werden im Rahmen des Projekts MOREXPART (Universität Salzburg und alpS) durchgeführt. Messungen der Bodentemperatur an ausgewählten Stellen entlang des Profils unterstützen die Interpretation der geoelektrischen Daten.

## 10.4 Ergebnisse

Abb. 10.3 zeigt dass unterschiedliche Temperaturperioden eine direkte Korrelation zu durchschnittlichen scheinbaren Widerständen aufweisen. Aufgrund der Verbindung mit der Temperatur werden die stärksten Unterschiede im durchschnittlichen scheinbaren Widerstand im Frühjahr und Herbst beobachtet. Besonders im Frühjahr 2013 (Mai / Juni) führte eine lange Niedrigtemperaturperiode zu einer ausgeprägten Anomalie der Widerstände, die das Wiedereinfrieren der obersten Schicht anzeigt (siehe auch Abb. 10.4 +10.5). Eine sehr ähnliche Charakteristik des mittleren scheinbaren Widerstandes konnte während des Einfrierens im Herbst 2011 und 2012 beobachtet werden. Im Gegensatz zum geoelektrischen Monitoring in nicht Permafrost Regionen zeigt der Niederschlag keinen deutlichen Einfluss auf den spezifischen Widerstand.

Der Permafrost am Magnetköpfl beginnt in einer Tiefe von rund 3 m und saisonale Temperaturvariationen unter 0 ° C können bis in eine Tiefe von 8-10 m beobachtet werden. Diese Information, basierend auf Temperaturmessungen aus vorhandenen Bohrlöchern im Untersuchungsgebiet, unterstützt die Interpretation ausgewählter Inversionsergebnisse des geoelektrischen Monitorings, die mit einem innovativen 4D Inversionsansatz (Kim et al. 2013). (Abb. 10.4 – Abb. 10.9) berechnet wurden.

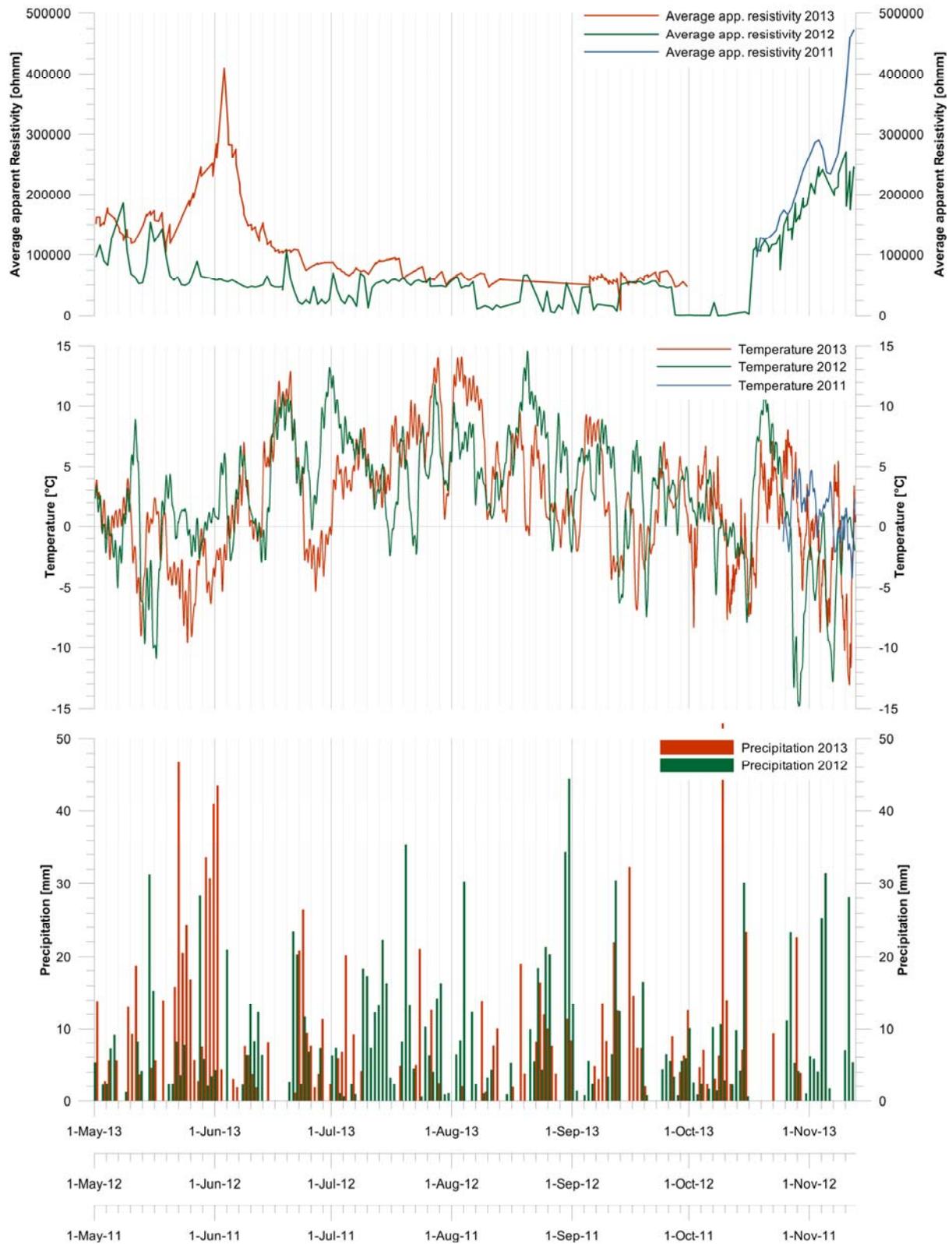


Abb. 10.3: Variation der mittleren scheinbaren Widerstände von 2011, 2012, 2013 (oben), Lufttemperatur (Mitte) und Niederschlag (unten)

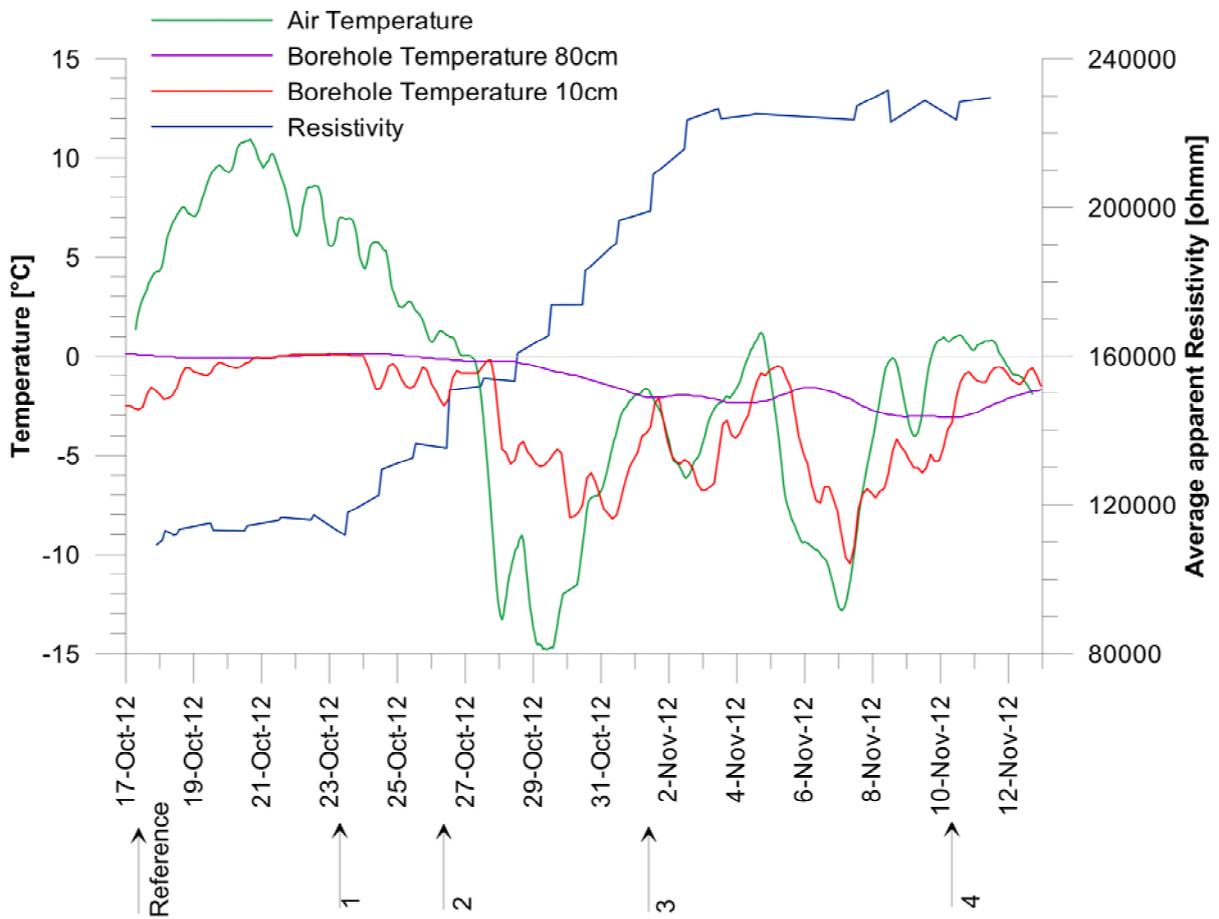


Abb. 10.4: Einfrier-Ereignis Herbst 2012: zeitliche Variation des durchschnittlichen scheinbaren Widerstandes kombiniert mit Luft- und Bodentemperatur (10 bis 80 cm Tiefe).

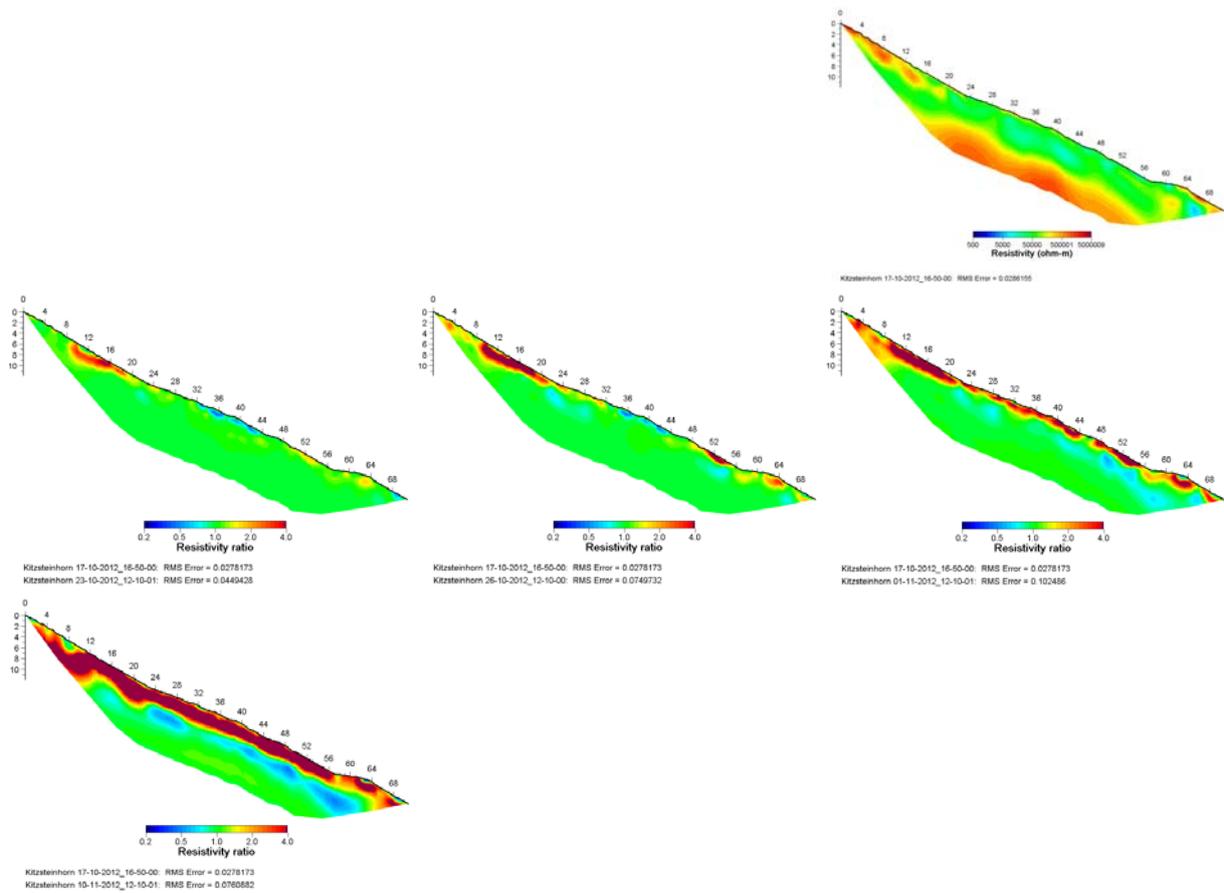


Abb. 10.5: Inversionsergebnis des Referenzdatensatzes vom 17. Oktober 2012 (rechts). Differenzbilder der 4D Inversion für den Zeitraum Oktober-November 2012 unter Verwendung des oben erwähnten Referenzdatensatz

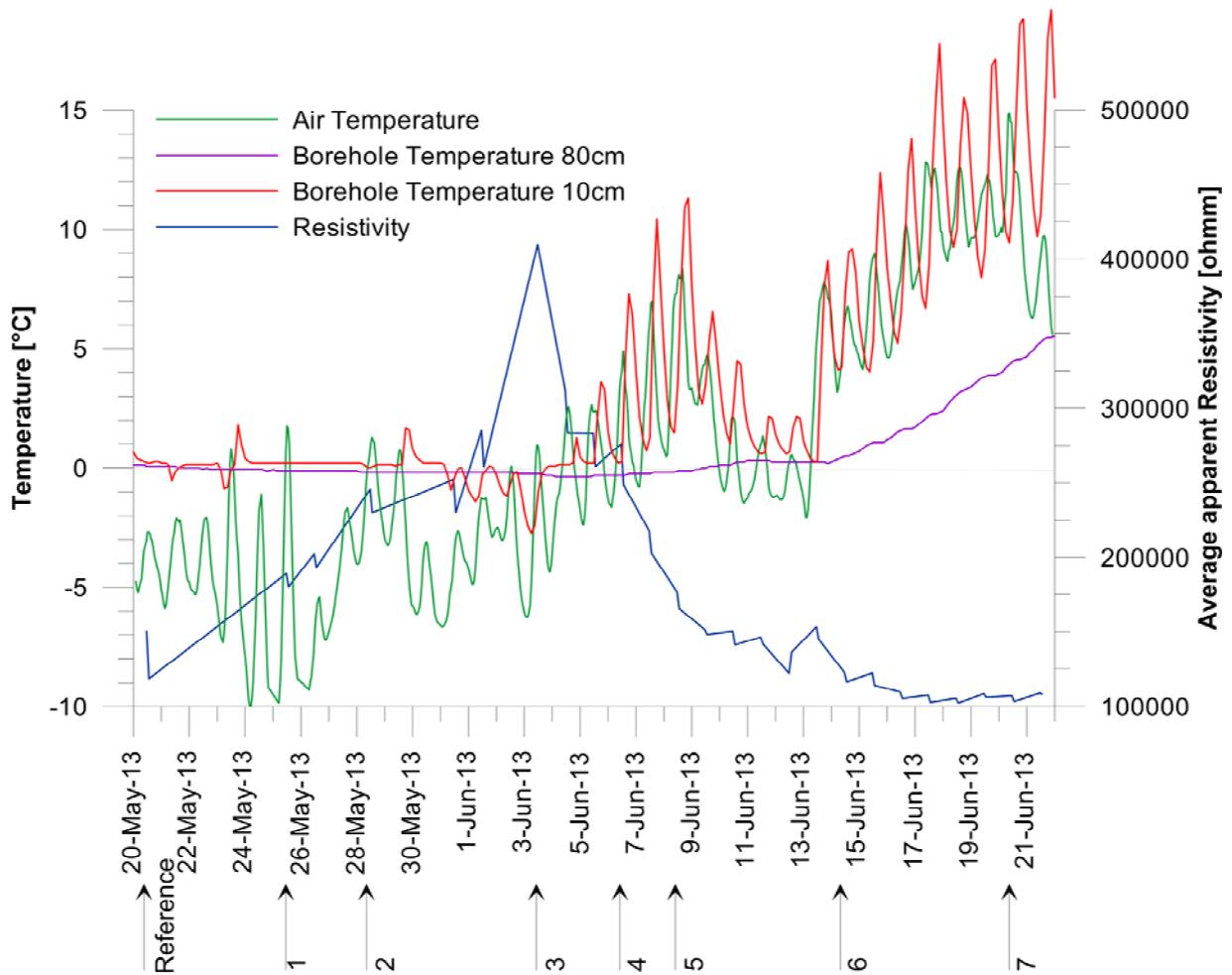


Abb. 10.6: Einfrier-/Auftau-Ereignis Frühjahr 2013: zeitliche Variation des durchschnittlichen scheinbaren Widerstandes kombiniert mit Luft- und Bodentemperatur (10 bis 80 cm Tiefe).

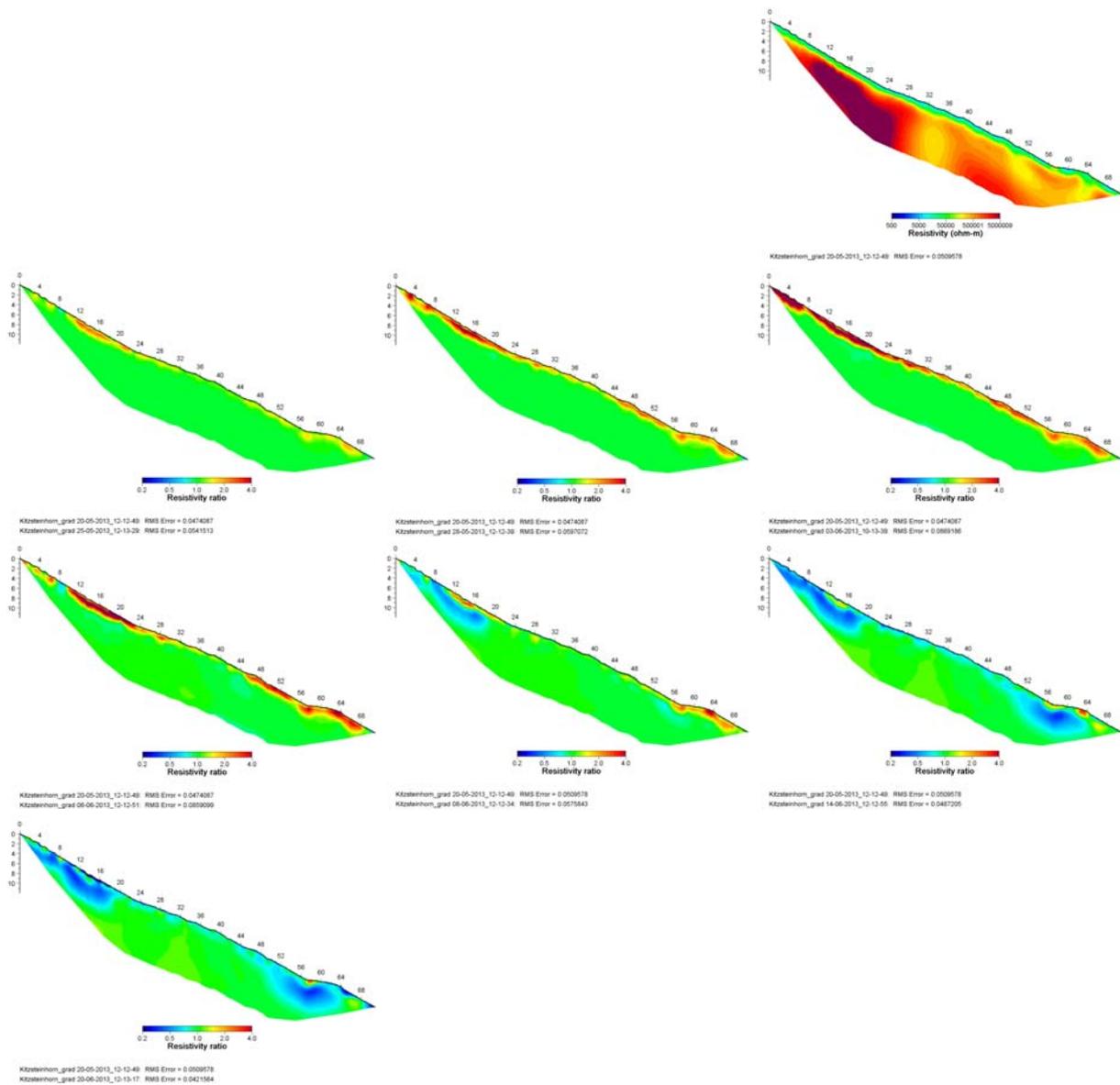


Abb. 10.7: Inversionsergebnis des Referenzdatensatzes vom 20. Mai 2013 (rechts). Differenzbilder der 4D Inversion für den Zeitraum Mai-Juni 2013 unter Verwendung des oben erwähnten Referenzdatensatz

Der Referenzdatensatz zeigt die höchsten Widerstände im Vergleich zu den Sommer- und Herbst- Messungen (Abb. 10.5 +Abb. 10.9). Die oberste Schicht mit einem elektr. Widerstand von weniger als 50.000 Ohmm hat eine Mächtigkeit von nur 1,5 m, wobei darunter elektr. Widerstände von bis zu 5 MOhmm beobachtet werden.

Differenzbilder der 4D Inversion zeigen eine markante Widerstandserhöhung (bis zu 4-mal im Vergleich zur Referenz) im oberflächennahen Bereich, die durch niedrige Temperaturen in der ersten Phase der dargestellten Ergebnisse verursacht wird. Eine schnelle Temperaturerhöhung beginnend mit dem 6. Juni führt zu einer auffällig raschen Abnahme des spezifischen elektr. Widerstands am Anfang und am Ende des Profils, was auf die geringe thermische Kapazität des dortigen Untergrundes (anstehender Fels) zurückzuführen ist.

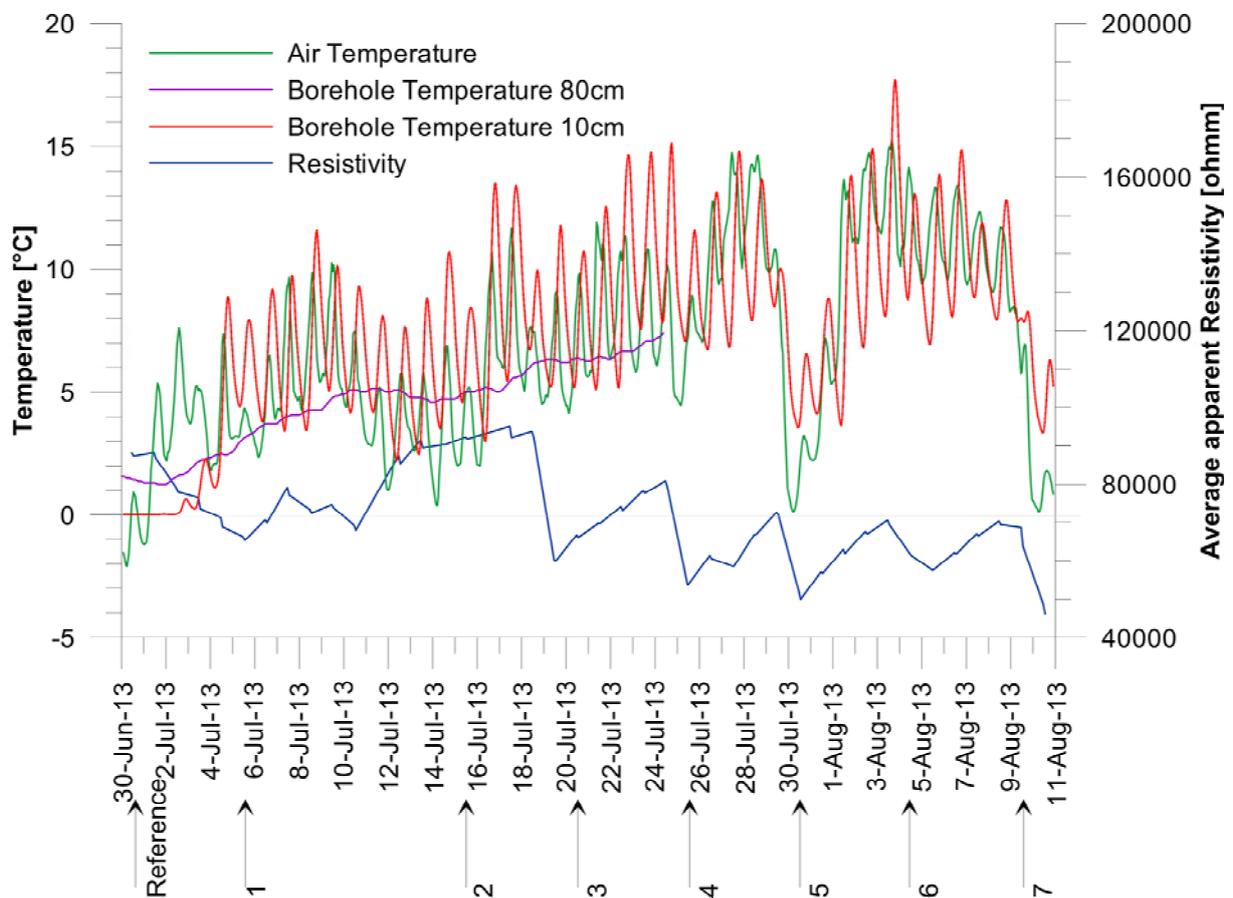


Abb. 10.8: Auftau- Ereignis Sommer 2013: zeitliche Variation des durchschnittlichen scheinbaren Widerstandes kombiniert mit Luft-und Bodentemperatur (10 bis 80 cm Tiefe).

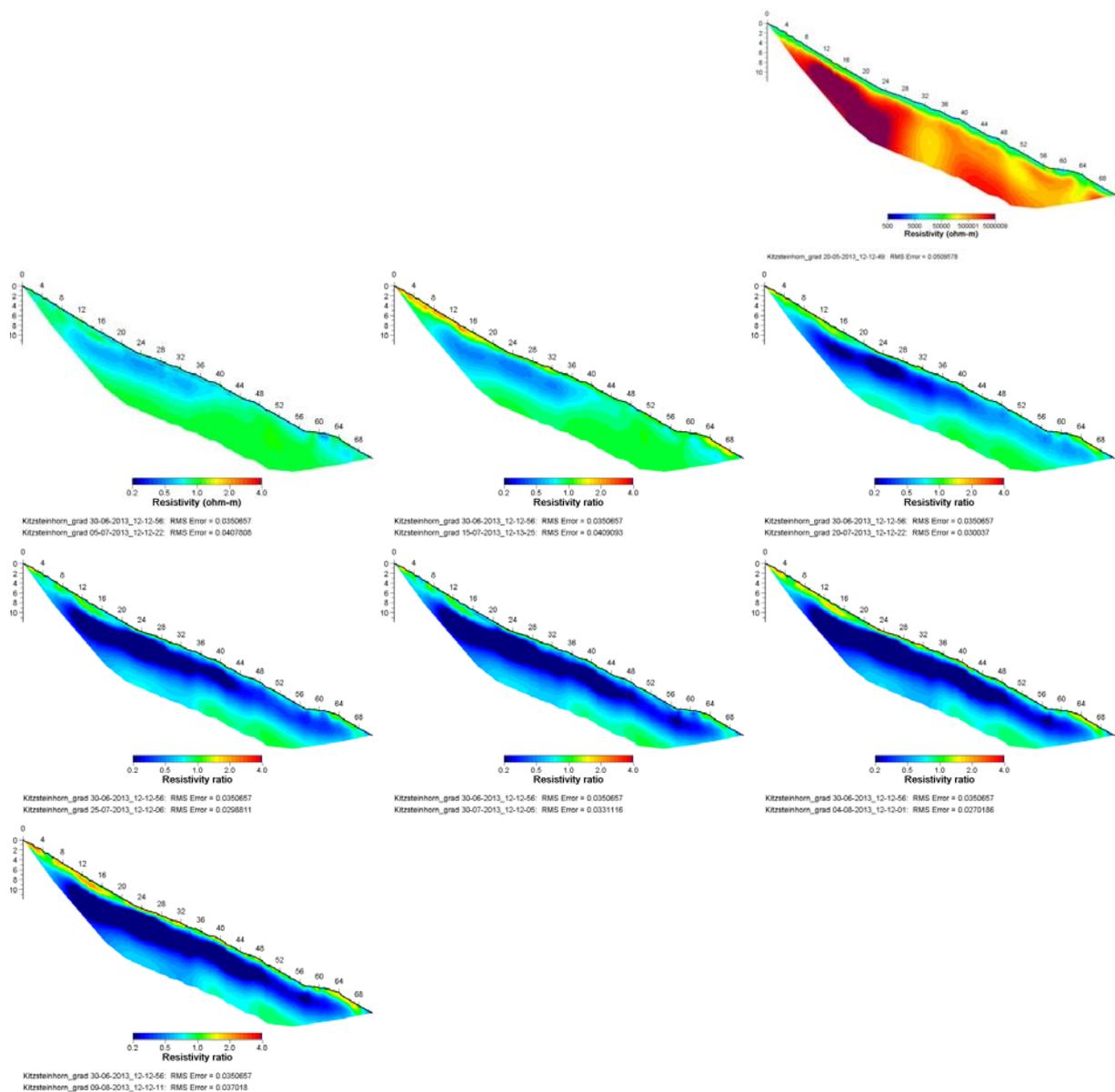


Abb. 10.9: Inversionsergebnis des Referenzdatensatzes vom 30. Juni 2013 (rechts). Differenzbilder der 4D Inversion für den Zeitraum Juli-August 2013 unter Verwendung des oben erwähnten Referenzdatensatz

Der Referenzdatensatz zeigt eine sehr ähnliche Widerstandsverteilung im Vergleich zur Messungen im Frühjahr (Abb. 10.7), nur die oberste Schicht mit einem elektr. Widerstand von weniger als 50.000 Ohmm hat sich auf eine Tiefe von 2,5 m ausgedehnt. Differenzbilder der 4D Inversion zeigen eine 1 m mächtige

Oberflächenschicht, deren Widerstandskonstant bleibt bzw. eine geringe Zunahme durch Austrocknung der Oberfläche (August) zeigt.

Eine markante Widerstandsverringern (weniger als ein Viertel im Vergleich zur Referenz) erfahren die darunterliegenden 6 m des Untergrundes, die durch das Eintreffen der saisonalen Temperaturwelle in diesen Teil des Untergrundes zu erklären ist.

## 10.5 Danksagung

Das geoelektrische Monitoring wird zum einen Teil im Rahmen des Projektes "TEMPEL" durchgeführt, welches vom Bundesministerium für Verkehr, Innovation und Technologie (BMVIT) und dem österreichischen Wissenschaftsfonds (FWF): TRP 175-N21 finanziert wird und zum anderen Teil wird es durch interne Mittel der Geologischen Bundesanstalt unterstützt. Wir danken der Gletscherbahnen Kaprun für die logistische Unterstützung des Projekts.

## 10.6 Literatur

- Jochum B., Ottowitz D., Pfeiler S., Supper R., Keuschnig M., Hartmeyer I., Kim J.-H. 2014 Highlights from two years of geoelectrical monitoring of permafrost at the Magnetköpfl/Kitzsteinhorn. Geophysical Research Abstracts Vol. 16, EGU2014-3738-1
- Kim J.-H., Supper R., Tsourlos P. and Yi M.-J. 2013. Four-dimensional inversion of resistivity monitoring data through  $L_p$  norm minimizations. Geophysical Journal International, 2013-11-21
- Ottowitz D., Jochum B., Supper R., Keuschnig M., Hartmeyer I. 2012 Permanent geoelectrical and temperature monitoring in the permafrost region Magnetköpfl, Salzburg. Geophysical Research Abstracts 14, EGU2012-1840-3
- Supper R., Römer A., Jochum B. 2011 Permanent geoelectrical monitoring in a permafrost region (Mölltaler Glacier). Geophysical Research Abstracts 13, EGU2011-8667

## 11 Datenbank

### Fortführung der Einpflege geophysikalischer Daten in die geophysikalische Datenbank (Geophysis)

Die Erfassung (Verortung), Attributierung und Visualisierung von neuen aerogeophysikalischen und bodengeophysikalischen Messgebieten in die geophysikalische Metadatenbank GEOPHYSIS erfolgt laufend. Mit Stand Dezember 2013 waren 114 Fluggebiete (17.000 km<sup>2</sup>) und 1540 Geoelektrik- und Seismikprofile (860 km) eingepflegt. Parallel dazu werden kontinuierlich „Ergebnisdaten“ für die Implementierung aufbereitet und in die Datenbank eingearbeitet (z.B.: Magnetik Auswertung).

#### 11.1 Datenstand 2012/2013

Die Tabelle 11.1 zeigt den Stand der Einträge Stand Dez. 2013 im Vergleich zum Stand der Einträge Dezember 2012. In der Abb. 11.1 ist dies auch visualisiert.

<b>Inhalt</b>	<b>Linien</b>	<b>Punkte</b>	<b>Flächen (Aerogeophysik)</b>
	Dez. 2012 / <b>Dez. 2013</b>	Dez. 2011 / <b>Dez. 2012</b>	Dez. 2011 / <b>Dez. 2012</b>
Anzahl	1519 / <b>1540</b>	413 / <b>417</b>	104 / <b>114</b>
Status	komplett mit Attributen	komplett mit Attributen	Attributtabelle in Bearbeitung

Tab. 11.1: eingetragene Messungen/Messgebiete - Vergleich Dez. 2012 mit Dez. 2013

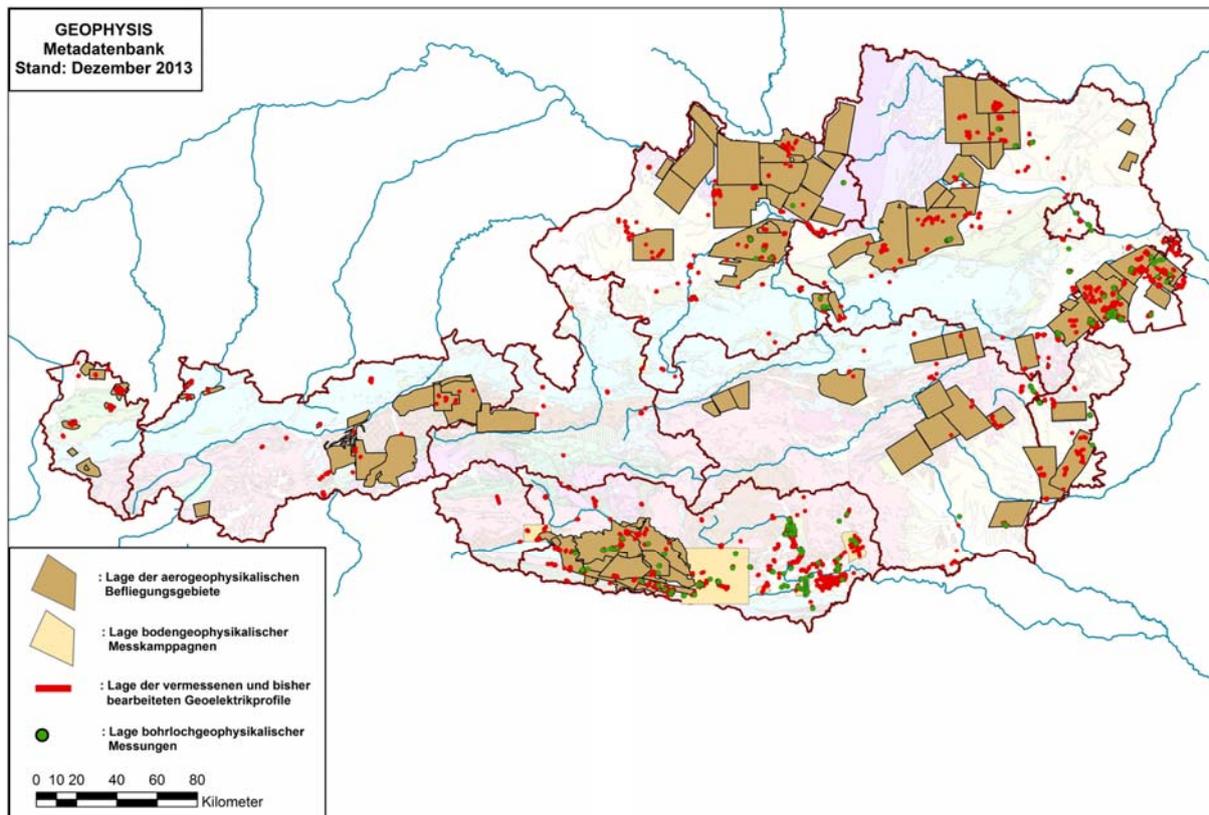


Abb. 11.1: Übersicht der aero- und bodengeophysikalischen Projekte aus der Metadatenbank Geophysik, Stand Dez 2013