

Projekt ÜLG35/2011

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

Jahresbericht 2011

von

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

mit einem Beitrag von K. STINGL

232 S., 182 Abb., 14 Tab.

Wien, April 2013

PROJEKTLÉITUNG:

MAG. R. SUPPER

MITARBEITERINNEN UND MITARBEITER:

MAG. A. RÖMER

GÉOPHYSIK

MAG. B. JOCHUM

GÉOPHYSIK

MAG. S. KAUER

GÉOPHYSIK

MAG. G. BIEBER

GÉOLOGIE

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

Im speziellen ergeht der Dank an die Kollegen Mag. C. Hörfarter, Dr. Karl Stingl, Dr. Manfred Rockenschau, Dr. Jürgen Reitner und Dr. Maria Heinrich.

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

	ÜLG-20	ÜLG-28	ÜLG-35
2010A	LEST	LEST	LEST
2010B	LEITHAGEBIRGE	LEITHAGEBIRGE	LEITHAGEBIRGE
2010C	WATTENER LIZUM I		JAHRESBERICHT
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 2011 bis Mai 2012. Es wird über folgende Messkampagnen und laufende Entwicklungsarbeiten berichtet:

- Messgebiet Leithagebirge Hornstein (Bgld.)

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

ÜLG35/Kooperation	ÜLG20/28
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik, Interpretation
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	77

- Messgebiet Rust (Bgld.)

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

ÜLG35/Kooperation	ÜLG20/28
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik, Interpretation
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	78

- Messgebiet Mörbisch (Bgld.)

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

ÜLG35/Kooperation	ÜLG20/28
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik, Interpretation
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	78

- Messgebiet Donnerskirchen (Bgld.)

Geoelektrische Messungen zur Erkundung der lokalen Untergrundverhältnisse für hydrogeologische Fragestellungen.

ÜLG35/Kooperation	FA Hydrogeologie (W. Kollmann), BA20
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik, Interpretation
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	78

- Messgebiet Schützen am Gebirge (Bgld.)

Geoelektrische Messungen zur Erkundung der lokalen Untergrundverhältnisse für hydrogeologische Fragestellungen.

ÜLG35/Kooperation	FA Hydrogeologie (W. Kollmann), BA20
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik, Interpretation
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	78

- Messgebiet Gamlitz (Stmk.)

Geoelektrische Messungen zur Unterstützung der geologischen Kartierung.

ÜLG35/Kooperation	HA Geologische Landesaufnahme (H.G. Krenmayr)
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	207

- Schneealpe (Stmk.)

Geoelektrische Messungen zur Unterstützung der geologischen Kartierung.

ÜLG35/Kooperation	TU Wien, Forschungsgruppe Geophysik Department für Geodäsie und Geoinformation
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	104

- Wildalpe (Stmk.)

Geoelektrische Messungen zur Unterstützung der geologischen Kartierung.

ÜLG35/Kooperation	TU Wien, Forschungsgruppe Geophysik Department für Geodäsie und Geoinformation
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	101

- Messgebiet Freistad/Lest (OÖ)

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

ÜLG35/Kooperation	ÜLG20/28, FA Hydrogeologie (G. Schubert)
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik,
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	16

- Messgebiet Ampflwang (OÖ)

Ergebnisse des geoelektrischen Monitorings.

ÜLG35/Kooperation	FA Ingenieurgeologie, WLV OÖ.
Inhalt	Ergebnisse des geoelektrischen Monitorings
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	47

- Messgebiet Mallnitz (Ktn.)

Geoelektrische Messungen zur Unterstützung der geologischen Kartierung.

ÜLG35/Kooperation	FA Sedimentgeologie (J. Reitner)
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	wird ev. fortgesetzt, Interpretation Geophysik
ÖK Blatt/Blätter	181

- Messgebiet Längental (Tirol)

Geoelektrische Messungen zur Erkundung der lokalen Untergrundverhältnisse

ÜLG35/Kooperation	Projekt Interflow (ÖAW)
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	146

- Messgebiet Trins (Tirol)

Geoelektrische Messungen zur Erkundung der lokalen Untergrundverhältnisse für hydrogeologische Fragestellungen.

ÜLG35/Kooperation	FA Kristallingeologie (M. Rockenschaub)
Inhalt	Interpretation Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	148

- Messgebiet Iselsberg (Tirol)

Geoelektrische Messungen zur Unterstützung der geologischen Kartierung.

ÜLG35/Kooperation	FA Sedimentgeologie (J. Reitner)
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne Geophysik
Status	wird ev. fortgesetzt, Interpretation Geophysik
ÖK Blatt/Blätter	180

- Permafrost Monitoring Kitzsteinhorn (Ktn./Szbgr.)

Ergebnisse der geoelektrischen Permafrostmessungen

ÜLG35/Kooperation	intern
Inhalt	Zusammenfassung Ergebnisse geoelektr. Permafrostmessungen
Status	wird fortgesetzt
ÖK Blatt/Blätter	153, 154

- Testmessungen NMR (OÖ, Bgld.)

Evaluierung der NMR Methode mittels Ttestmessungen.

ÜLG35/Kooperation	intern
Inhalt	Ergebnisse Messkampagne NMR
Status	abgeschlossen
ÖK Blatt/Blätter	50, 77, 78

- Geräteentwicklung

- Datenbank Geophysis

Überblick über die Messgebiete 2011/2012

Messgebiet	Nr.	ÖK-Blatt	Status	geplant für 2012/2013
Leithagebirge Hornstein (Bgld.)	1	77	abgeschlossen	
Rust (Bgld.)	2	78	abgeschlossen	
Mörbisch (Bgld.)	3	78	abgeschlossen	
Donnerskirchen (Bgld.)	4	78	abgeschlossen	
Schützen am Geb. (Bgld.)	5	78	abgeschlossen	
Gamlitz (Stmk.)	6	207	abgeschlossen	
Schneealpe (Stmk.)	7	104	abgeschlossen	
Wildalpe (Stmk.)	8	101	abgeschlossen	
Freistadt/Lest (OÖ)	9	16	abgeschlossen	
Ampflwang (OÖ)	10	66	abgeschlossen	
Mallnitz (Ktn.)	11	181	wird 2012/2013 fortgesetzt	Interpretation
Längental (Tirol)	12	146	abgeschlossen	
Trins (Tirol)	13	148	abgeschlossen	
Iselsberg (Tirol)	14	180	wird 2012/2013 ev. fortgesetzt	Interpretation
Permafrost Monitoring (Ktn., Szbg.)	15	153, 154	wird 2012/2013 fortgesetzt	
Testmessung NMR	16	50, 77, 78	abgeschlossen	

1	Leithagebirge Hornstein (Bgld.)
2	Rust (Bgld.)
3	Mörbisch (Bgld.)
4	Donnerskirchen (Bgld.)
5	Schützen am Geb. (Bgld.)
6	Gamlitz (Stmk.)
7	Schneealpe (Stmk.)
8	Wildalpe (Stmk.)
9	Freistadt/Lest (OÖ)
10	Ampflwang (OÖ)
11	Mallnitz (Ktn.)
12	Längental (Tirol)
13	Trins (Tirol)
14	Iselsberg (Tirol)
15	Permafrost Monitoring (Ktn., Szbg.)
16	Testmessung NMR

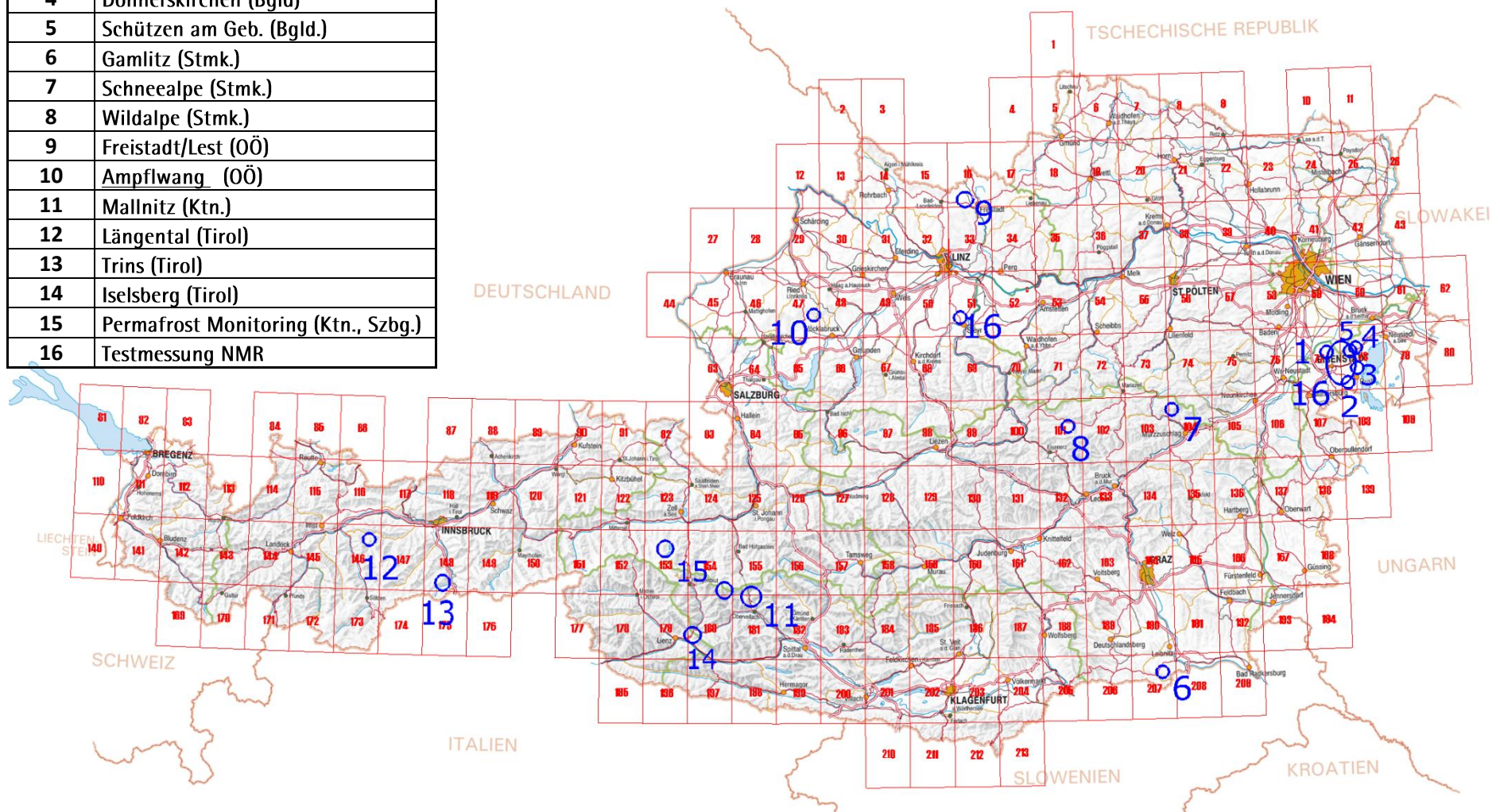


Abb. 1: Lage der Messgebiete 2011/2012

INHALTSVERZEICHNIS

1	LEITHAGEBIRGE HORNSTEIN (BGLD.)	13
1.1	Einleitung und Aufgabenstellung.....	13
1.2	Geologie des Untersuchungsgebietes.....	13
1.3	Ergebnisse Geophysik.....	15
1.4	Resümee	29
1.5	Literatur	30
2	RUST (BGLD.)	31
2.1	Einleitung und Aufgabenstellung.....	31
2.2	Goelektrik	31
2.3	Literatur	33
3	MÖRBISCH (BGLD.).....	34
3.1	Einleitung und Aufgabenstellung.....	34
3.2	Goelektrik	34
3.3	Literatur	36
4	DONNERSKIRCHEN (BGLD).....	37
4.1	Einleitung.....	37
4.2	Beschreibung der geologischen/hydrologischen Verhältnisse	37
4.3	Ergebnisse Geophysik.....	39
4.3.1	Ergebnisse Goelektrik.....	39
4.3.2	Ergebnisse Aerogeophysik.....	46
4.4	Geologische/Hydrogeologische Interpretation.....	49
4.5	Literatur	49
5	SCHÜTZEN AM GEB. (BGLD.)	51
5.1	Einleitung und Aufgabenstellung.....	51
5.2	Beschreibung der geologisch/hydrologischen Verhältnisse.....	51
5.3	Ergebnisse Geophysik.....	55

5.3.1	Ergebnisse Geoelektrik.....	55
5.3.2	Ergebnisse Aerogeophysik.....	60
5.4	Geologische/Hydrogeologische Interpretation.....	63
5.5	Literatur	63
6	GAMLITZ (STMK.) (MIT BEITRAG VON K. STINGL)	64
6.1	Einleitung und Aufgabenstellung.....	64
6.2	Geoelektrische Vermessung	64
6.3	Ergebnisse Geoelektrik.....	64
7	SCHNEEALPE (STMK.).....	71
7.1	Einleitung.....	71
7.2	Ergebnisse Geoelektrik.....	72
8	WILDALPE (STMK.).....	78
8.1	Einleitung.....	78
8.1	Geoelektrische Vermessung	78
8.2	Ergebnis Geoelektrik.....	79
9	FREISTADT/LEST (OÖ)	81
9.1	Einleitung.....	81
9.2	Geoelektrik	81
9.3	AEM Auswertung/Interpretation Detailgebiet.....	89
9.4	Literatur	91
10	AMPFLWANG (OÖ.).....	92
10.1	Einleitung.....	92
10.2	Geoelectrical monitoring: an innovative method to supplement landslide surveillance and early warning.....	92
10.2.1	Introduction	92
10.2.2	Major Component of the monitoring System.....	93
10.2.3	the Austrian Landslide Monitoring Network	94
10.2.4	4D inversion algorithm minimizing Lp norm.....	95
10.2.5	The Ampflwang – Hausruck MONITORING Site (Austria)	97
10.2.6	Design of the monitoring network.....	98
10.2.7	Analysis of displacement monitoring data.....	98
		10

10.2.8	Analysis of resistivity monitoring data	99
10.2.9	Analysis of the time dependency between resistivity decrease and landslide triggering.....	99
10.2.10	Discussion of result from the test site Ampflwang.....	101
10.2.11	Conclusions.....	102
10.2.12	References:.....	103
11	MALLNITZ (KTN.)	118
11.1	Einleitung.....	118
11.2	Ergebnisse Geoelektrische Messkampagne	121
12	LÄNGENTAL (TIROL).....	135
12.1	Einleitung und Fragestellung	135
12.2	Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes	135
12.3	Ergebnisse Geoelektrik Längental.....	138
12.4	Literatur	139
13	TRINS (TIROL)	141
13.1	Einleitung.....	141
13.2	Interpretation der geoelektrischen Profile.....	143
13.3	Literatur	147
14	ISELSBERG (TIROL).....	148
14.1	Einleitung.....	148
15	PERMAFROSTMONITORING.....	150
15.1	Einleitung.....	150
15.2	Geoelectrical monitoring of permafrost in Alpine areas: long term field studies and considerations towards an optimised measuring technology.....	150
15.2.1	Introduction	150
15.2.2	The application of geoelectrics in permafrost MONITORING: a state-of-the-art review.....	151
15.2.3	Development of an optimized measuring technology for permafrost monitoring	153
15.2.4	Results from permafrost monitoring Field TEST sites.....	169
15.2.5	Discussions.....	183
15.2.6	Conclusions.....	185
15.2.7	References.....	188

16 TESTMESSUNGEN NMR (OÖ, BGLD.)	195
16.1 Einleitung.....	195
16.2 Ergebnisse und Interpretation NMR Messungen.....	200
16.3 NMR Methodik und Gerätebeschreibung	219
17 GERÄTEENTWICKLUNG	223
17.1 Entwicklung GEOMON ^{4D} -3 (Supper, Kreuzer)	223
17.1.1 Hochauflösender Spannungssensor.....	224
17.1.2 Stromsensortests	224
17.1.3 Schutzmechanismus gegen Überspannung (Overcurrent Protection)	226
17.1.4 Power-Switch	227
18 DATENBANK.....	230
18.1 Datenstand 2011	230

1 Leithagebirge Hornstein (Bgld.)

1.1 Einleitung und Aufgabenstellung

Ziel der geoelektrischen Untersuchungen war die Validierung der aeroelektromagnetischen Ergebnisse des Messgebietes Leithagebirge. Das hier für die geoelektrischen Messungen beschriebene Untersuchungsgebiet umfasst den Abschnitt bei Hornstein im Leithagebirge. Im Folgenden werden, nach einer kurzen Darstellung der Geologie des Teilgebietes, die Ergebnisse der geoelektrischen Profile den Auswertungen der Aeroelektromagnetik gegenübergestellt und interpretiert. Eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse der Aeroeophysik und weitere Detailgebiete finden sich im ÜLG20/28/35 Bericht (Ahl, et. al, 2012).

1.2 Geologie des Untersuchungsgebietes

Das Detailgebiet umfasst den zentralen Teil der paläozoischen kristallinen Serien (Grundgebirgsauftragung) östlich von Hornstein mit dem auflagernden Permo-Mesozoikum und der neogenen Sedimentationsabfolge. Ab dem Badenium kommt es zum Einbruch des Eisenstädter Beckens und es lagern sich an und auf die Struktur des unterostalpinen Kristallinhorstes die neogenen Ablagerungen des Wiener und Eisenstädter Beckens ab. Synsedimentäre Bruchstrukturen sind vom Nord- und Südrand des Leithagebirgshorstes sowie vom Rand des Ruster Höhenzuges bekannt. Zu den paläozoischen kristallinen Serien der Grobgneiseinheit des Unterostalpins zählt der Glimmerschiefer (Hüllschiefer) und der Grobgneis (Orthogneis). Das Permo-Mesozoikum wird in seiner liegendsten Abfolge von der Scharfeneck-Arkose (Alpiner Verrucano) eingenommen. Dieser lagert der Semmeringquarzit der unteren Trias auf. Hell- bis dunkelgraue Dolomite der Mitteltrias schließen das Permo-Mesozoikum ab. Die neogene Sedimentation des Miozäns umfasst die marinen Sedimente des Sarmatium und Badenium als fossilreiche Kalke, Sande, Schotter und Tonmergel. Im Pannonium überwiegen mächtige tonreiche und sandige Ablagerungen eines großen Süßwassersees. Quartäre Sedimente treten als Steinbrunner/Zillingdorfer Schotter (fluviale Terrassen), Hangschutt und Lehm (Verwitterungslehm) auf. Abb. 1.1 zeigt die geologische Karte des Untersuchungsgebietes (Pascher, et. al, 1999) mit der dazugehörigen Legende.

Legende Geologie:

(Ausschnitt aus der Geologischen Karte des Burgenlandes
1:200.000, Pascher et al., 1999)

QUARTÄR

-  1 - Anthropogene Ablagerungen (Deponie, Bergbauhalde, etc.)
-  2 - Talfüllung - Jüngster Talboden (Kies, Auelehm)
-  5 - Vernässung, Moor, Versumpfung
-  6 - Seeton, limnisches Sediment
-  7 - Hangschutt
-  12 - Lehm, Verwitterungslehm
-  16 - Löß, Lößlehm; Oberes Pleistozän
-  20 - Tiefere Terrassenschotter i. Allg.
-  21 - Höhere Terrassenschotter i. Allg.
-  22 - Mitterriegelschotter
-  23 - Oeynhausener Schotter
-  32 - Hornsteiner Schotter
-  35 - Terrassensedimente undifferenziert (Kies, Sand, Ton)
-  36 - Steinbrunner Schotter, Zillingdorfer Schotter

INNERALPINES TERTIÄR

-  58 - Sedimente des Pannonium, undifferenziert (Ton, Sand, Kies)
-  60 - Neufeld-Formation (Ton, Sand, Braunkohle-Lignit); Oberes Pannonium
-  62 - Triesting- und Piesting-Schotter; Fölligschotter; Unteres Pannonium
-  64 - Sedimente des Sarmatium, undifferenziert
-  65 - Detritärer (=umgelagerter) Leithakalk, Kalk, Kalksandstein
-  66 - Sedimente des Badenium, undifferenziert (Ton, Sand, Kies)
-  68 - Leithakalk
-  73 - Rust-Formation (fluviatiler Sand und Kies)
-  81 - Ober-Eozän von Wimpassing a.d. Leitha (fossilführender gelblicher und rötlicher Kalk)

GRUNDGEBIRGE

-  87 - Karbonate der Mitteltrias i. Allg.; Anisium - Ladinium
-  92 - Semmeringquarzit, Luzna-Formation; Unter-Trias ("Skyth")
-  93 - Alpiner Verrucano, Tattermann-Schiefer (Semmering), Devin-Formation; Perm
-  99 - Hüllschiefer
-  102 - Grobgneis
-  105 - Amphibolit

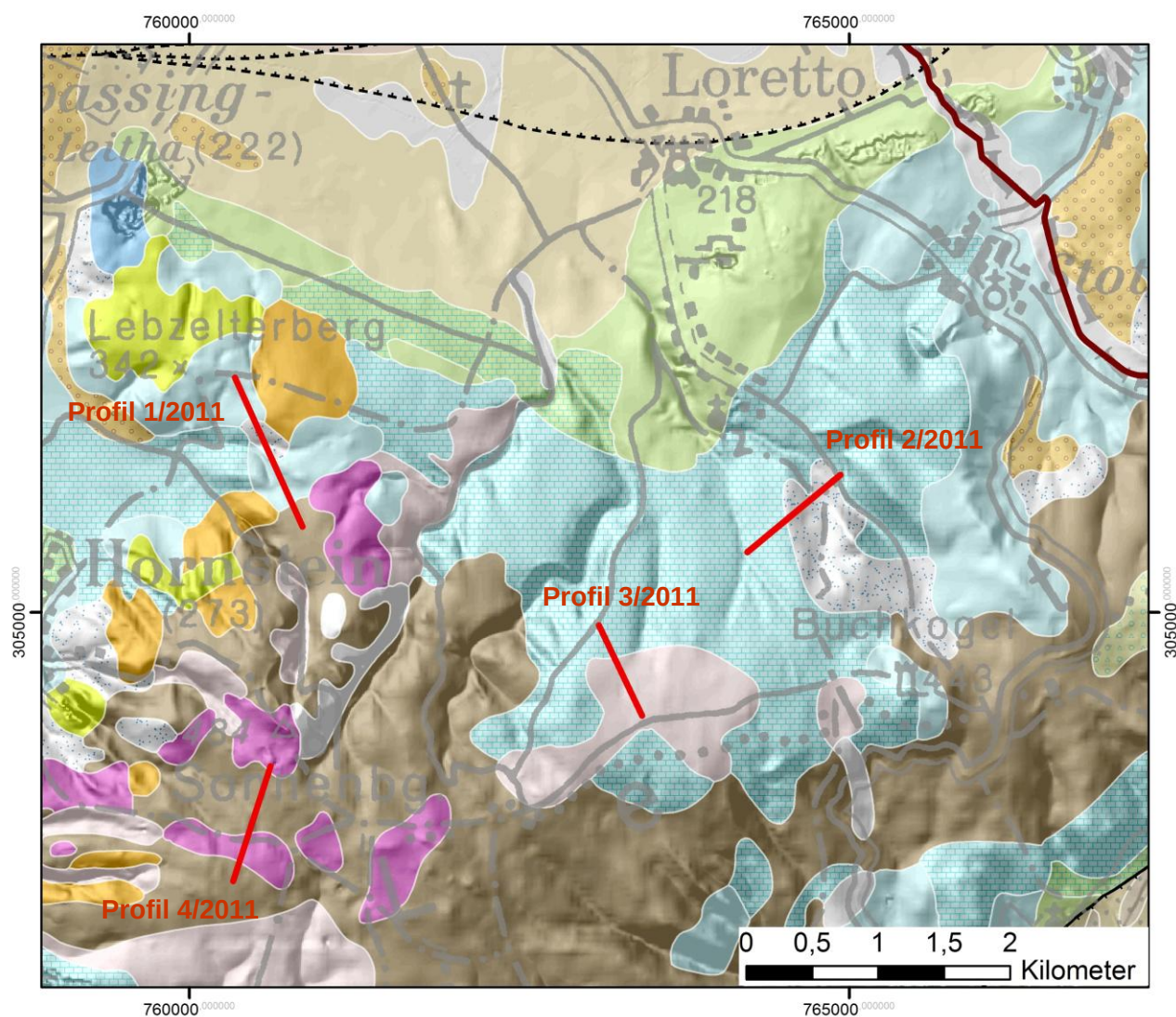


Abb. 1.1: Geologische Karte und Lage der Geoelektrikprofile in Leithagebirge/Hornstein 2011

1.3 Ergebnisse Geophysik

Im Zuge der geophysikalischen Untersuchung im vorliegenden Messgebiet Leithagebirge Hornstein wurden im Projektjahr 2011 4 Profile mit einer Gesamtlänge von 3680 Meter vermessen (siehe Tab. 1.1).

Profilbezeichnung	Länge [m]	Elektrodenabstand [m]	Bemerkung
Profil 1	920	10	NNW-SSE
Profil 2	920	10	NNE-SSW
Profil 3	920	10	NNW-SSE
Profil 4	920	10	W-E
Gesamtlänge	3680		

Tab. 1.1: Spezifikation der DC-Profile, Messgebiet Leithagebirge Hornstein, 2011

In den Abbildungen 1.2 und 1.7 bis 1.9 sind die Ergebnisse der geoelektrischen Inversionsrechnung dargestellt.

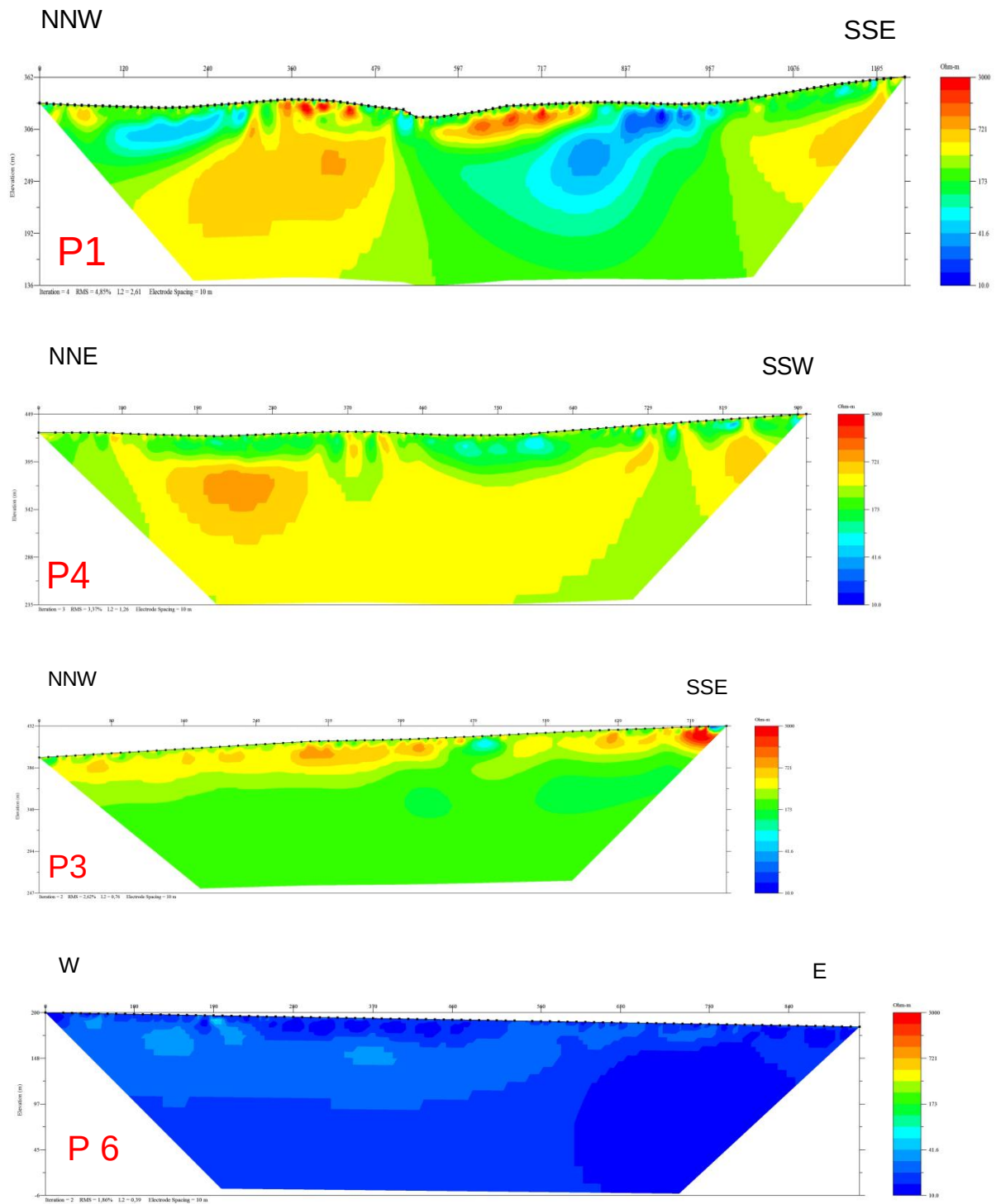


Abb. 1.2: Ergebnis der Geoelektrikprofile im Detailgebiet Leithagebirge/Hornstein

Quer über den Nordwestbereich des Leithagebirges, vom Wiener Becken bis zum Eisenstädter Becken erfolgte die Darstellung der Widerstandsverteilung aus der Aeroelektromagnetik als Vertikalschnitt entlang der Profile A, B (Leithagebirge). Diese Schnitte (Lage siehe Abb. 1.3.) zeigen eine entsprechende Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe und wurden der geologischen Aufnahme (PASCHER et al., 1999), gegenübergestellt (Abb. 1.4, 1.5.). Um die Widerstandsverteilungen aus der AEM mit den bodengeoelektrischen Vermessungen vergleichen zu können, wurde für die AEM Daten derselbe Farbbalken wie für die Geoelektrik verwendet (vgl. auch Abb. 1.6.).

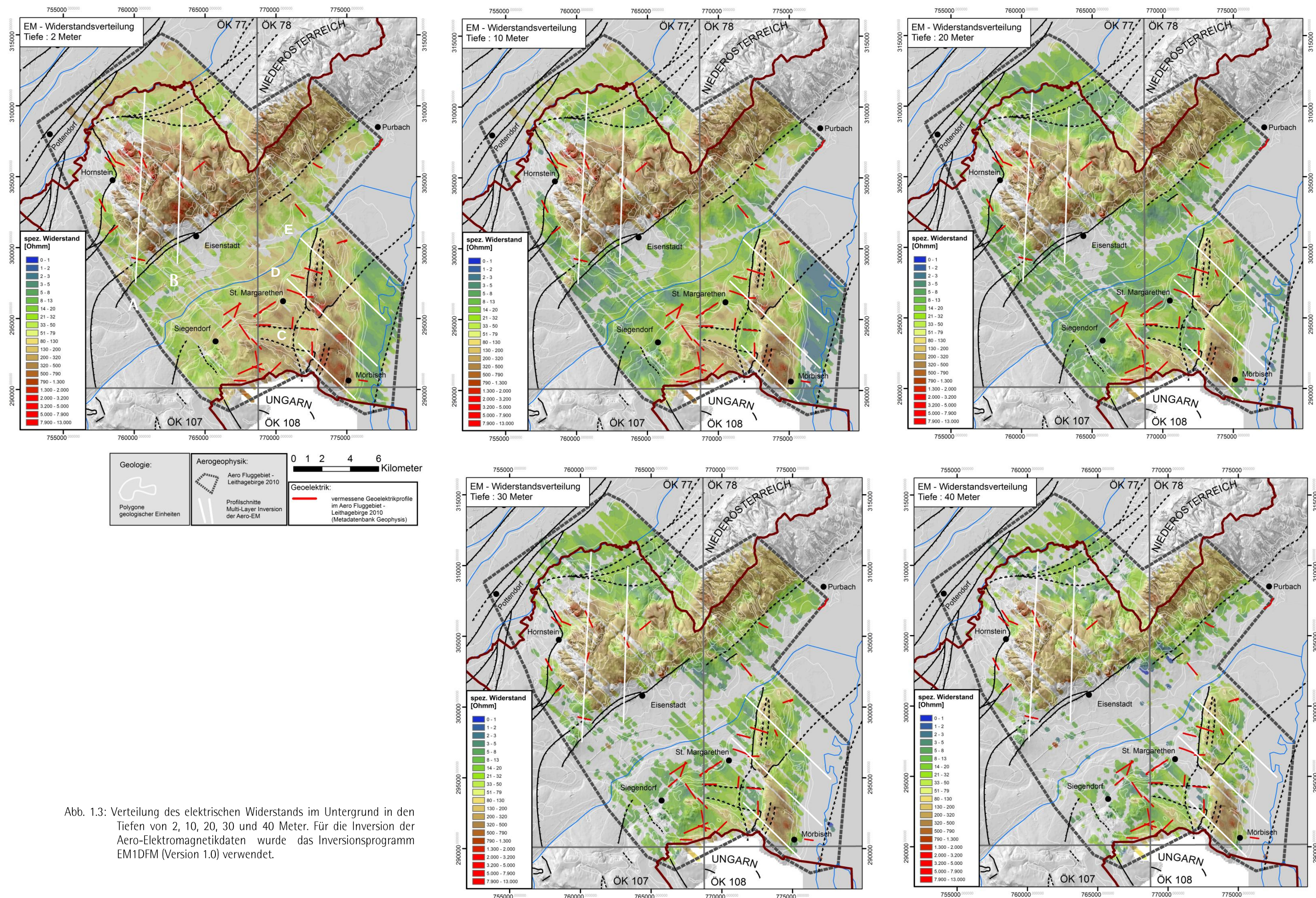
Profil A (Leithagebirge)

Deutlich ist im Profilschnitt A (Abb. 1.4) und im Geoelektrikprofil P6 (Abb. 1.2; vgl. RÖMER & BIEBER, 2010) der niedere elektrische Widerstand ($< 20 \Omega\text{m}$) der feinklastischen (Feinsand/Schluff/Ton) neogenen Beckenablagerungen (Badenium, Sarmatium, Pannonium) am Übergang des Leithagebirges zum Wiener und Eisenstädter Becken, zwischen Profilmeter 0 und 3.500 sowie 10.200 und 13.500, ersichtlich. Der Kristallinsockel (Hüllschiefer und Grobgnese) zwischen Profilmeter 5.200 und 10.000 wird von Widerstandswerten im Bereich 200 bis $500 \Omega\text{m}$ eingenommen. Im Detail lässt sich im Hangenden von Geoelektrikprofil P4 (Abb. 1.2) zusätzlich ein bis zu 20 Meter mächtiger, niederohmiger Verwitterungskörper ausscheiden. Interessant ist die Situation am Übergang des Grundgebirges zu den randlich anschließenden neogenen Auflagerungen. Es treffen auf kleinstem Raum Gesteine der Grobgneseinheit (Glimmerschiefer, Granitgneis) und des zentralalpinen Permo-Mesozoikums (Alpiner Verrucano, Semmeringquarzit und Karbonate der Mitteltrias) auf faziell kleinräumig unterschiedlich entwickelte badenische und sarmatische Ablagerungen (Kalk/Kalksandstein, feinklastische Entwicklung). Diese Situation liegt im Profilschnitt A im Bereich Profilmeter 4.000 bis 5.000 vor. Deutlich ist in diesem Abschnitt eine heterogene, dreigeteilte Widerstandsentwicklung vorhanden. Sowohl im Flächenplot der Widerstandsverteilung aus der AEM (Abb. 1.3) als auch im Profilschnitt A und im Geoelektrikprofil P1 (Abb. 1.4) wurde eine tiefreichende (40 Meter), niederohmige ($< 50 \Omega\text{m}$) Grabenstruktur, eingebettet in das höherohmige (150 bis $500 \Omega\text{m}$) Grundgebirge, erfasst. Entsprechend der geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000 (PASCHER et al., 1999) wird dieser niederohmige Widerstandskörper tonig-schluffigen bis feinsandigen Sedimenten des Badeniums zugeordnet. Scharfeneck Arkose und Hangschutt im Hangenden bilden sich als geringmächtige, aber deutlich hochohmige Bedeckung ab.

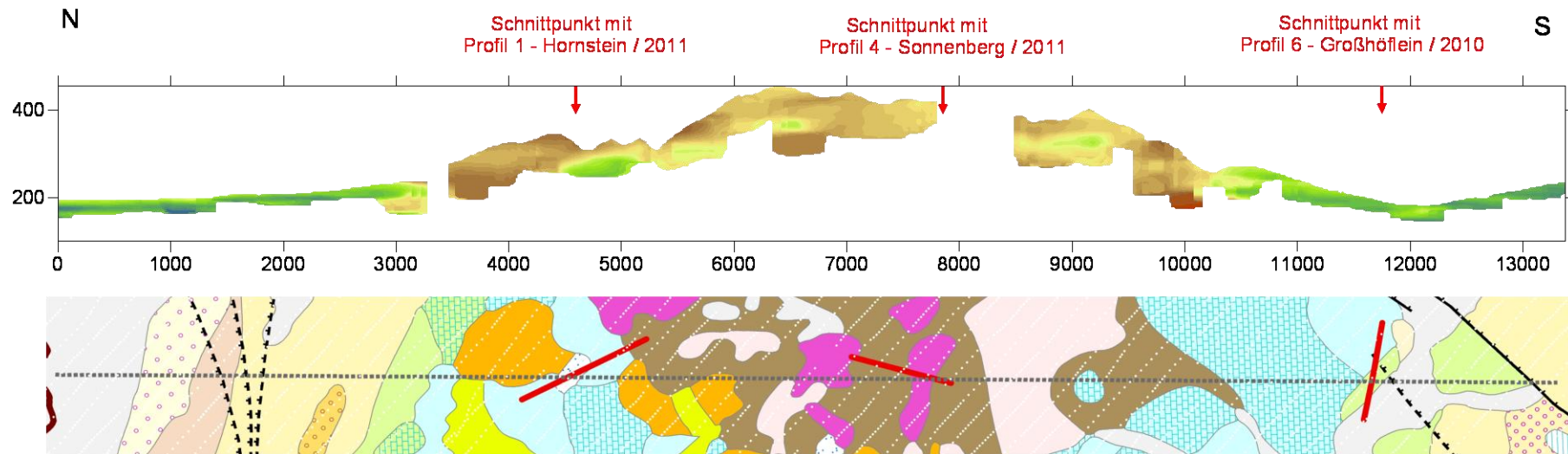
Profil B (Leithagebirge)

Ähnlich dem Profilschnitt A werden die feinklastischen (Feinsand/Schluff/Ton), neogenen Beckenablagerungen (Badenium, Sarmatium und Pannonium) am Übergang des Leithagebirges zum Wiener und Eisenstädter Becken, zwischen Profilmeter 0 und 4.000 sowie 9.000 und 11.000, durch niedere ($< 20 \Omega\text{m}$) elektrische Widerstände eingenommen. Im Abschnitt zwischen Profilmeter 4000 und 6500 ist Leithakalk kartiert (PASCHER et al., 1999). Im Profilschnitt B der AEM (Abb. 1.5) wird dieser Abschnitt in Widerstandsbereiche, die von $800 \Omega\text{m}$ (Profilmeter 4500) bis $80 \Omega\text{m}$ (Profilmeter 6500) reichen, gegliedert. Das Geoelektrikprofil P3 (Abb. 1.2) weist für diesen

Abschnitt eine laterale Zweiteilung des elektrischen Widerstandes auf. Der hangende, hochohmige Widerstandskörper mit einer Mächtigkeit von etwa 20 Metern, wird entsprechend der Kartierung als Leithakalk angesprochen. Elektrische Widerstände von 200 bis 300 Ωm bauen das Liegende bis zur Endstufe von 130 Metern auf. Im Vergleich mit der Widerstandsverteilung der übrigen Geoelektrikprofile und dem Profilschnitt aus der AEM im Profil A kann dieser Widerstandskörper entweder gröberklastischen Sedimenten des Badeniums oder eher dem Grundgebirge zugeordnet werden. Der Kristallinsockel (Hüllschiefer und Grobgneise) zwischen Profilmeter 6.500 und 8.200 wird von Widerstandswerten im Bereich von 150 bis 800 Ωm eingenommen.



Profilschnitt A



Profilschnitt A

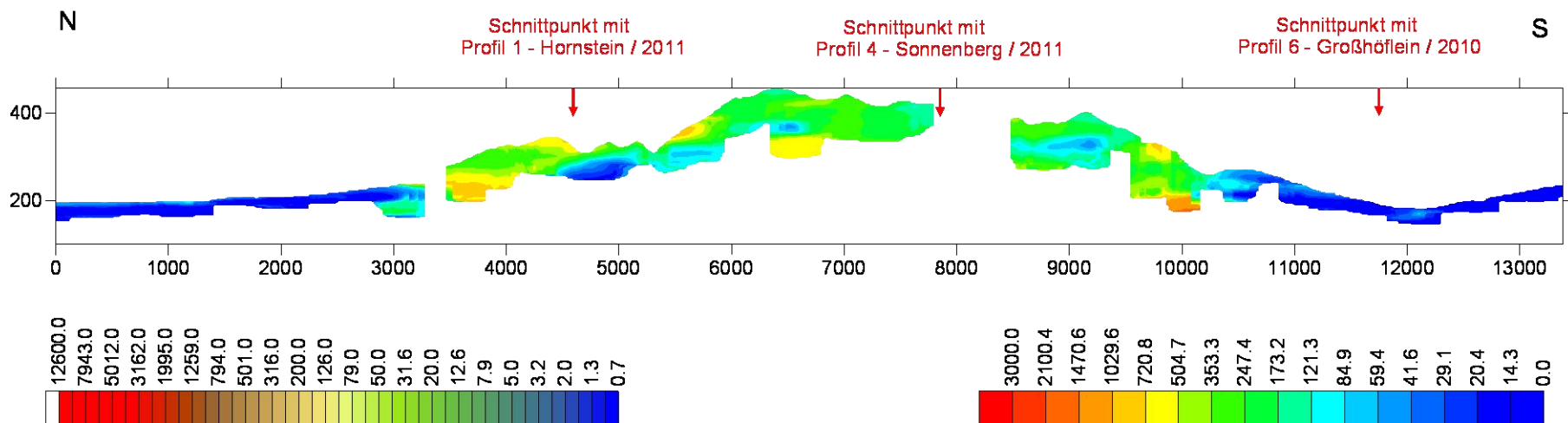
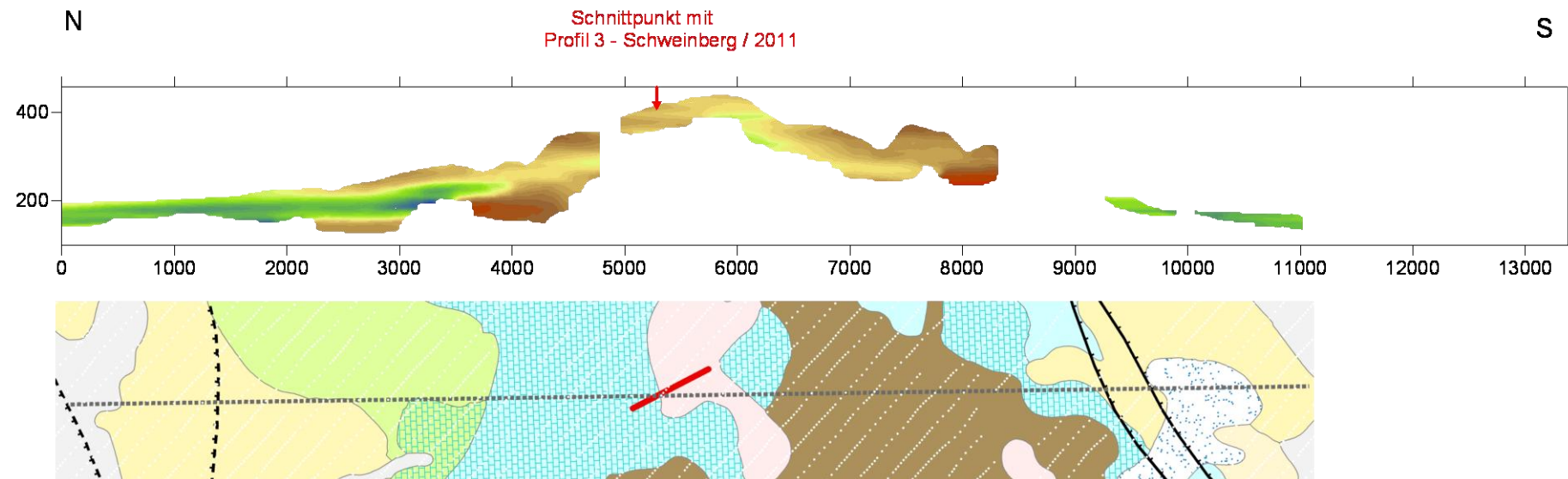


Abb. 1.4: Profilschnitt A: Gegenüberstellung Geologie [Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000 (PASCHER et al., 1999)] und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt).

Profilschnitt B



Profilschnitt B

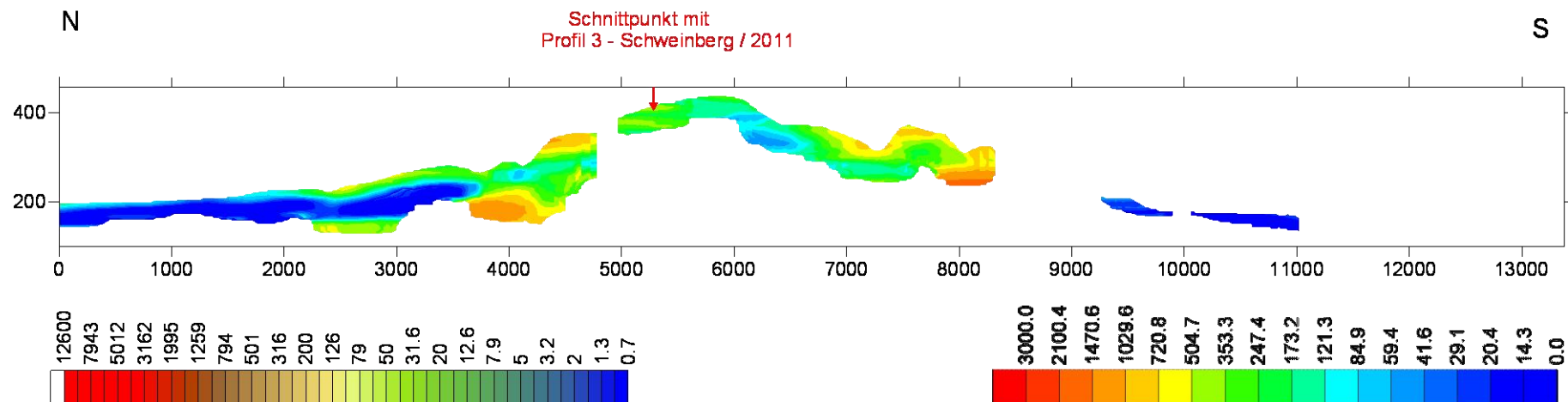


Abb. 1.5: Profilschnitt B: Gegenüberstellung Geologie [Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000 (PASCHER et al, 1999)] und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt).

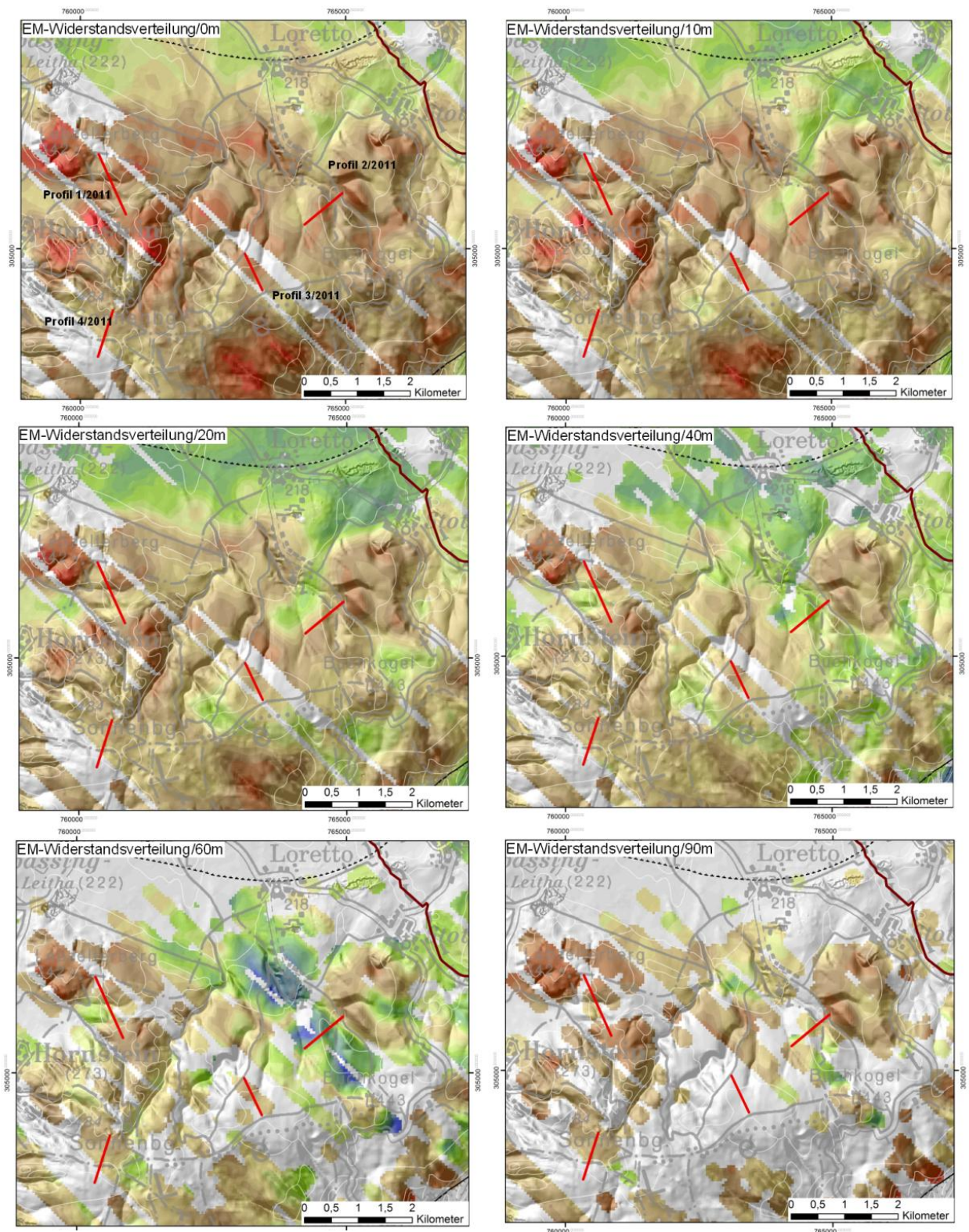


Abb. 1.6: Verteilung des elektrischen Widerstandes im Detailgebiet 1 in den Tiefen von 0, 10, 20, 40, 60 und 90 Meter. Für die Inversion der Aero-Elektromagnetikdaten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

In der Abbildung 1.6 ist die Widerstandsverteilung des Untergrundes aus den Inversionsergebnissen der aeroelektromagnetischen Vermessung (AEM) in Schnitten parallel zur Erdoberfläche in den Tiefen von 0, 10, 20, 40, 60 und 90 Metern dargestellt. Systembedingt ist die Eindringtiefe des AEM-Messverfahrens abhängig von der Ausbildung des Untergrundes und führt dazu, dass bei geologischen Einheiten mit geringem elektrischem Widerstand auch die Eindringtiefe verringert wird. In den folgenden Abbildungen (Abb. 1.7 bis Abb. 1.10) werden die vorhandenen geoelektrischen Profile mit den entsprechenden Profilschnitten aus den Inversionsergebnissen der AEM verglichen und schlussendlich, zusammen mit der flächigen Verteilung des elektrischen Widerstandes im Untergrund, geologisch/ lithologisch interpretiert.

Profil 1/2011

Das Geoelektrikprofil P1, zwischen Lebzelterberg und Sonnenberg gelegen, erfasst Strukturen über eine laterale Erstreckung von 1250 Metern bis zu einer maximalen Tiefe von 180 Metern. Die Ergebnisse geoelektrischer Messungen liefern eine 2-dimensionale Verteilung des elektr. Widerstandes des Untergrundes als Profilschnitt (Tiefen-, Widerstandsplot), wobei die Topographie entlang der Profile berücksichtigt wird (siehe Abb. 8.16A). Diese Widerstandsverteilung des Untergrundes aus der Geoelektrik wurde als geologisch-lithologisch interpretierter Profilschnitt (Abb. 8.17B) dargestellt. Die strichlierten Linien im Geoelektrikprofil P1/2011 (Abb. 1.7) und im geologischen Profilschnitt (Abb. 1.8B) zeigen die korrespondierenden Tiefenlagen der elektr. Widerstandsverteilung aus der AEM-Inversion (Teufenergebnisse für 0, 10, 20, 40, 60, und 90 Meter; vgl. Abb. 1.6), die entlang des Geoelektrikprofils P1/2011 auch als Profilschnitt dargestellt (Abb. 1.8B) ist.

Betrachtet man die Detailuntersuchung im Gebiet des Geoelektrikprofils P1/2011, so zeigt sich, dass die generell hochohmige (300 bis 600 Ωm) elektrische Widerstandsverteilung der Grundgebirgsauftragung aus der AEM-Inversion in den Tiefen von 40 und 60 m (vgl. Abb. 1.6) durch eine deutlich ausgeprägte West-Ost verlaufende, niederohmige ($< 50 \Omega\text{m}$) Anomalie durchschnitten wird.

Diese niederohmige Anomalie wird durch das Ergebnis im zentralen Bereich des Geoelektrikprofils P1/2011, zwischen Profilmeter 500 und 1000 bestätigt und als feinklastische Entwicklung (Feinsand, Schluff, Ton) des Badeniums interpretiert. Die weitaus kleinräumigere Widerstands-anomalie mit ebenfalls geringeren elektr. Widerständen ($< 50 \Omega\text{m}$) am Profilanfang (Profilmeter 100 bis 300) wird in der GK 77 Blatt Eisenstadt als Basiskonglomerat ausgeschieden. Anhand der niederohmigen Ausbildung dieses Widerstandskörpers könnte auch hier eine eher feinklastische Entwicklung vorliegen. Der niederohmige, aber äußerst geringmächtige Widerstandskörper am Profilende (Profilmeter 1000 bis 1250), wird hingegen als Verwitterungslehm angesprochen.

Die hochohmige Bedeckung im Mittelteil des Geoelektrikprofils P1/2011 lässt sich in zwei Abschnitte gliedern. Zwischen Profilmeter 350 und 460 bedecken noch geringmächtige Reste von Scharfeneck-Arkose (Alpiner Verrucano) mit elektrischen Widerständen von 500-1000 Ωm das

kristalline Grundgebirge. Junger Hangschutt (1000 bis 2000 Ωm) überlagert zwischen Profilmeter 550 und 600 mit max. 30 Meter Mächtigkeit die feinklastische Ausbildung des Badeniums.

Der im Liegenden über das ganze Profil verfolgbare, höherohmige (300 bis 600 Ωm) Widerstandsbereich im Geoelektrikprofil P1/2011 bildet das Grundgebirge ab. Zwischen Profilmeter 300 und 500 und gegen Ende des Profils ab Profilmeter 1000 zeichnet sich eine Grundgebirgsauftragung (Hüllschiefer/Grobgneiseinheit), z.T. bis zur GOK, ab. Die Validierung der teufenbezogenen Widerstandsauswertung der AEM-Inversionsergebnisse mittels geoelektrischer Profile erlaubt es, die unterirdische Geometrie der Tiefenlage des Grundgebirges abzuleiten.

Beim Vergleich der Profilschnitte AEM und Geoelektrik ist zu beachten, dass die max. Erkundungstiefe bei den AEM Ergebnissen ca. 90 m beträgt und daher der untersten Tiefenlinie in Abb. 1.7A entspricht.

Kleinräumige niederohmige Anomalien am Profilanfang von P1/2011 (Profilmeter 100 bis 300) und am Profilende (Profilmeter 1000 bis 1250) bzw. höherohmige, ebenfalls kleinräumige Anomalien zwischen Profilmeter 300 und 800 werden auf Grund des geringeren Auflösungsvermögens in der AEM, bei einem Fluglinienabstand von 200 Metern, nicht oder nur undeutlich erfasst. Im extrahierten Profilschnitt der AEM (Abb. 8.16B) ist vor allem die maßgebende, niederohmige Widerstandsanomalie aus dem Geoelektrikprofil P1/2011, zwischen Profilmeter 500 und 1000 und der hochohmige Bereich der Scharfeneck-Arkose im Hangenden (Profilmeter 300 bis 500) mit einer entsprechenden Unschärfe der Platznahme, zu erkennen. Der Übergang zum hochohmigen Widerstandsbereich im Liegenden wird in diesem Maßstab nicht wiedergegeben.

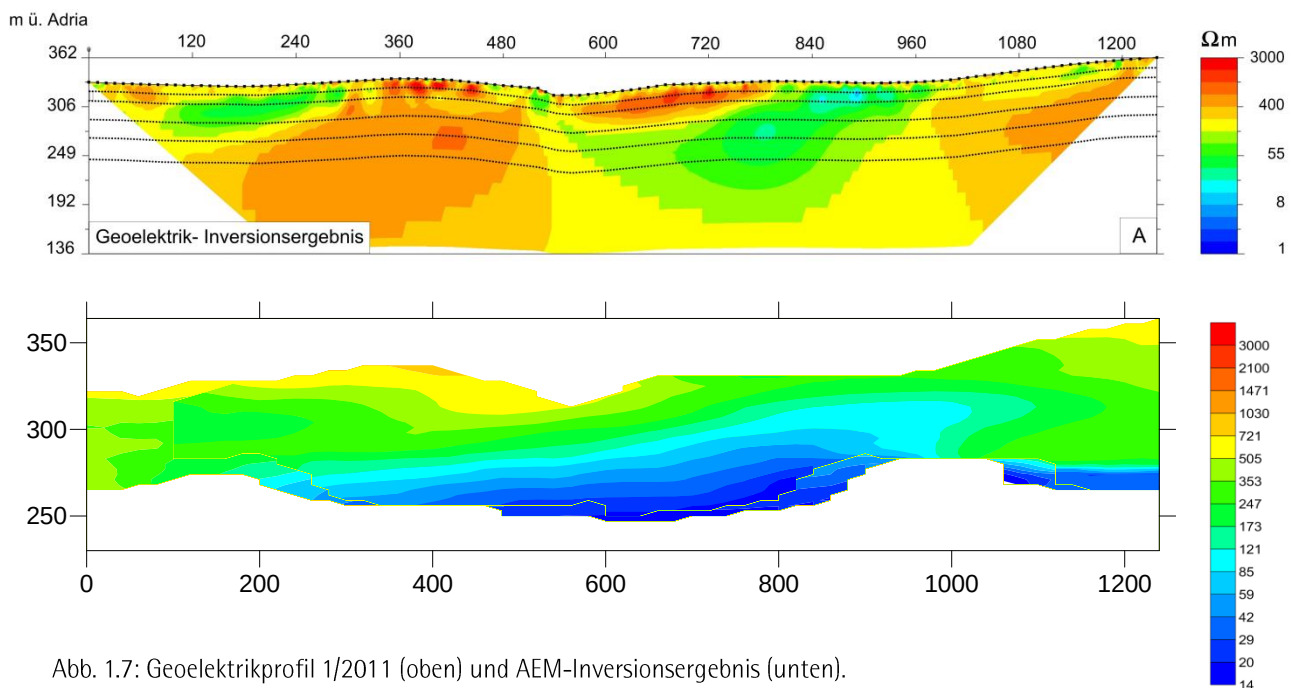


Abb. 1.7: Geoelektrikprofil 1/2011 (oben) und AEM-Inversionsergebnis (unten).

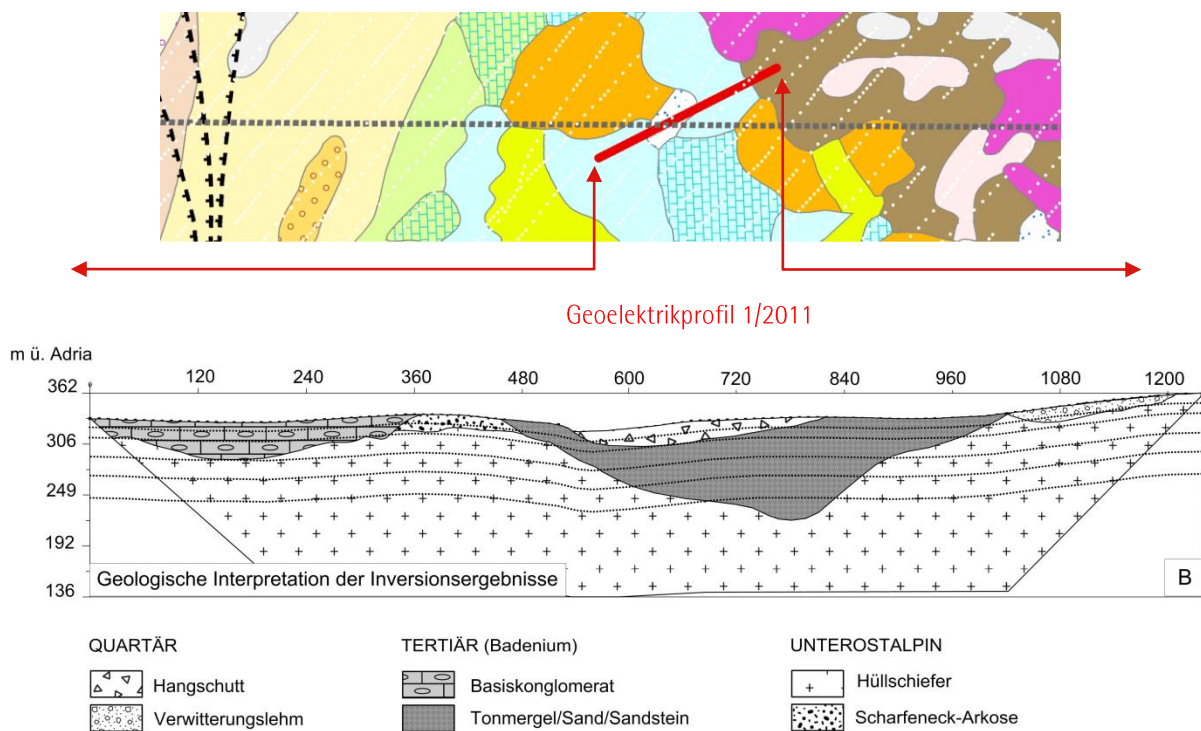


Abb. 1.8: Geologische Interpretation der Inversionsergebnisse aus der AEM- und der Geoelektrik.

Profil 2/2011

Deutlich ist sowohl im Inversionsergebnis des Geoelektrikprofils 2/2011 (Abb. 1.9) als auch im AEM-Inversionsergebnis (Aeroelektromagnetik) eine markante Zweiteilung der Widerstandsverteilung zu erkennen. Das Liegende bis zur Endteufe von 170 m (Inversion Geoelektrik) wird in diesen Profilen von mächtigen, niederohmigen ($< 50 \Omega\text{m}$) Sedimenten gebildet. Diese Widerstandsverteilung lässt auf Ablagerungen des marinen Badeniums mit hohem Feinkornanteil (Feinsand, Schluff, Ton) schließen. Hingegen ist im Hangenden ein unterschiedlich mächtiger, höherohmiger Widerstandskörper entwickelt, der in sich geologisch und lithologisch unterschiedlich zu interpretieren ist.

Der hochohmige ($> 1000 \Omega\text{m}$) Widerstandskörper am Profilrücken, bis etwa Profilmeter 450, wird als geringmächtiger ($< 20 \text{ m}$) Leithakalk angesprochen. In der Fortsetzung gegen NW bis zur Talsohle liegen ebenfalls höherohmige ($100 \text{ bis } 300 \Omega\text{m}$) Widerstände vor, Werte über $1000 \Omega\text{m}$ kommen aber nicht vor. Dies deutet eher auf eine gröberklastische Faziesentwicklung im Badenium als auf Leithakalk hin. Möglicherweise ist hier der Einfluss des pleisto- bis pliozänen Hangschuttes bis in eine Tiefe von 30 Metern erkennbar. Gegen NE (Sulzberg) deutet das AEM-Inversionsergebnis (vgl. auch Abb. 8.15, EM-Widerstandsverteilung 40 m) wiederum eine Zunahme der elektrischen Widerstände an (Leithakalk?).

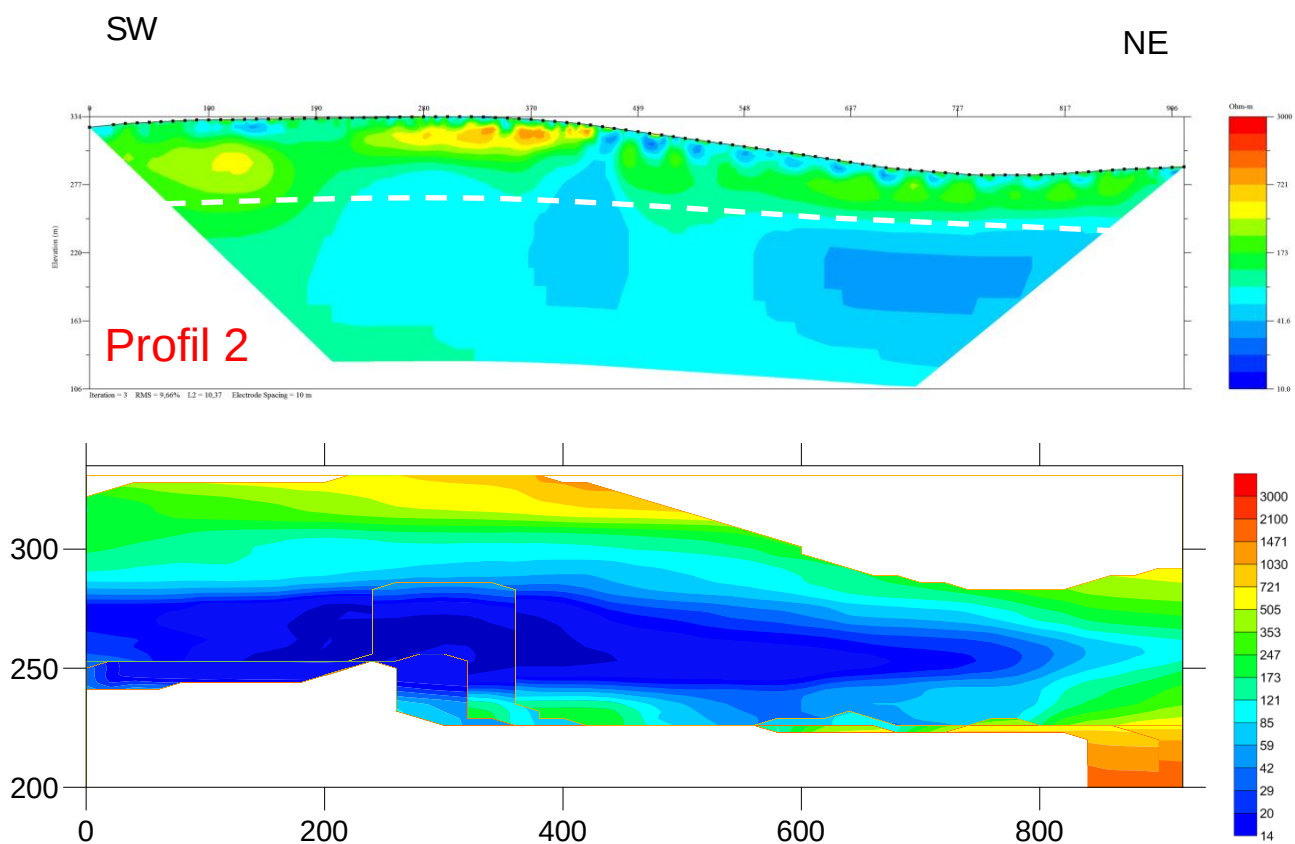


Abb. 1.9: Geoelektrikprofil 2/2011 (oben) und AEM-Inversionsergebnis (unten).

Profil 3/2011

Auch im Inversionsergebnis des Geoelektrikprofils 3/2011 (Abb. 1.10) und im AEM-Inversionsergebnis (Aeroelektromagnetik) ist eine markante Zweiteilung der Widerstandsverteilung (vor allem in der Inversion der Geoelektrik) zu erkennen. Auch in diesem Profil wird das Liegende im Vergleich zum Hangenden, bis zur Endteufe von einem mächtigen, niederohmigeren (150 bis 500 Ωm) Widerstandskörper gebildet, unterscheidet sich aber deutlich vom niederohmigen (< 50 Ωm) Widerstandskörper im Liegenden von Profil 2/2011 (siehe Abb. 8.18, unten). Daher wird diese Struktur eher einer gröberklastischen Faziesentwicklung im Badenium zugeordnet. Im Vergleich mit den Inversionsergebnissen aus den Profilen 1/2011 und 4/2011 könnten diese elektrischen Widerstände auch auf Glimmerschiefer (Hüllschiefer) des unterostalpinen Grundgebirges hinweisen.

Die durchgehend hochohmigen (500 bis 3000 Ωm) Widerstandsstrukturen im Hangenden werden, vergleichbar mit Profil 2/2011 (siehe Abb. 1.9), als Leithakalk angesprochen.

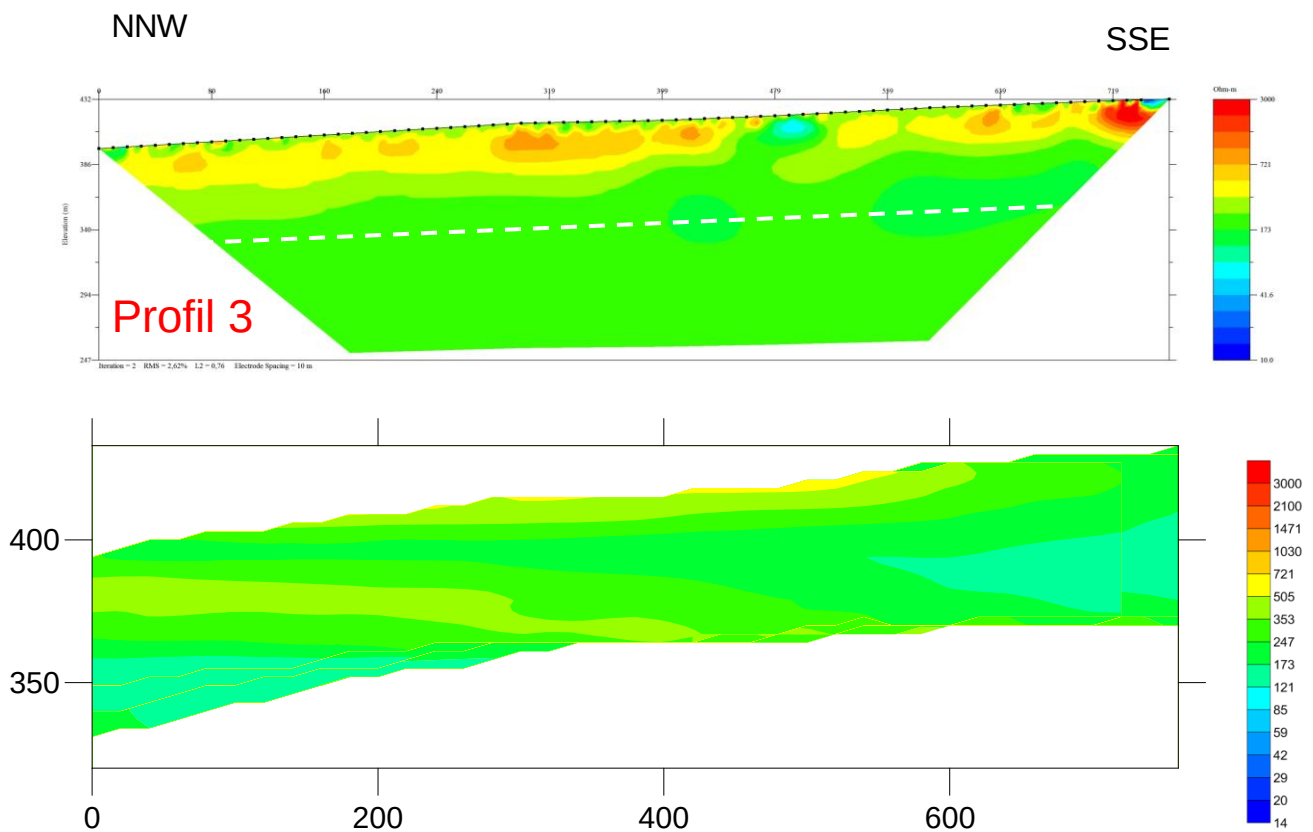


Abb. 1.10: Geoelektrikprofil 3/2011 (oben) und AEM-Inversionsergebnis (unten).

Profil 4/2011

Die gesamte Auslage des Geoelektrikprofils 4/2011 kommt in den paläozoischen kristallinen Serien der Grobgneiseinheit des Unterostalpins, die in diesem Bereich von Glimmerschiefer und Grobgneis aufgebaut werden, zum Liegen. Das AEM-Inversionsergebnis (Profilschnitt, Widerstandsverteilung mit der Tiefe) weist für diesen Abschnitt bis in eine Tiefe von 100 Metern, eine homogene Widerstandsstruktur von 150 bis 500 Ωm aus (Abb. 1.11). Damit ist dieser Widerstandskörper vergleichbar mit der mächtigen Liegendentwicklung im Profil 3/2011 (Abb. 1.10).

Detaillierter ist das Inversionsergebnis aus der geoelektrischen Inversion zu interpretieren. Die bis zu 40 Metern mächtige niederohmige (50 bis 200 Ωm) Bedeckung, wird als kristallines Verwitterungsprodukt interpretiert. Die elektrischen Widerstände von 400 bis 1000 Ωm im Liegenden entsprechen generell dem kristallinen Grundgebirge. Widerstandswerte von 400 bis 500 Ωm werden dabei eher dem Glimmerschiefer, Werte von 600 bis 1000 Ωm (zwischen Profilmeter 150 und 350 und ab 800 Meter) dem Grobgneis zugeordnet.

Zu bemerken ist, dass diese Widerstandsverteilung der kristallinen Serien der Grobgneiseinheit des Unterostalpins im Leithagebirge auch den elektrischen Widerständen der Ortho- und Paragneise am Profil Mörbisch 1 2012 (Ruster Höhenzug) entspricht.

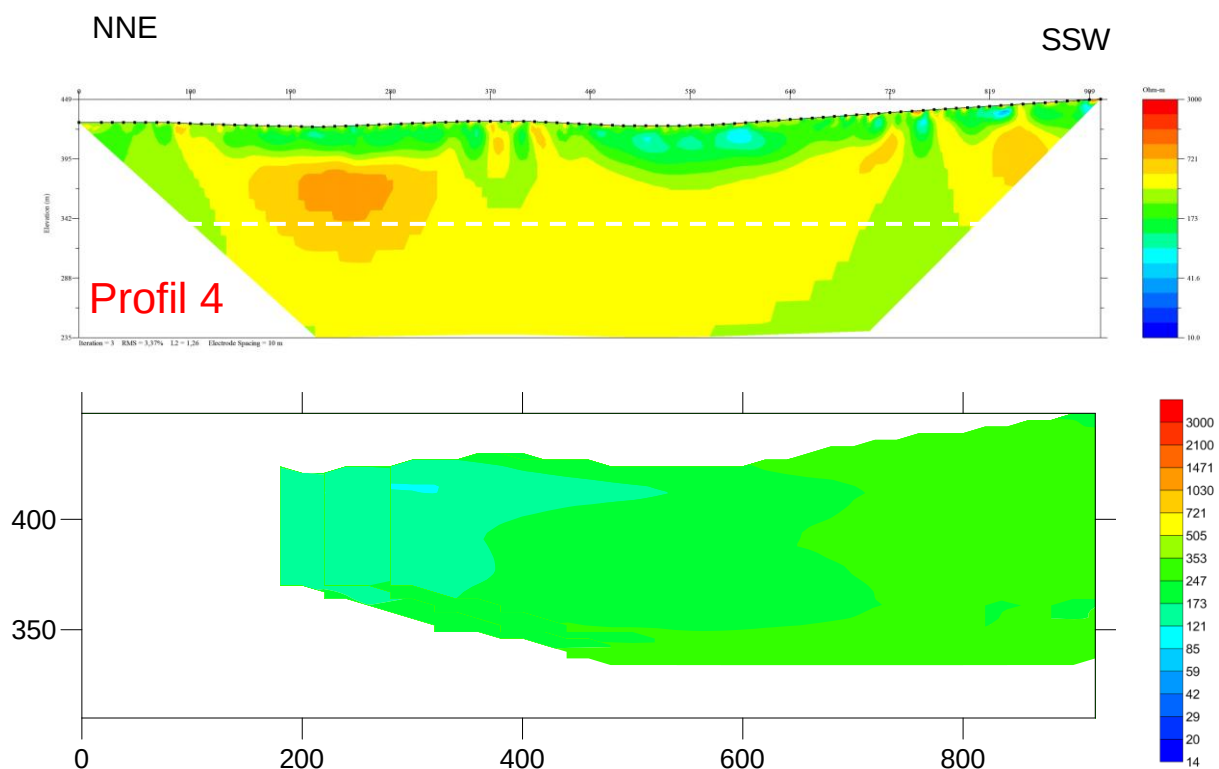


Abb. 1.11: Geoelektrikprofil 4/2011 (oben) und AEM-Inversionsergebnis (unten).

1.4 Resümee

Die Interpretation der geophysikalischen Messungen basiert auf den geologischen Karten der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 78 Rust (HERRMANN et al., 1993), Blatt 77 Eisenstadt (BRIX et al., 1994) und auf der geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000 (PASCHER et al., 1999) unter Berücksichtigung ausgewählter Bohrungen aus dem Bohrarchiv der Fachabteilung Hydrogeologie der Geologischen Bundesanstalt.

Das Detailgebiet 1 mit dem zentralen Element des Leithagebirges als Grundgebirgsauftragung, dem auflagerndem Permo-Mesozoikum und der neogenen Sedimentation ist durch eine gesteins- und faziesbedingte, daher heterogene Verteilung der elektrischen Widerstände charakterisiert.

Bis in eine Tiefe von 10 Metern dominiert eine weitestgehend hochohmige Widerstandsverteilung (Abb. 8.15, EM-Widerstandsverteilung/10 m).

Festgesteine der Grundgebirgsauftragung (Sonnenberg, Lebzelterberg, Grundgebirgssporn südöstlich von Au am Leithagebirge in südwestliche Richtung verlaufend) und der Leithakalk (SW von Stotzing) treten als hochohmige Widerstandsareale hervor. Hüllschiefer und Grobgneseinheit (UO) am Sonnenberg weisen Widerstandswerte von 300 bis 600 Ωm auf. Deutlich höhere Widerstandswerte von 500 bis 1000 Ωm charakterisieren das auflagernde Permo-Mesozoikum (Semmeringquarzit, Alpiner Verrucano) am Lebzelterberg. Das Badenium an der Nordabdachung des Leithagebirges, zwischen Hornstein und Stotzing, wird im Hangenden von einheitlichen Widerstandswerten, die von 400 bis 600 Ωm reichen, aufgebaut und entsprechend der geologischen Kartierung als Leithakalk angesprochen.

Diese weitverbreitete hochohmige Leithakalkfazies im Hangenden des Badeniums (Nordabdachung des Leithagebirges) wird in bestimmten Abschnitten mit zunehmender Tiefe (40 - 60 Meter ab GOK) von ausgeprägten, niederohmigen ($< 50 \Omega\text{m}$) Widerstandsstrukturen abgelöst. Lokal bleiben hochohmige Bereiche bis in Tiefen von 60 Metern bestehen (SW Stotzing, W Buchenkogel). Es ist anzunehmen, dass diese lateralen und vertikalen Widerstandsunterschiede auf unterschiedlich ausgebildete Faziesbereiche im Badenium zurückzuführen sind. Hochohmige Bereiche, insbesondere im Hangenden, werden dem Leithakalk, niederohmige Bereiche feinklastischen Serien (Feinsand, Schluff, Ton) zugeordnet. Gleiches gilt für die Sedimente des Sarmatium (Wimpassing an der Leitha – Loretto). Geoelektrische Detailuntersuchungen im Gebiet SW von Stotzing bestätigen diese Widerstandsstruktur.

Feinklastische Sedimente des Pannoniums am Übergang (z.T. im Bereich synsedimentärer Bruchstrukturen) des Leithagebirges zum Wiener- und Eisenstadt-Mattersburger Becken werden als ausgedehnte homogene, niederohmige Sequenzen bis in größere Tiefen abgebildet.

Festgesteine der Grundgebirgsauftragung sind generell durch gleichmäßig entwickelte, hohe elektrische Widerstände charakterisiert. Daher wird durch die deutliche Zunahme der Verbreitung

hochohmiger Widerstandsareale ab einer Tiefe von 60 Metern auf den Übergang zum kristallinen Grundgebirge geschlossen.

1.5 Literatur

Ahl, A., Bieber, G. Motschka, K., Römer, A., Slapansky, P., Supper, R., 2012: Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Leithagebirge (Bgld.), unveröffentl. Projektbericht ÜLG20/28/35, 150 S., 84 Abb., 13 Tab., GBA, Wien.

HERRMANN, P., PASCHER, G. A. & PISTOTNIK, J. (1993): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 78 Rust, Geologische Bundesanstalt; Wien.

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.

RÖMER, A. & BIEBER, G. (2010): Geoelektrische Messungen bei Hornstein/Leithagebirge (Bgld) 2010.- In: KOLLMANN, W., MARSCH, F. W., SHADLAU, S., HOFER, J. & MOSHAMMER, B. (2010): Unterirdische Verbreitung Karstwasser führender Gesteine im Burgenland, Bericht für die Phase 4 (Nordburgenland 2) 2010; BBK-Projekt BA 20 (2010).- Unpubl. Bericht, Auftragsforschung, Geologische Bundesanstalt, 76-100, 21 Abb., 1 Tab.; Wien.

2 Rust (Bgld.)

2.1 Einleitung und Aufgabenstellung

Die im Rahmen des Gemeinschaftsprojektes ÜLG20/28/35 (siehe Endbericht Ahl, et. al., 2012) erarbeiteten Ergebnisse der boden- und aerogeophysikalischen Ergebnisse und deren Interpretation sind Inhalt dieses Kapitels. Ziel der geoelektrischen Untersuchungen war die Validierung der aeroelektromagnetischen Ergebnisse des Aeromessgebietes Leithgebirge.

2.2 Geoelektrik

Ausgehend von einem aus den aeroelektromagnetischen Auswertungen ersichtlichen höherohmigen Anomaliebereich (siehe Abb. 2.1) wurde zur Validierung dieser Ergebnisse im Jänner 2012 ein Profil nördlich von Rust vermessen. In Tab. 2.1. sind die Spezifikationen dieses Profils angeführt.

Profilbezeichnung	Elektrodenabstand [m]	Länge [m]	Bemerkung
Profil1	10	760	W-E

Tab. 2.1 Spezifikation des Geoelektrikprofils Rust 1

Abb. 2.2. zeigt die Lage des Profils auf der topographischen Karte (AMAP)

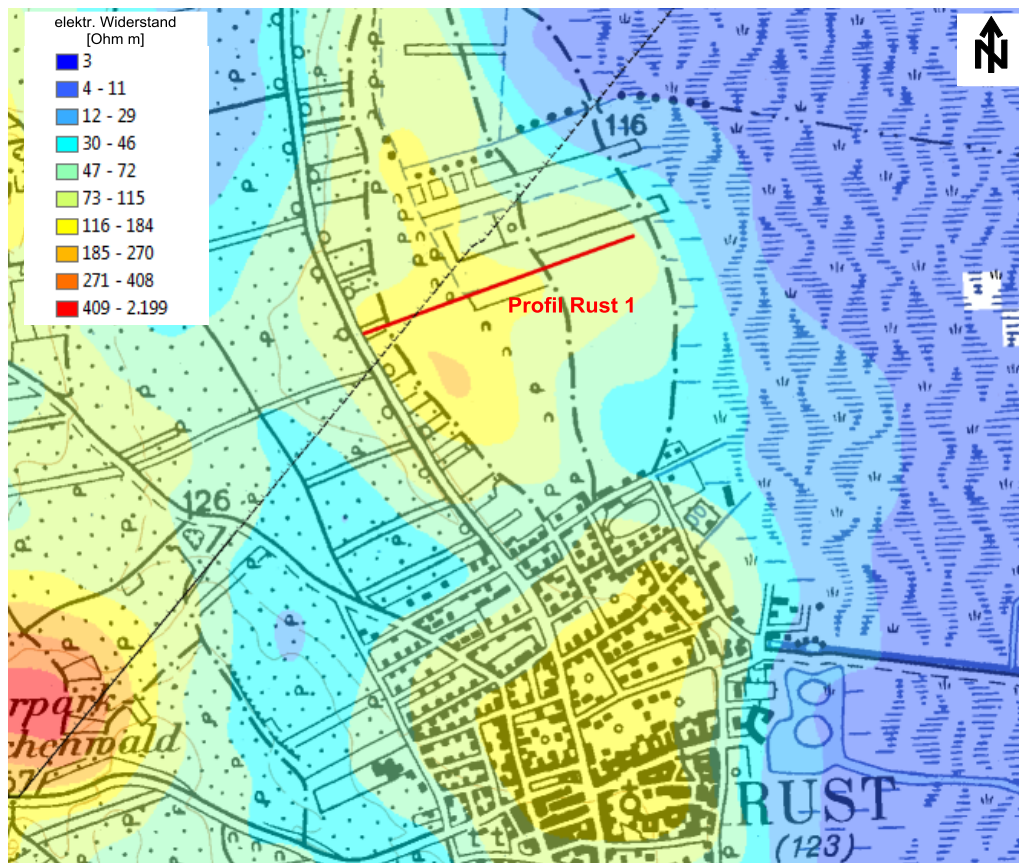


Abb. 2.1: Verteilung des elektr. Widerstandes aus AEM mit Lage des Geoelektrikprofils Rust 1

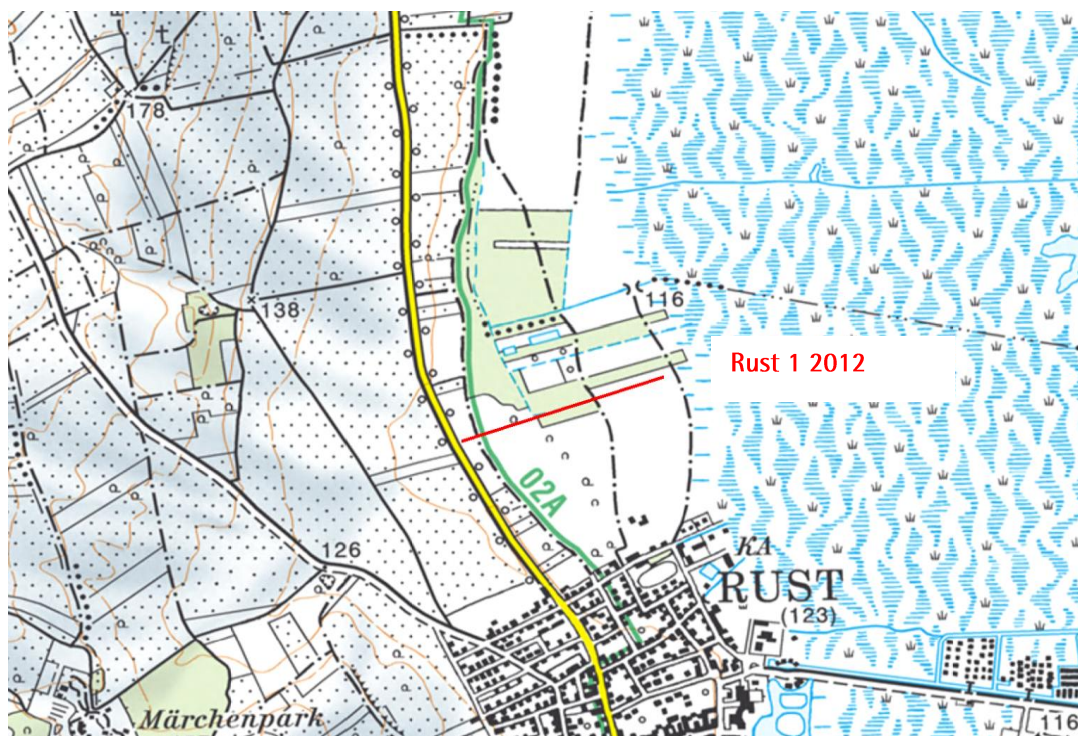


Abb. 2.2: Lage des Geoelektrikprofil Rust1 2012 (Karte aus AMap)

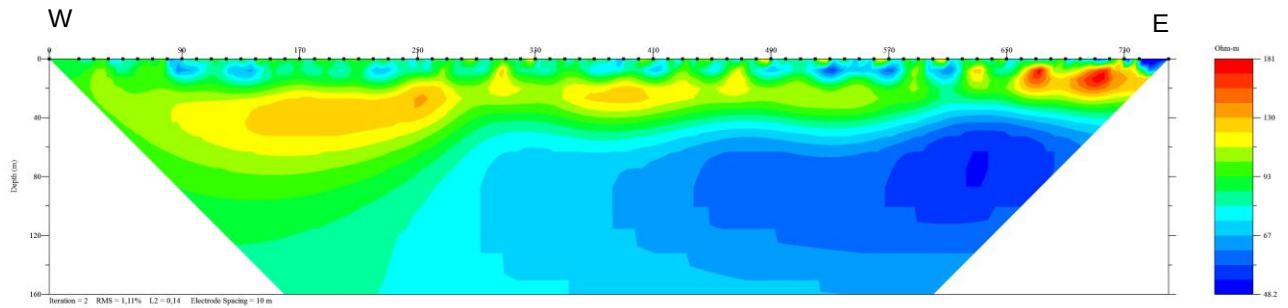


Abb. 2.3: Ergebnis Geoelektrikprofil Rust1 2012

Die Interpretation des AEM-Inversionsergebnisses ergab einen lokal begrenzten, höherohmigen (130 bis 160 Ωm) Widerstandskörper im Bereich feinkörniger Seetone (Quartär) nördlich von Rust. Eine anschließende Geländebegehung mit geoelektrischer Vermessung (Abb. 1.3) bestätigte diesen höherohmigen Widerstandskörper eindeutig als Leithakalk. Dieser zeichnet sich durch höhere elektr. Widerstände im Hangenden ab.

2.3 Literatur

Ahl, A., Bieber, G. Motschka, K., Römer, A., Slapansky, P., Supper, R., 2012: Aero-geophysikalische Vermessung im Bereich Leithagebirge (Bgld.), unveröffentl. Projektbericht ÜLG20/28/35, 150 S., 84 Abb., 13 Tab., GBA, Wien.

3 Mörbisch (Bgld.)

3.1 Einleitung und Aufgabenstellung

Die im Rahmen des Gemeinschaftsprojektes ÜLG20/28/35 (siehe Endbericht Ahl, et. al., 2012) erarbeiteten Ergebnisse der boden- und aerogeophysikalischen Ergebnisse und deren Interpretation sind Inhalt dieses Kapitels. Ziel der geoelektrischen Untersuchungen war die Validierung der aeroelektromagnetischen Ergebnisse des Aeromessgebietes Leithgebirge.

3.2 Geoelektrik

Im März 2012 wurde ein geoelektrisches Profil NW von Mörbisch vermessen. In Tab. 3.1. sind die Spezifikationen dieses Profils angeführt.

Profilbezeichnung	Elektrodenabstand [m]	Länge [m]	Bemerkung
Profil1	8	607	W-E

Tab. 3.1 Spezifikation des Geoelektrikprofils Mörbisch 1

Die Lage des geoelektrischen Profils ist ebenfalls in Abb. 3.1 (Ergebnis aus aeroelektromagnetischen Auswertung) und in Abb. 3.2. (Topographie, AMAP) ersichtlich. Das Ergebnis der geoelektrischen Vermessung ist in Abb. 3.3. dargestellt.

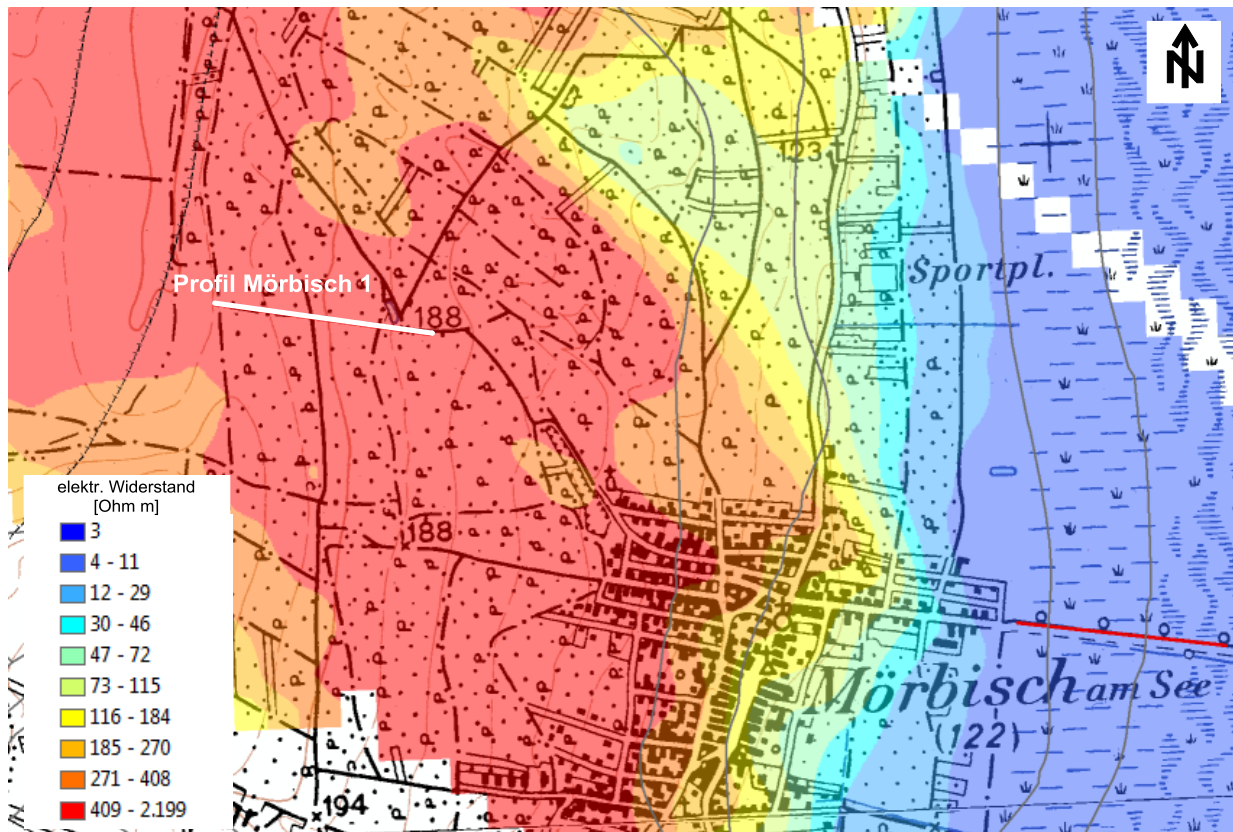


Abb.3.1: Verteilung des elektr. Widerstandes aus AEM mit Lage des Geoelektrikprofils Mörbisch 1

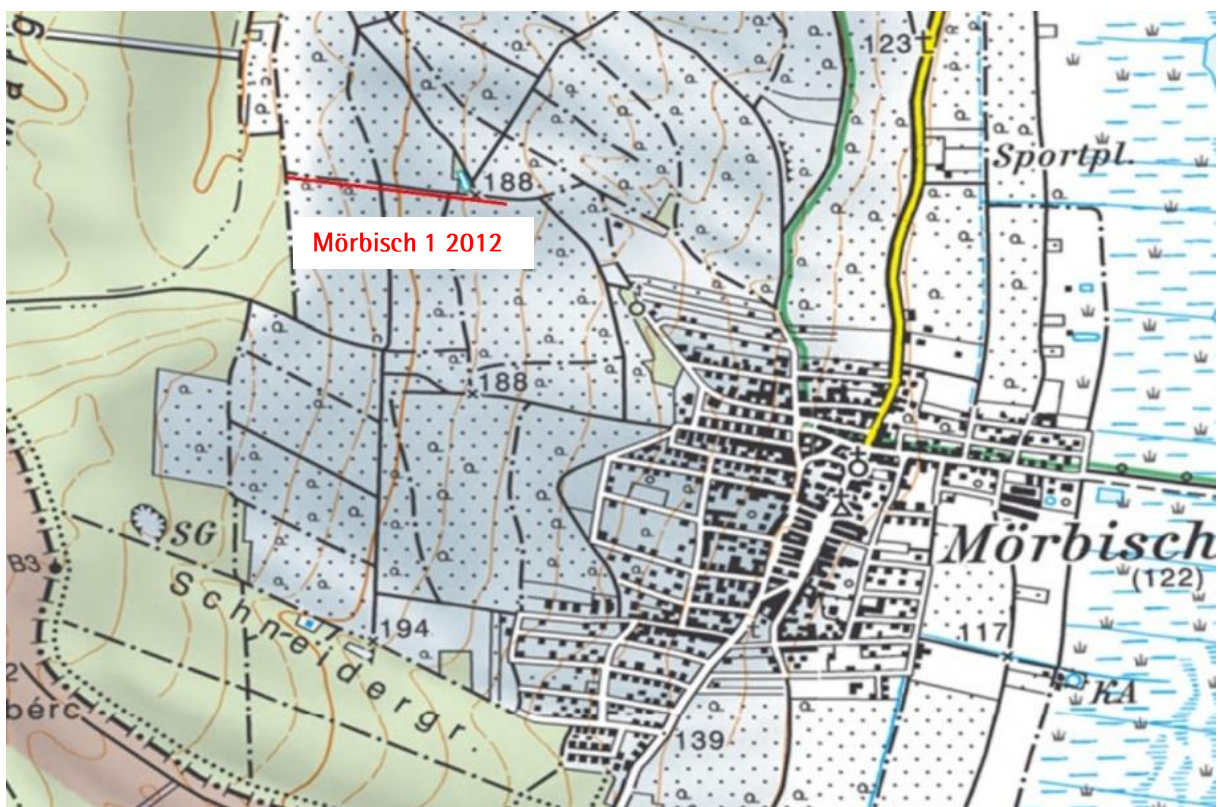


Abb. 3.2: Geoelektrikprofil Mörbisch1 2012 (Karte aus AMap)

Die Auswertung des AEM-Inversionsergebnisses im Südabschnitt des Ruster Höhenzuges in diesem Bereich ergab ab Geländeoberkante bis zur Endteufe (ca. 100 Meter) einen generell hohen elektrischen Widerstand (200 bis 600 Ωm) im Bereich des Ruster Schotters (siehe Abb. 3.1). Damit unterscheidet sich dieser höherohmige Südabschnitt des Ruster Höhenzuges markant von der niederohmigen Widerstandsausbildung des Ruster Schotters im Nordabschnitt des Ruster Höhenzuges.

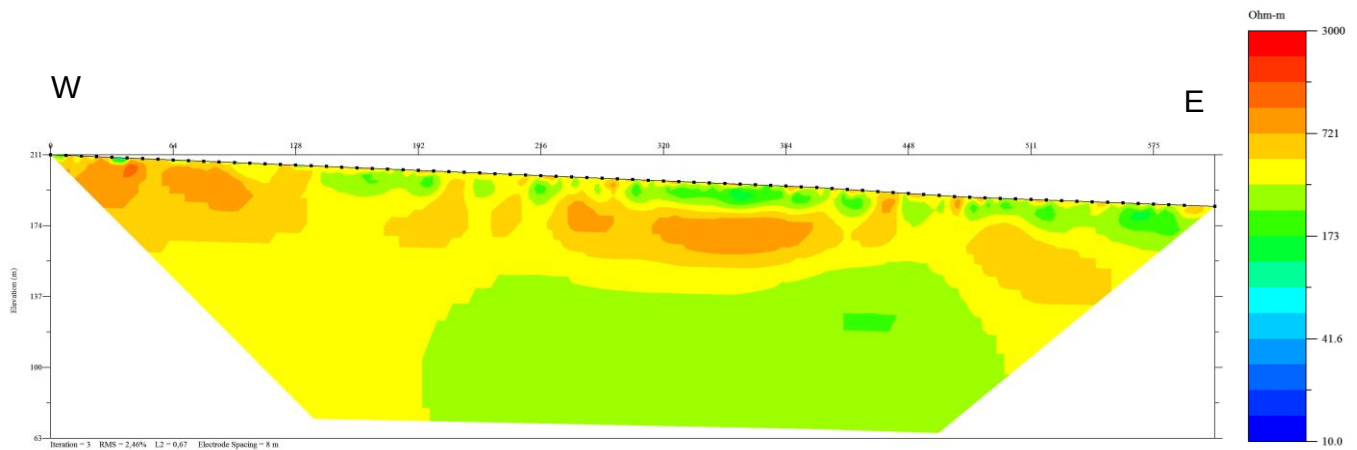


Abb. 3.3: Geoelektrikprofil Mörbisch1 2012

Mit dem geoelektrischen Validierungsprofil Mörbisch 1 2012 (Abb. 3.3) wird dieser generell höherohmige, in sich noch unterteilte, Widerstandskörper eindeutig bestätigt. Die Lage des Profilanfanges (zwischen Profilmeter 0 und 150) im Nahbereich des obertags aufgeschlossenen Grobgnaises könnte die hohen ($> 1000 \Omega\text{m}$) Widerstände in diesem Bereich erklären. Der weitere Verlauf dieses hochohmigen Widerstandskörpers als ein bis zu 40 Meter mächtiges Widerstandsband gegen Osten und der etwas niederohmigere (300 bis 500 Ωm) Widerstandskörper ab einer Tiefe von etwa 50 Metern, entspricht möglicherweise einem tektonisch beeinflussten Lagerungsverhältnis von Orthogneisen und Paragneisen bis Phylliten. Diese Gesteinsabfolge wird auch in der Tiefbohrung Fertörakos-1004 (FRANK et al., 1996) beschrieben. Im Vergleich zu den übrigen geoelektrischen Profilen (siehe Detailgebiet Ruster Höhenzug) scheint eine Zuordnung dieser deutlich höheren Widerstandswerte zum Ruster Schotter nicht gerechtfertigt. Eventuell könnte der etwa 15 Meter mächtige, etwas höherohmige (200 bis 300 Ωm) Widerstandskörper im Hangenden als Ruster Schotter angesprochen werden.

3.3 Literatur

Ahl, A., Bieber, G. Motschka, K., Römer, A., Slapansky, P., Supper, R., 2012: Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Leithagebirge (Bgld.), unveröffentl. Projektbericht ÜLG20/28/35, 150 S., 84 Abb., 13 Tab., GBA, Wien.

4 Donnerskirchen (Bgld)

4.1 Einleitung

Die hier präsentierten geophysikalischen Ergebnisse wurden in einer Kooperation mit den Projekten BA20 (Karstwasserführende Gesteine Burgenland, 2012) und dem Projekt ÜLG28/20 erzielt.

4.2 Beschreibung der geologischen/hydrologischen Verhältnisse

Die liegendste geologische Einheit wird in Donnerskirchen, wie über das ganze Untersuchungsgebiet, von Glimmerschiefern und Phylliten gebildet. Am Ramsauberg finden sich als Quarzite, welche Äquivalente des Semmeringquarzites darstellen, noch Reste der mesozoischen transgressiven Bedeckung des Kristallins.

Abgelagert auf der kristallinen Basis aus Glimmerschiefern, liegt die sandige und kalkige Fazies des Badens, großteils in Form von hangenden detritären Kalksandsteinen, Nulliporenkalken (Leithakalke) sowie in den liegenden Anteilen von sandigen und mergeligen Lagen. In Abbildung 4.1 ist ein Ausschnitt von Donnerskirchen aus der Geologischen Karte des Südostrandes des Leithagebirges (aufgenommen von Schmid 1960-1962 1:25.000), dargestellt. Dort sind von Schmid (1968) auch die unterschiedlichen Faziesbereiche des Badens auskartiert und beschrieben.

Dem Baden auflagernd, setzt sich gegen Süden und Südosten in toniger, sandiger Fazies das Pannon fort. Schmid (1968) beschreibt hier feinsandige Mergel mit einem hohen Gehalt an Glimmerblättchen, und stellt dieses Vorkommen, südlich des Tiergartens im Bereich Donnerskirchen, ins Mittelpannon.

Quartäre Ablagerungen (Terrassenschotter) werden von Tollmann (1953) im Gebiet des Tiergartens beschrieben, welche auch auf der Karte von Schmid, beim Saugarten beginnend, eingezeichnet sind und sich durch die eigene Geländebegehung bestätigen lassen. Auf der GK50 Blatt 78 Rust, sind diese quartären Ablagerungen als „Schuttkomplex des Mitterriegels“ ausgewiesen und werden dort in den Erläuterungen (Häusler, 2010) als Hangschuttbereiche von ~ 2m Mächtigkeit beschrieben.

Weitere quartäre Ablagerungen in Form von zehnermeter mächtigen Lösssandten im Bereich der Schule, beschreibt Küpper in einem Gutachten aus dem Jahre 1956. Verwitterungslehme, entstanden aus der Kristallinen Basis von Chlorit-Biotit-Hellglimmerschiefern, erreichen am Burgstall mehrere Meter Mächtigkeit und wurden bereits von frühen Siedlern zur Töpferei verwendet (Häusler, 2010).

Bereits in einem Gutachten von Küpper (1956) wird, in Bezug auf eine relevante Grundwasserhöflichkeit, das Gebiet SW von Donnerskirchen erwähnt, südlich angrenzend zum sandig-kalkigen Baden, welches als Poren- und Kluftwasseraquifer interpretiert wird.

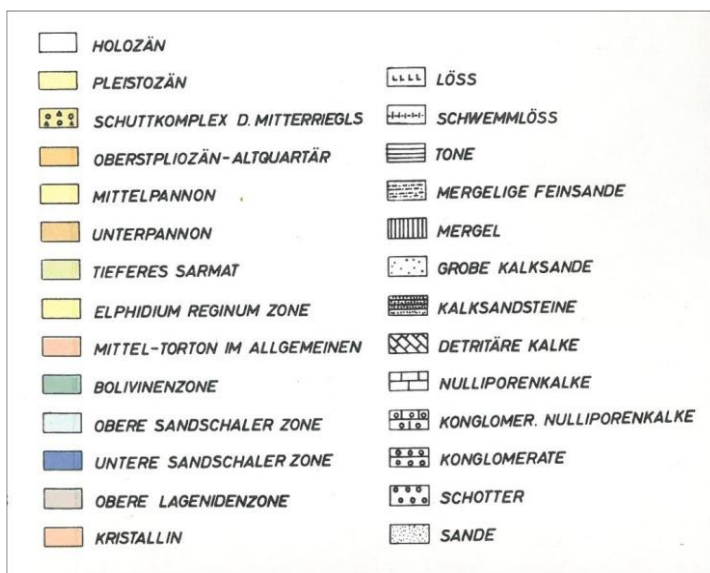
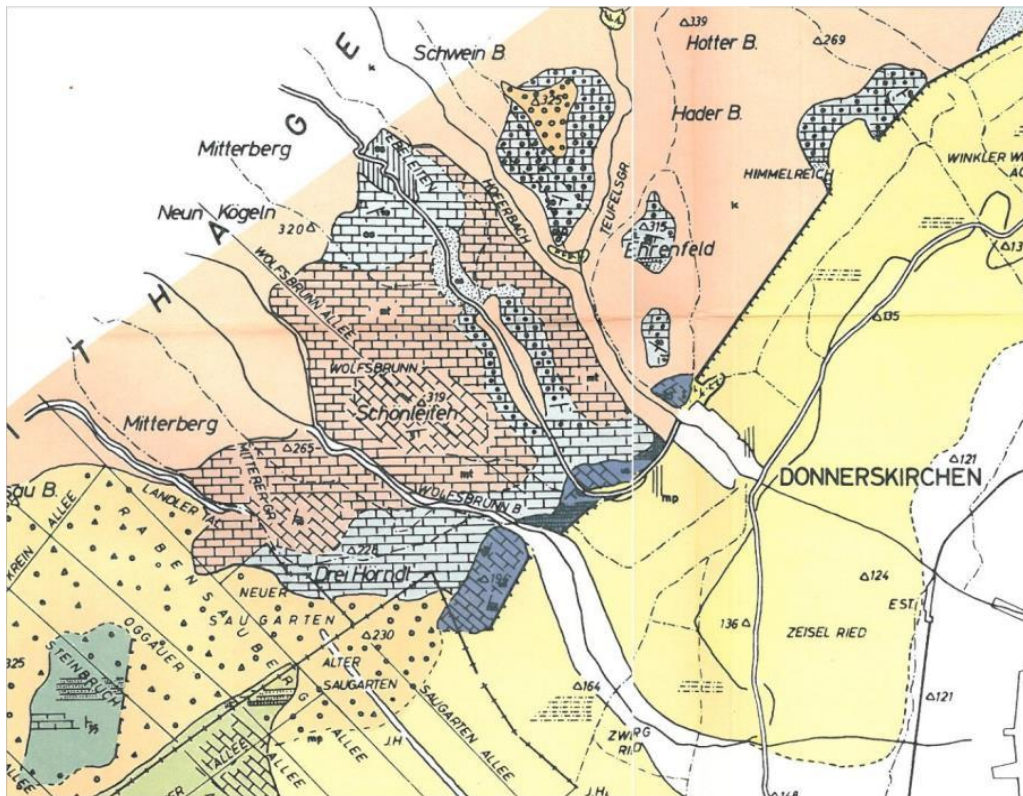


Abbildung 4.1: Ausschnitt der „Geologischen Karte des Südostrandes des Leithagebirges“ von H. Schmid (1968) des Gebietes Donnerskirchen mit dazugehöriger Legende

4.3 Ergebnisse Geophysik

4.3.1 Ergebnisse Geoelektrik

Insgesamt wurden für die Untergrunderkundung im Bereich Donnerskirchen drei Geoelektrikprofile vermessen. Die Lage der geoelektrischen Profile ist der Abb. 4.2 zu entnehmen.

Die Position der Geoelektrikprofile in Bezug zur geologischen Situation (siehe Legende von Abb. 1.1., Seite 7) ist in der Abbildung 4.3 ersichtlich.

Die anschließenden Darstellungen (Abb. 4.4. – Abb. 4.6) zeigen die Ergebnisse der Inversionsrechnung für die Profile 1, 2 und 4. Für die Spezifikationen der geoelektrischen Profile siehe Tab. 4.1.

Donnerskirchen	Elektrodenabstand [m]	Profillänge [m]	Messrichtung
Donnerskirchen Profil 1	7.5	690	NW-SE
Donnerskirchen Profil 2	10	920	NW-SE
Donnerskirchen Profil 4	10	920	NW-SE
Gesamtlänge		2530	

Tab. 4.1: Spezifikation der DC-Profile, Messgebiet Donnerskirchen, 2012

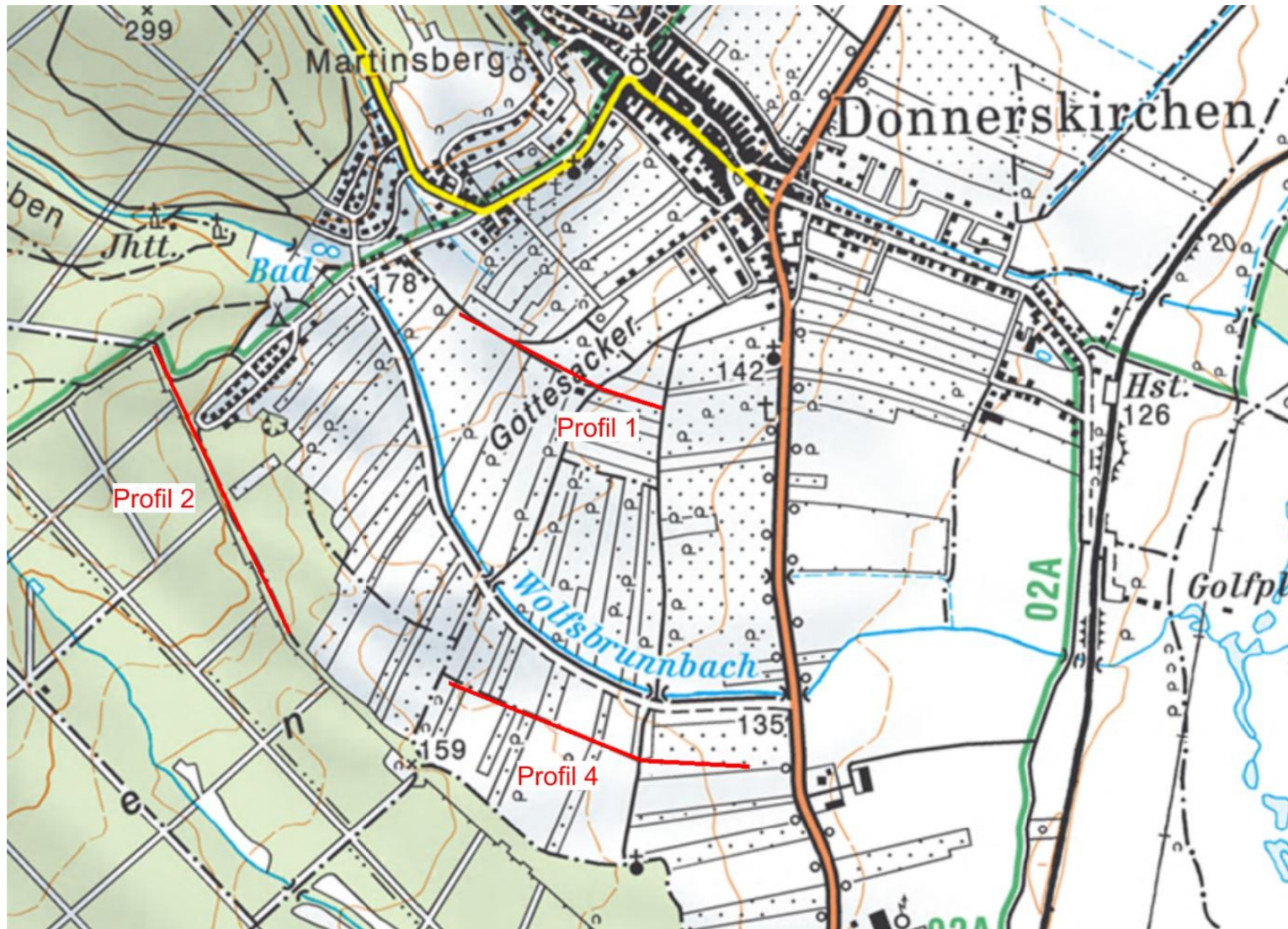


Abb. 4.2: Lage der Geoelektrikprofile Donnerskirchen (Amap)

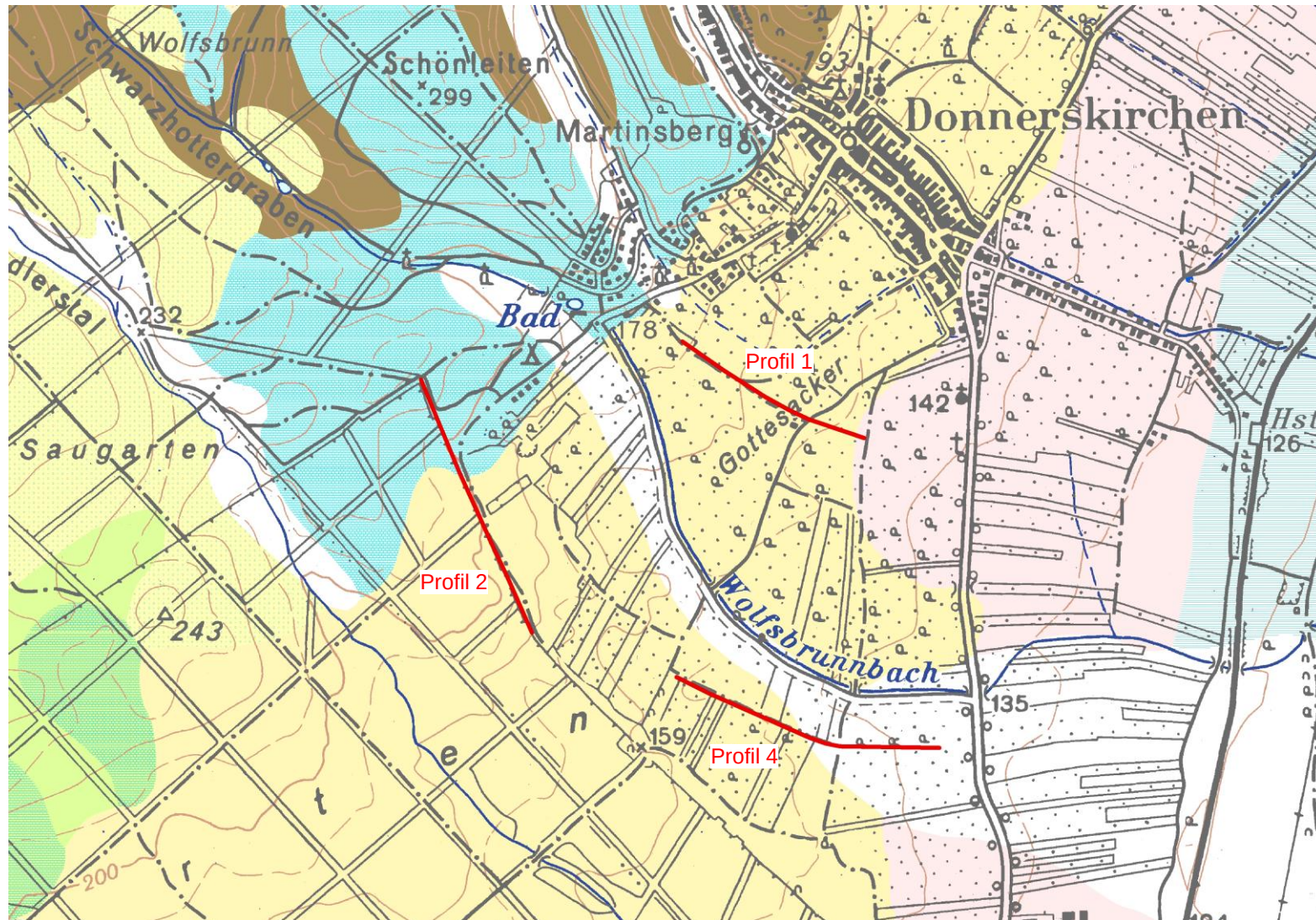


Abb. 4.3: Lage der Geoelektrikprofile Donnerskirchen/Geologie

Donnerskirchen Profil 1 befindet sich zur Gänze in dem als allgemeine pannone Ablagerungen bezeichneten Gebiet südlich von Donnerskirchen. Die Verteilung der elektr. Widerstände zeigt im Allgemeinen eine für das Pannon typische Verteilung geringer elektr. Widerstände ($< 100 \Omega\text{m}$), die tonig, schluffig bis sandigen Schichtfolgen entsprechen. Die geringmächtige, höherohmige Auflage ab Profilmeter 130 (elektr. Widerstände $> 100 \Omega\text{m}$) dürfte sandigeren bis sehr kiesigen Lagen im Hangenden zuzuordnen sein.

Donnerskirchen Profil 2 befindet sich am Südabhang des Leithagebirges und verläuft lt. geologischer Karte vom anstehenden Leithakalk (Baden) in das Pannon allgemein. Sehr gut lässt sich der hochohmige Leithakalk ($> 400 \Omega\text{m}$) bis ca. $300 \Omega\text{m}$ im Hangenden des Profils verfolgen. Die elektr. Widerstände betragen im Maximum weit über $10.000 \Omega\text{m}$. Dies spricht für eine z.T. sehr massive Ausbildung des Leithakalks. Die Begrenzung dieser Anomalie korreliert sehr gut mit der in der geologischen Karte eingezeichneten Grenze des (badenischen) Leithakalks Richtung Süden (Südosten). Die Mächtigkeit dieser Kalkfazies beträgt einige 10-er Meter. Südöstlich schließt das sehr niederohmige ($< 50 \Omega\text{m}$), d.h. schluffig, tonig ausgebildete Pannon an. Es kann davon ausgegangen werden, dass sich der Leithakalk noch zumindest 100 Meter unter dem Pannon mit einem Einfallen Richtung Südosten fortsetzt. Die im Liegenden bis zur max. Profiltiefe auftretenden elektr. Widerstände von ca. $50 \Omega\text{m}$ können als sandigere Fazies des Baden interpretiert werden.

Das geoelektrische Profil Donnerskirchen 3 zeigt wiederum typische niedrige elektr. Widerstände von pannonen Schichtabfolgen, denen eine tonig bis schluffige Charakteristik zugrundegelegt werden können.

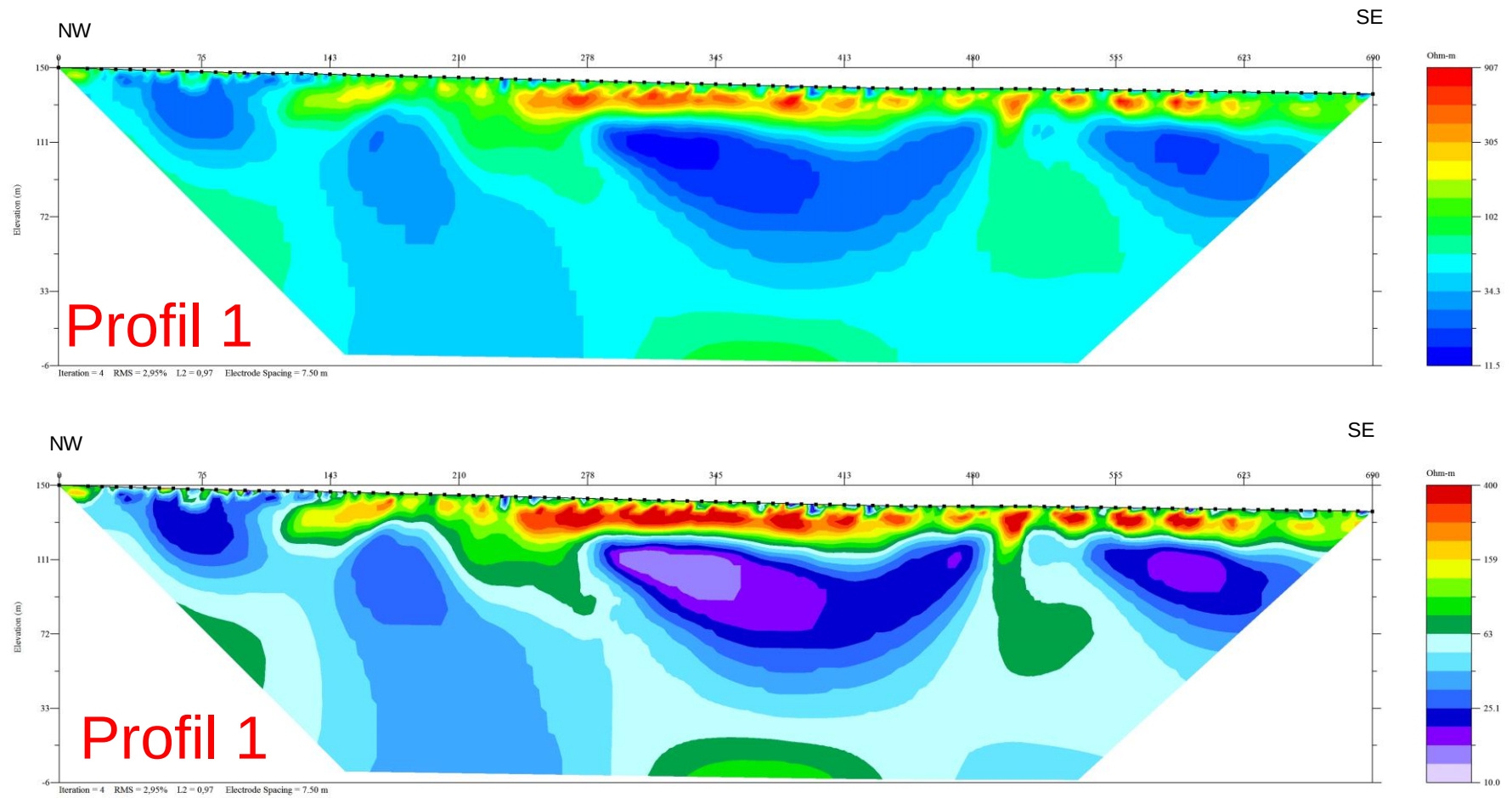


Abb. 4.4: Ergebnis Donnerskirchen Profil 1; oben: individueller Farbbalken/unten: allgemeiner Farbbalken

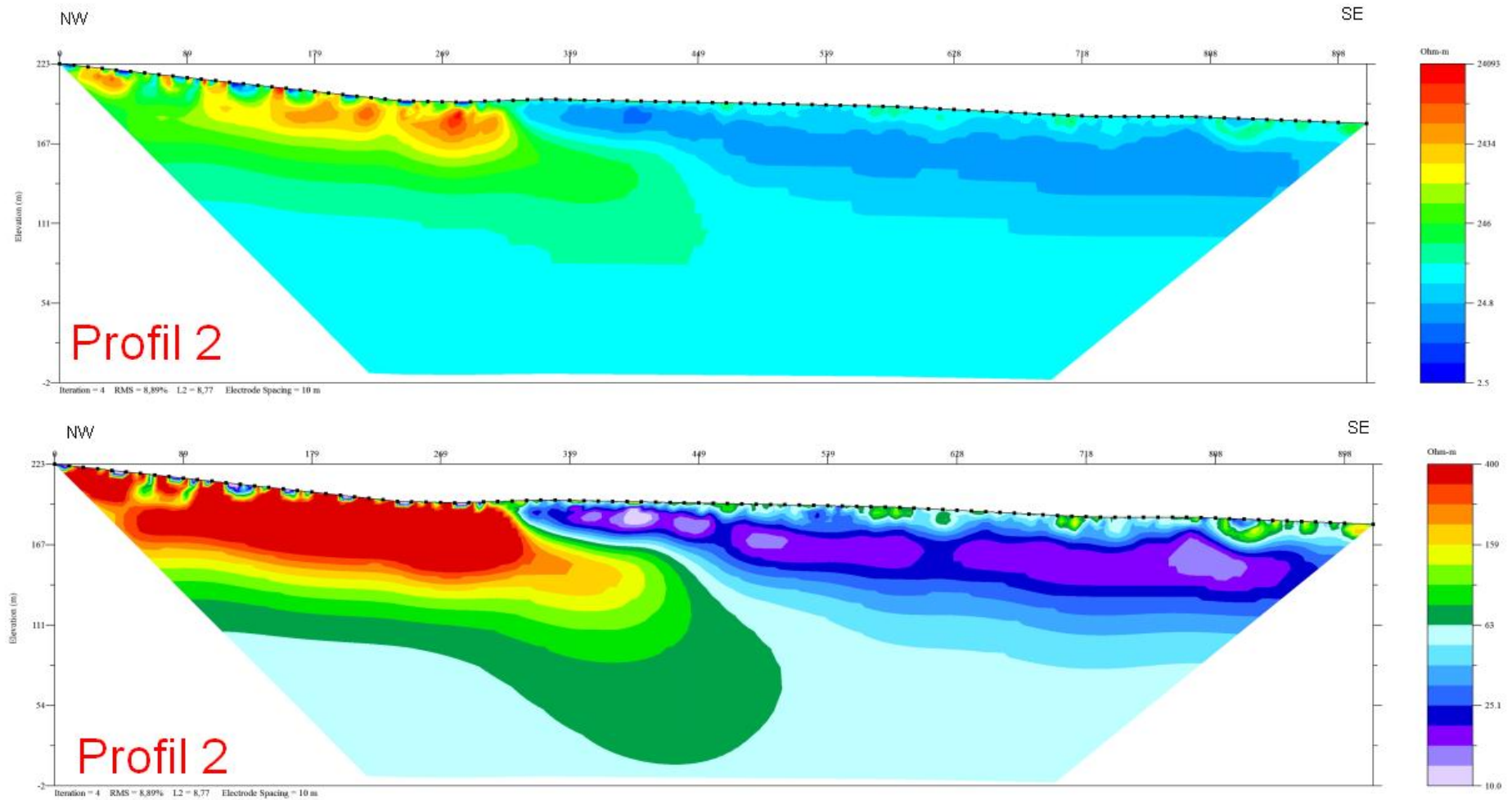


Abb. 4.5: Ergebnis Donnerskirchen Profil 2; oben: individueller Farbbalken/unten: allgemeiner Farbbalken mit Bohransatzpunkt. Siehe auch Abbildung XX (Ende Donnerskirchen).

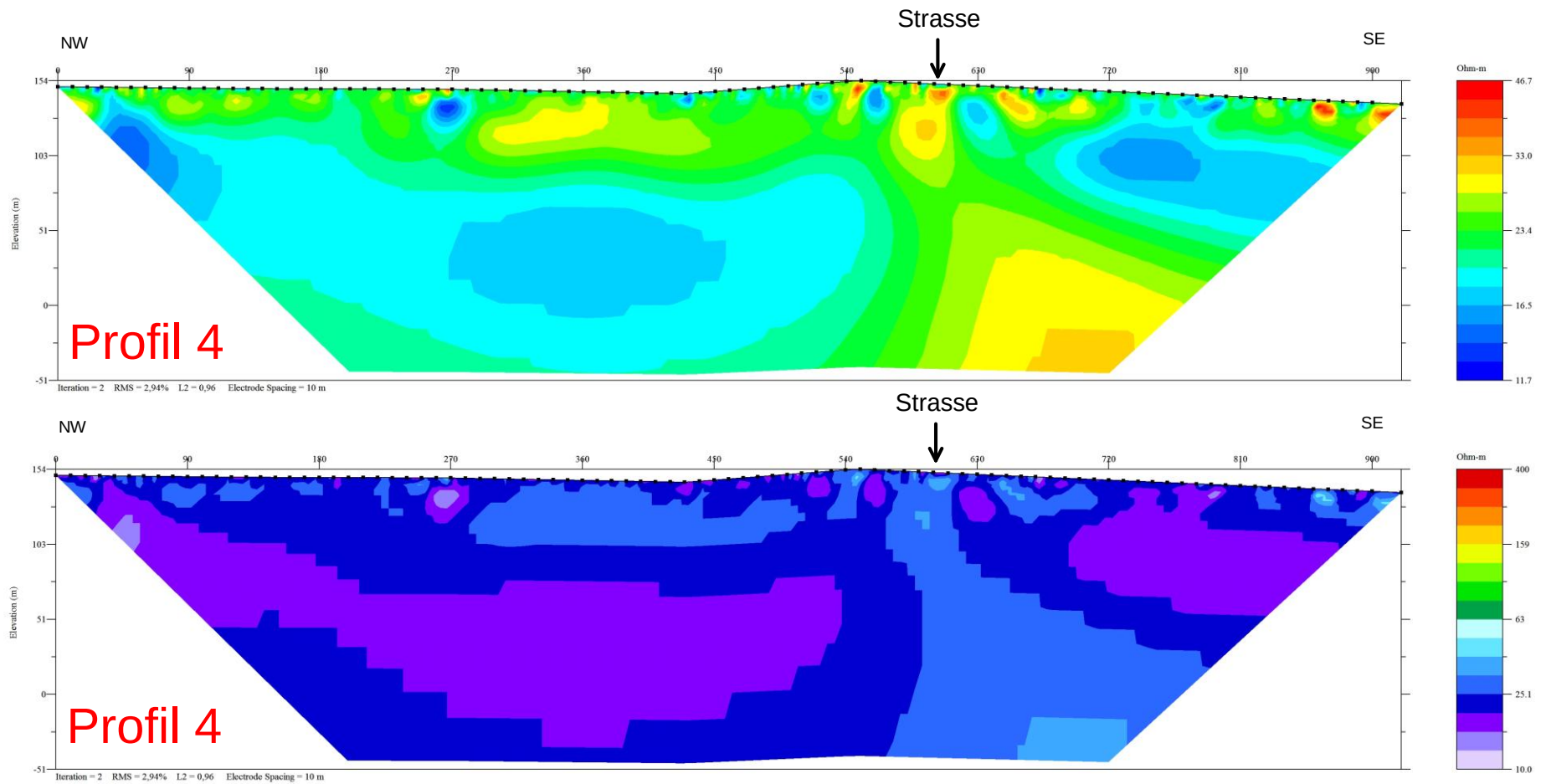


Abb. 4.6: Ergebnis Donnerskirchen Profil 4; oben: individueller Farbbalken/unten: allgemeiner Farbbalken

4.3.2 Ergebnisse Aeroeophysik

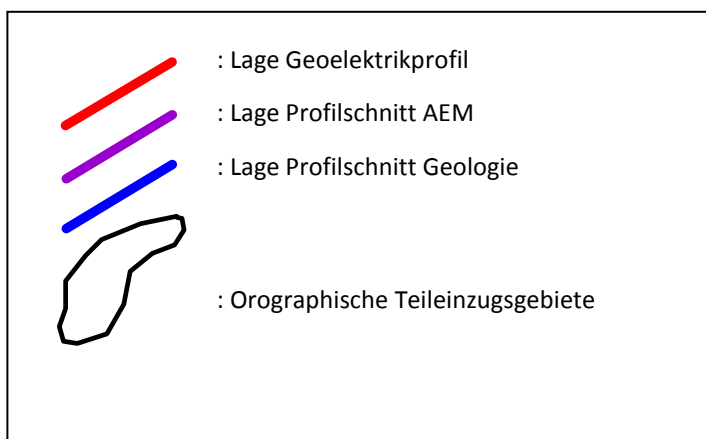
In diesem Teilgebiet werden die vorhandenen geoelektrischen Profile mit ausgewählten Ergebnissen aus der aerogeophysikalischen Vermessung „Leithagebirge“ 2010 verglichen und hinsichtlich der geologischen/hydrogeologischen Situation interpretiert.

In der folgenden Abbildung 4.7 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 Abbildung 4.8 das Inversionsergebnis aus der AEM (aerogeophysikalische Elektromagnetik) entlang von zwei ausgewählten Profilschnitten auch in Form zweidimensionaler Tiefen-Widerstandsplots in Bezug zur Topographie dargestellt.

In den Teilabbildungen C und D sind zusätzlich 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 relevanter Gesteinseinheiten fließen die Ergebnisse aus der AEM in Form von Profilschnitten in die Interpretation mit ein.

Zeichenerklärung zur Abbildung 4.7:



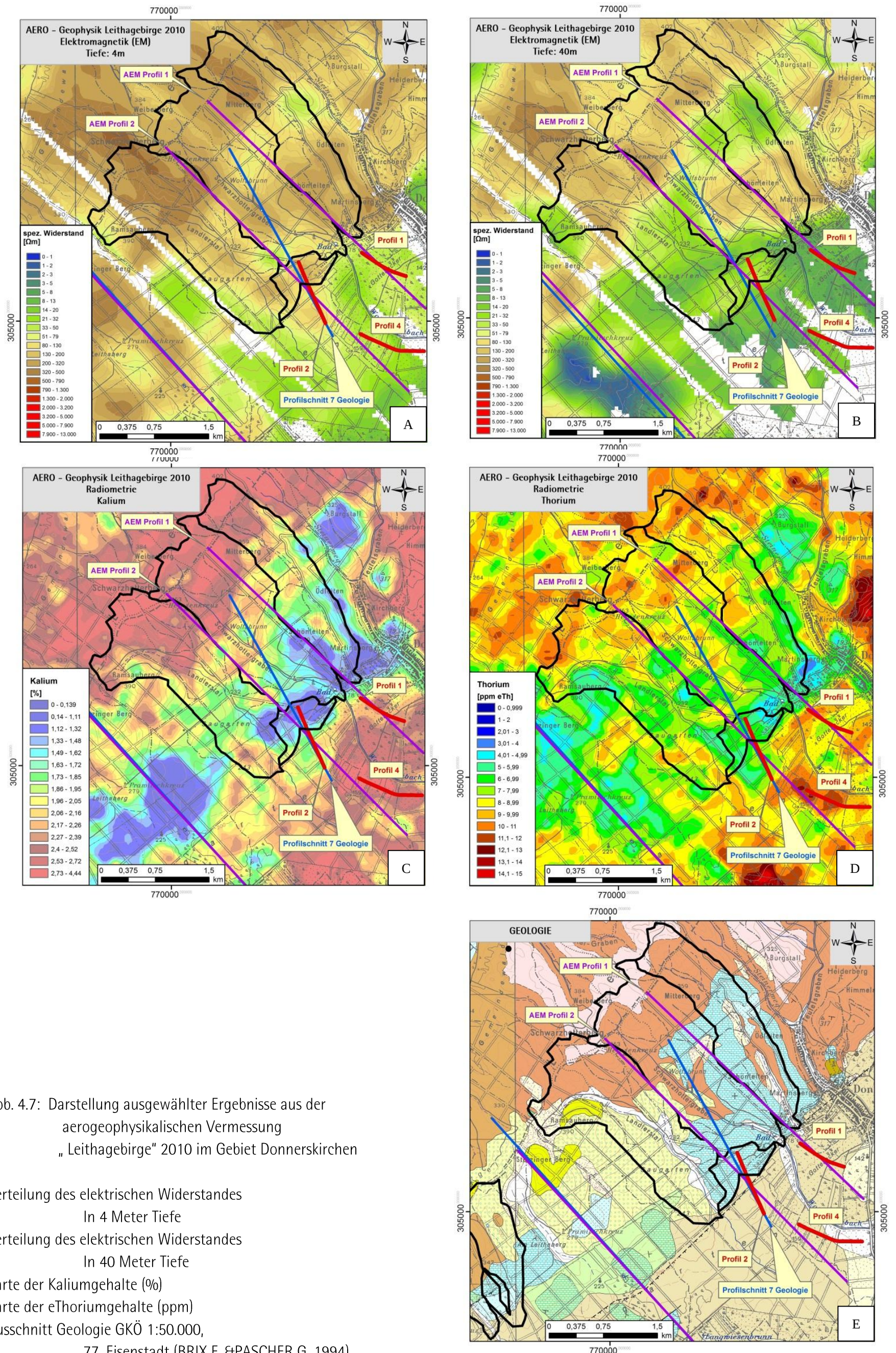


Abb. 4.7: Darstellung ausgewählter Ergebnisse aus der aerogeophysikalischen Vermessung „Leithagebirge“ 2010 im Gebiet Donnerskirchen

- 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)
78, Blatt Rust (Pistotnik et.al, 1993)

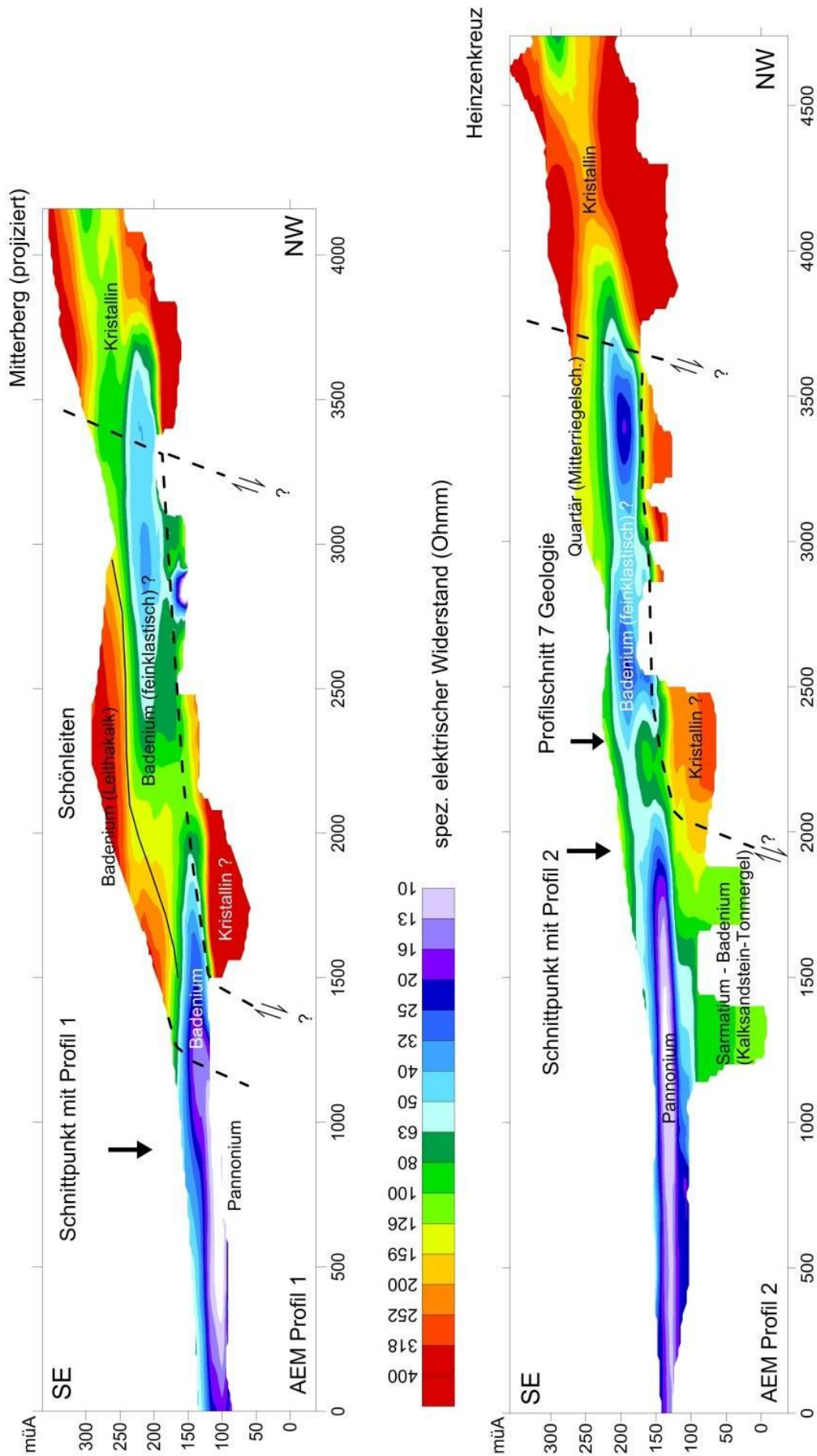


Abb. 4.8: Inversionsergebnisse AEM – Profilschnitte Donnerskirchen

4.4 Geologische/Hydrogeologische Interpretation

Im Gebiet südlich von Donnerskirchen (Geelektrikprofil 1 und 4) liegen sehr mächtige schluffig, (fein)sandige Untergrundverhältnisse vor. Der geologische Profilschnitt gibt eine Vorstellung von den hier möglichen Untergrundverhältnissen im Bereich SW von Donnerskirchen (Abb. 4.9).

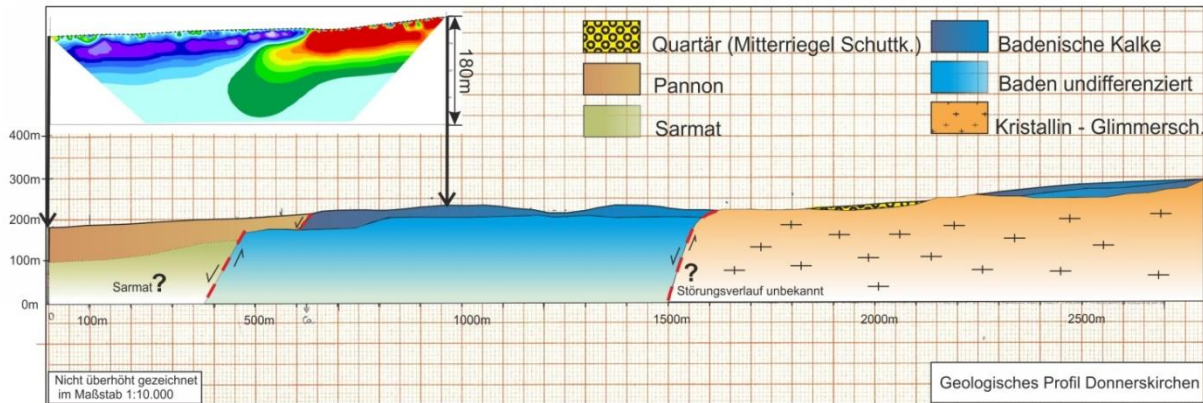


Abbildung 4.9: Nicht überhöht angefertigtes geologisches Profil gezeichnet im Maßstab 1:10.000. Die Lage des Profils ist der Abbildung 4.7 zu entnehmen. Der südöstliche Profilateil korreliert mit dem Profilschnitt der Geoelektrik (Donnerskirchen Profil 2), welches im Bild links oben dargestellt ist.

Die eingetragenen Störungen ergeben sich aus dem Verschnitt der Isohypsen mit der Oberflächengeologie aus der Geologischen Karte (78 Rust). Ein durch Donnerskirchen NE-SW verlaufender Bruch, der schon von Schmid (1968) und Tollmann (1953) beschrieben wurde, lässt auf eine Absenkung des Badens in diesem Bereich schließen. Der SW-Teil des Profils sowie die geoelektrischen Messungen bestätigen diese Annahme. Die Mächtigkeiten der heterogenen miozänen Sedimentationseinheiten lassen sich schwer abschätzen. Anhand der geoelektrischen Profilmessung (P 2) lässt sich die Mächtigkeit der kompakten Leithakalkfazies (Nulliporenkalk, detritäre Leithakalksandsteine) von ~30 m ableiten (dunkelblaue Färbung im geologischen Profil). Darunter sind noch im Übergang zu den feinklastischen, niederohmigen Bereichen (hellblaue Widerstandsbereiche im Profil 2 der Geoelektrik) noch gröberklastische Sedimentabfolgen des unteren Badens zu erwarten (grüner Widerstandsbereich im Profil 2 der Geoelektrik).

4.5 Literatur

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

HÄUSLER, H. (2010): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zur Geologischen Karte 78 Rust.- 191 S., 65 Abb., 5 Tab., 2 Taf., Geologische Bundesanstalt; Wien.

HERRMANN, P., PASCHER, G. A. & PISTOTNIK, J. (1993): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 78 Rust, Geologische Bundesanstalt; Wien.

Küpper, H. (1956): Gutachten zur Wasserversorgung Donnerskirchen. – unveröffentl. Gutachten aus dem Wasserarchiv der FA-Hydrogeologie, Geologische Bundesanstalt Wien

Schmid, H. (1968): Das Jungtertiär an der SE-Seite des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Breitenbrunn (Burgenland). – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, Heft 41, 74 S., Burgenländisches Landesmuseum 1968

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

5 Schützen am Geb. (Bgld.)

5.1 Einleitung und Aufgabenstellung

Die im Rahmen einer Kooperation mit den Projekten BA20 (Karstwasserführende Gesteine Burgenland, 2012, siehe Schubert, et. al., 2013) und dem Projekt ÜLG28/20 (siehe Endbericht Ahl, et. al., 2012) werden die Ergebnisse der boden- und aerogeophysikalischen Ergebnisse und deren Interpretation dargestellt.

5.2 Beschreibung der geologisch/hydrologischen Verhältnisse

Das Untersuchungsgebiet Schützen am Gebirge liegt direkt an der Engstelle zwischen dem Leithagebirge im Nordwesten und dem Ruster Höhenzug im Südosten. Diese Engstelle bildet einen Übergang, die „Schützener Pforte“, zwischen dem Mattersburg-Eisenstädter-Becken und dem Neusiedlerseegebiet.

In Schützen fallen großflächige, im Gebiet des Leithagebirges einzigartige Hangschuttareale (Schuttkomplex des Mitterriegels) auf. Dabei handelt es sich um ein Aufarbeitungsprodukt der Glimmerschiefer und Paragneise des kristallinen Grundgebirges und den auflagernden, isoliert auftretenden mesozoischen Quarziten. Diese Hangschuttflächen wurden von Kapounek (1938) als Äquivalent der „Ruster Schotter“ angesehen. Allerdings enthalten die Ruster Schotter aus dem oberen Karpat bzw. untersten Baden als Gesteinskomponenten Granitgneis sowie Dolomitkomponenten und repräsentieren unter dem Baden liegende fluviatile Schotter, vor dem beginnenden Sedimentationszyklus der zentralen Paratethys im Mattersburg-Eisenstädter-Becken. Der „Hangschutt des Mitterriegelkomplexes“ enthält dagegen Quarz- und Quarzitgerölle sowie eckige Komponenten von Glimmerschiefern und Pargneisen des darunter anstehenden Kristallins (Erläuterungen Rust 2010). Dieser Schuttkomplex von ~2 m Mächtigkeit wird daher auf „GK50 Blatt 78 Rust“ sowie auch in Schmid (1968) als Quartäre Einheit ausgeschieden.

Hydrologisch haben die Hangschuttkörper für den in Frage kommenden Untersuchungsbereich die Bedeutung, dass sie als Infiltrationsbereich für die badenischen Grundwasserleiter und somit als Teil des angenommenen hydrologischen Einzugsgebietes flächenmäßig berücksichtigt werden. Welche geologischen Ablagerungsverhältnisse unter den Schuttkörpern vorliegen ist nicht bekannt.

Die dem Kristallin angelagerten bzw. aufgelagerten neogenen Sedimente treten im Untersuchungsgebiet vom Liegenden ins Hangende in Form von mittelbadenischen bis sarmatischen detritären Kalken und Kalksandsteinen auf und Enden zu Oberst mit den feinsandigen, tonreichen Ablagerungen des Pannon. Wie zuvor erläutert, werden die neogenen Sedimente von quartären Ablagerungen teilweise bedeckt (Schuttkomplex des Mitterriegels).

Nördlich des Dorfes Schützen, innerhalb des ausgewiesenen Pannons, treten einzelne isolierte Schollen von Leithakalk des Sarmatiums, aber auch des Badeniums zu Tage, welche tektonisch nicht vom umgebenden Pannon abgegrenzt sind. Die Staffelbruchtektonik lässt für die Untergrundverhältnisse am Südostrand des Leithagebirges unterschiedliche Interpretationen zu. Im nördlichen Bereich von Schützen kommt hier allerdings auch eine Kristallinschwelle im Liegenden des Badens in Frage (Schmid, 1968). Ebenso wird von Scheibz (2010) und Häusler (2010) eine durch postpannonische Kompressionstektonik domartig aufgedrückte Antiklinalstruktur der Badenischen und Sarmatischen Kalke postuliert.

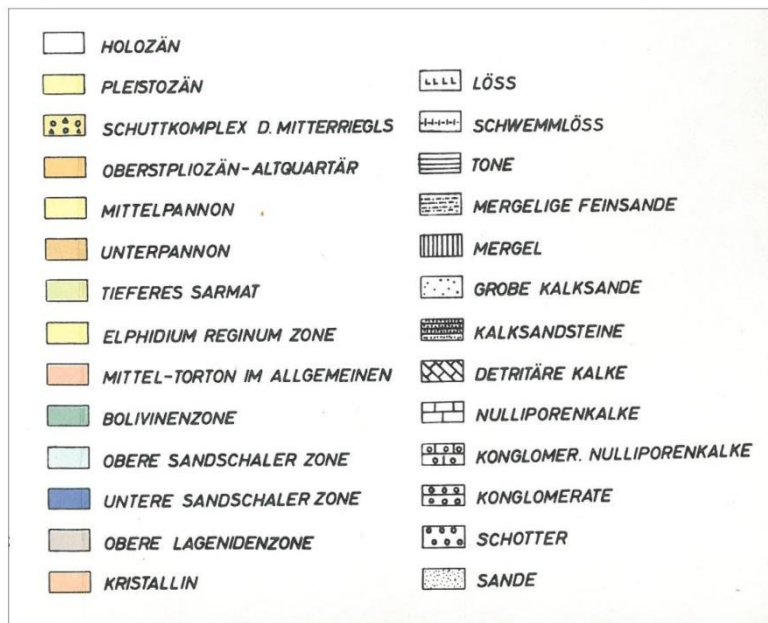
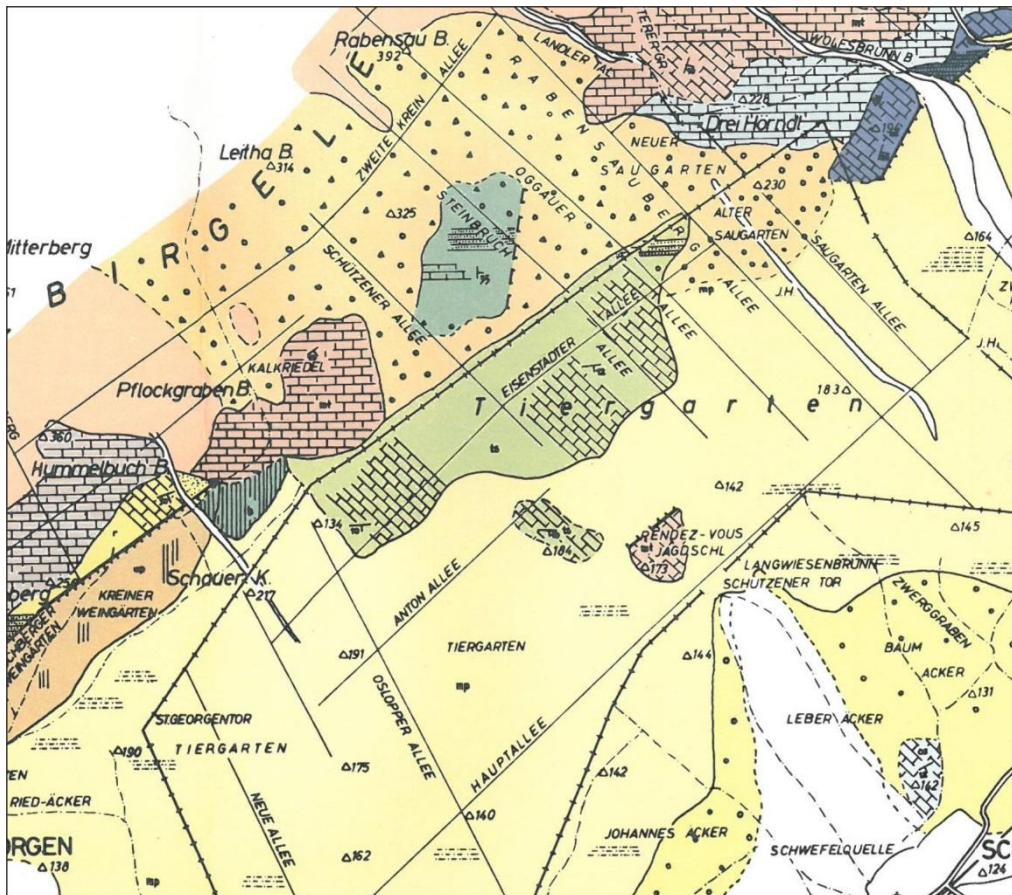


Abbildung 5.1: Ausschnitt der „Geologischen Karte des Südostrandes des Leithagebirges“ von H. Schmid (1968) des Untersuchungsgebietes Schützen am Gebirge mit dazugehöriger Legende

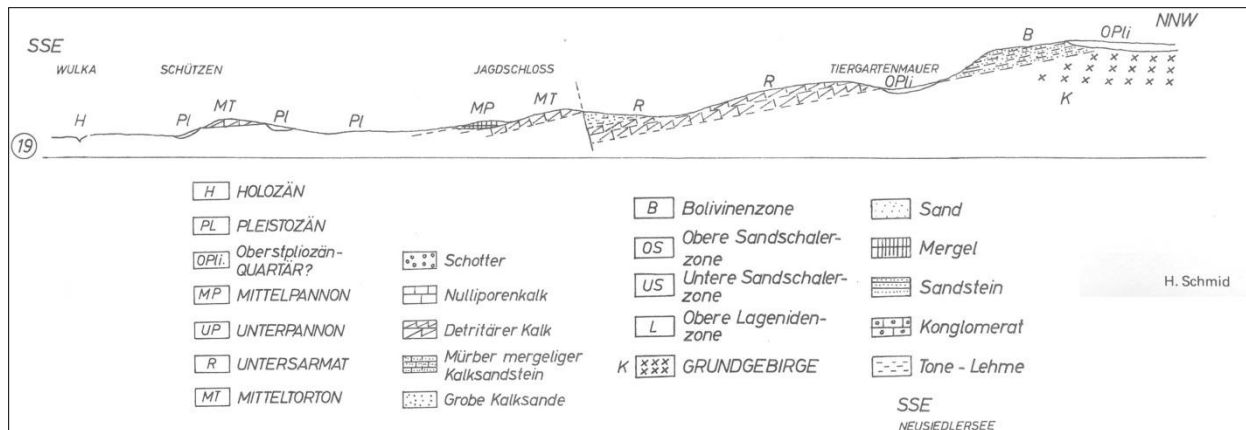


Abbildung 5.2: Geologisches Profil nach Schmid, H. (1968) von der Wulka im SE bis zu den Mitterriegel-Schuttkomplex (hier als „Opli“ bezeichnet) im NW des Profils.

Im Vergleich der Geologie mit den geophysikalischen Ergebnissen im Untersuchungsgebiet sind die feinklastischen Sedimente in einer Tiefe und Ausbreitung vorhanden, welche nicht auf einen badenischen Aquifer, in Form von Grobsanden, Kalken und Kalksandsteinen in diesem Bereich schließen lassen. Diese Ergebnisse decken sich, zumal keine weiteren Informationen aus dem Untergrund vorliegen bzw. erhebbar waren, mit der geologischen Interpretation nach Schmid (1968, siehe Abb. 5.2).

5.3 Ergebnisse Geophysik

5.3.1 Ergebnisse Geoelektrik

Für die Untergrunderkundung im Bereich Schützen am Gebirge wurde ein Geoelektrikprofil vermessen. Die Lage von diesem Profil ist der Abb. 5.3 zu entnehmen.

Die Position des Geoelektrikprofils in Bezug zur geologischen Situation ist in der Abbildung 5.4 ersichtlich (siehe Legende von Abb. 1.1., Seite 7).

Die anschließende Darstellung (Abb. 5.5) zeigt das Ergebnis der Inversionsrechnung für das Profil 1 in Schützen am Gebirge. Für die Spezifikationen des geoelektrischen Profils siehe Tab. 5.1.

Schützen am Gebirge	Elektrodenabstand [m]	Profillänge [m]	Messrichtung
Schützen a. G. Profil 1	10	1080	NW-SE

Tab. 5.1: Spezifikation des DC-Profils, Messgebiet Schützen am Gebirge, 2012

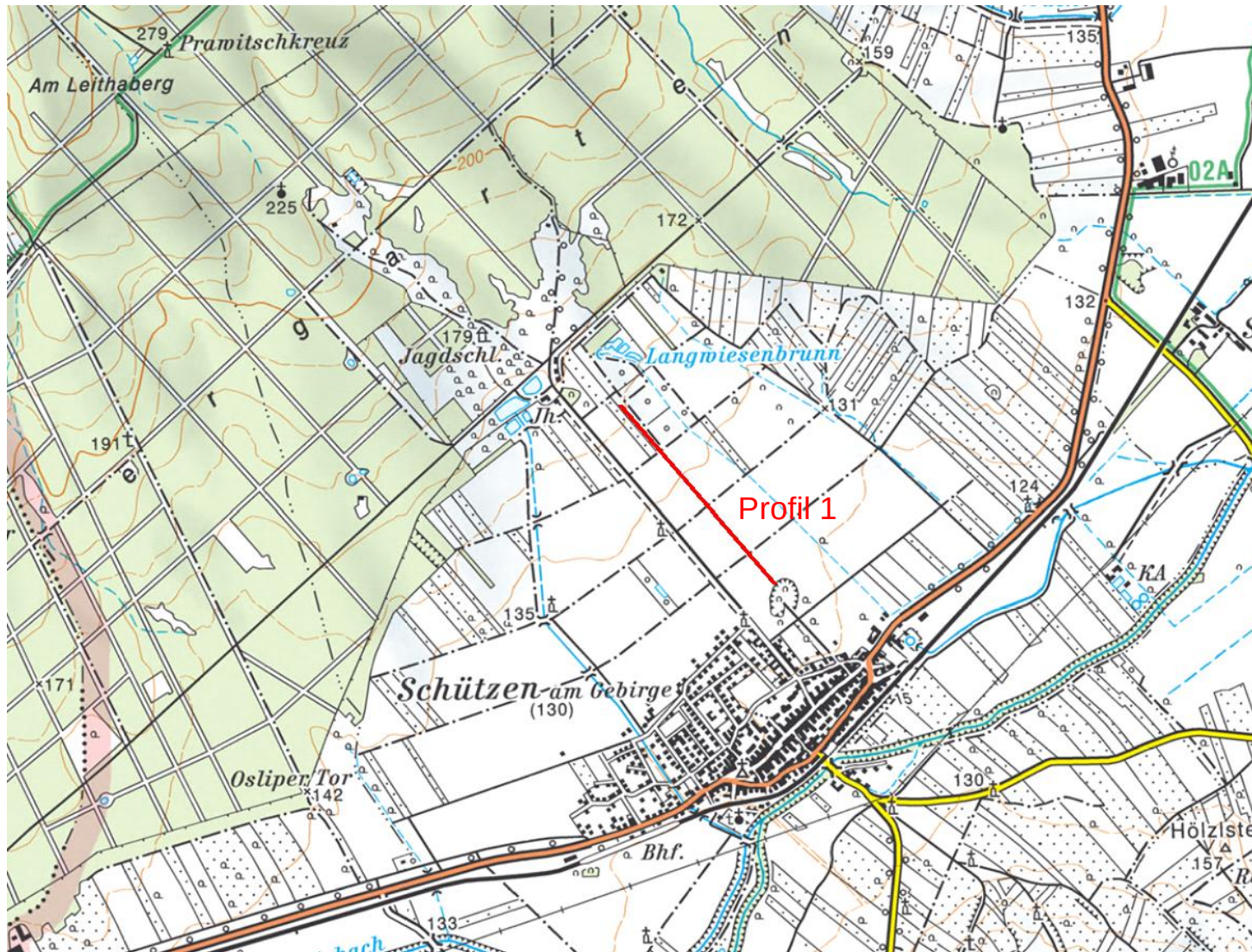


Abb. 5.3: Lage des Geoelektrikprofils Schützen Am Gebirge (Amap)

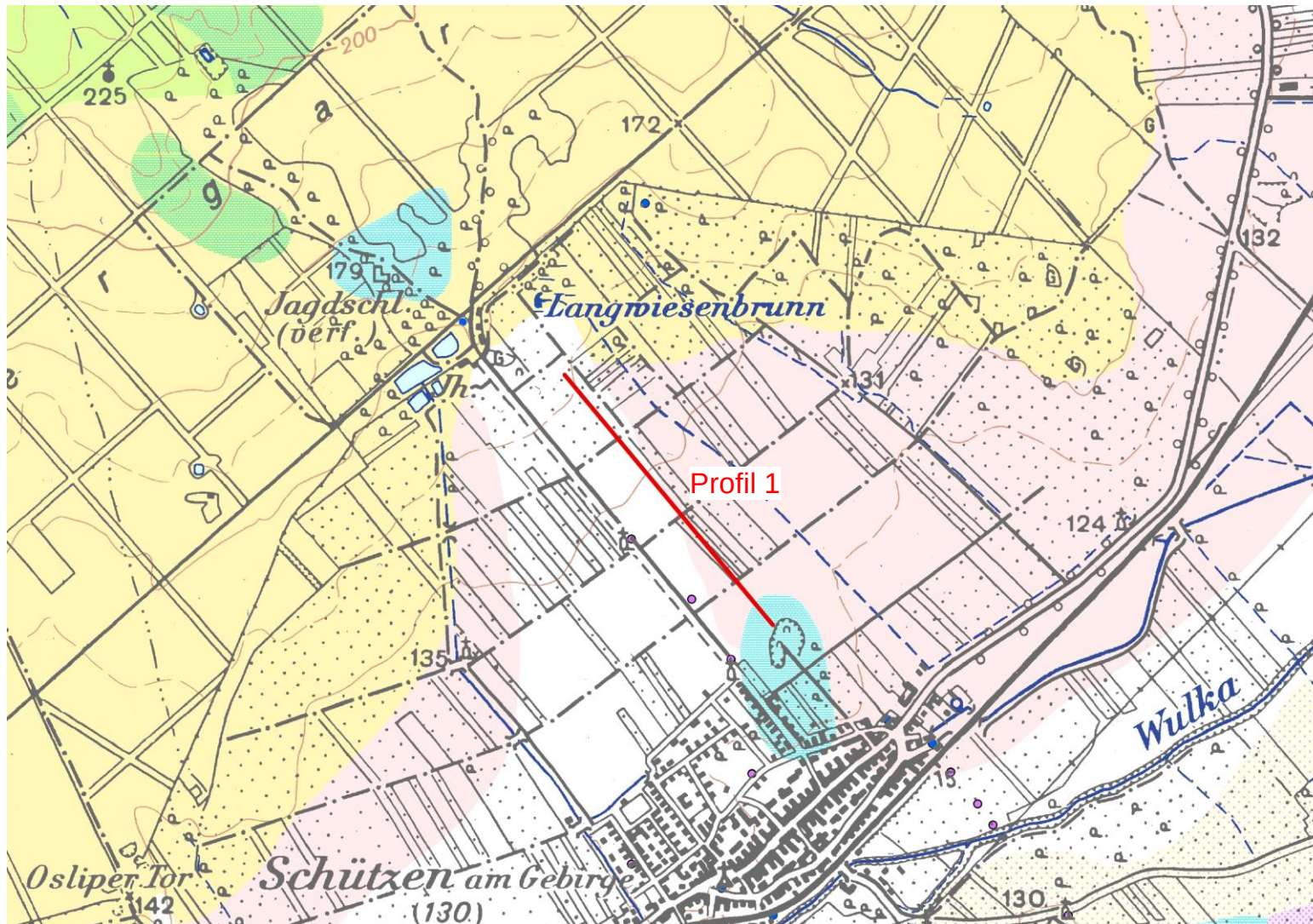


Abb. 5.4: Lage des Geoelektrikprofils Schützen Am Gebirge/Geologie

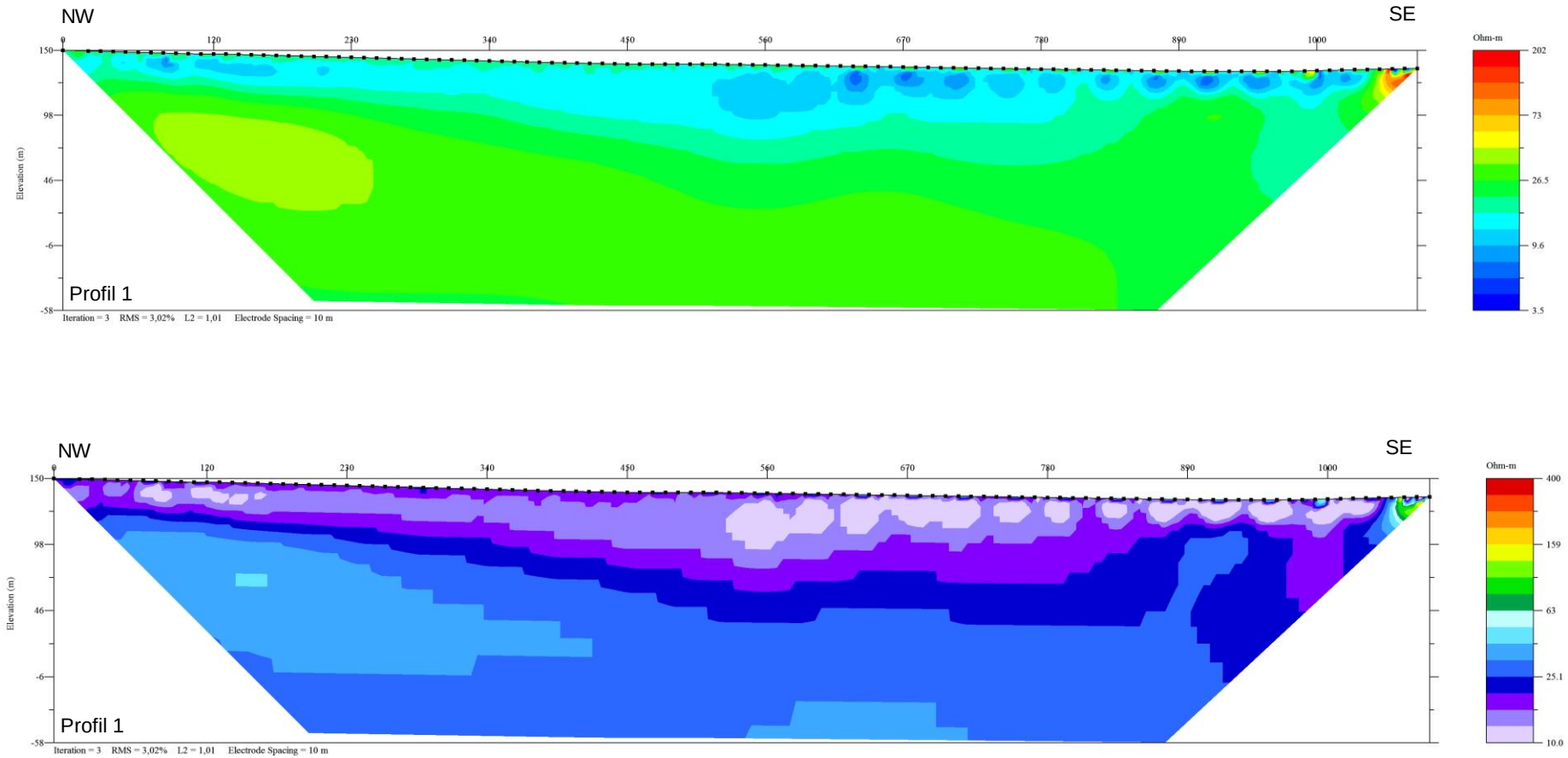


Abb. 5.5: Ergebnis Schützen Am Gebirge Profil 1; oben: individueller Farbbalken/unten: allgemeiner Farbbalken

Das NW-SE verlaufende Profil Schützen Am Gebirge 1 wurde südlich des Langwiesenbrunn in Richtung der Ortschaft Schützen am Gebirge bis zur der in der geologischen Karte eingezeichneten Leithakalkinsel gelegt und verläuft über den als Talfüllung/Jüngster Talboden und Verwitterungslehm bezeichneten geologischen Einheiten. Das Ergebnis der Verteilung der elektr. Widerstände zeigt auch hier ein für die pannone Abfolgen sehr typisches, niederohmiges Widerstandsbild (hier ca. $10 \Omega m$) bis in eine Teufe von 30-40m. Im Liegenden zeigt sich ein Widerstandsbereich von ca. 20-60 Ωm . Diese elektr. Widerstände sprechen für ein tonig/schluffig ausgebildetes Hangendes mit darunter eher schluffig bis feinsandig ausgebildeten Schichtfolgen. Ob diese noch dem Pannon oder schon dem Sarmat oder Baden zugeordnet werden können, ist aus den elektr. Widerständen nicht ableitbar.

5.3.2 Ergebnisse Aerogeophysik

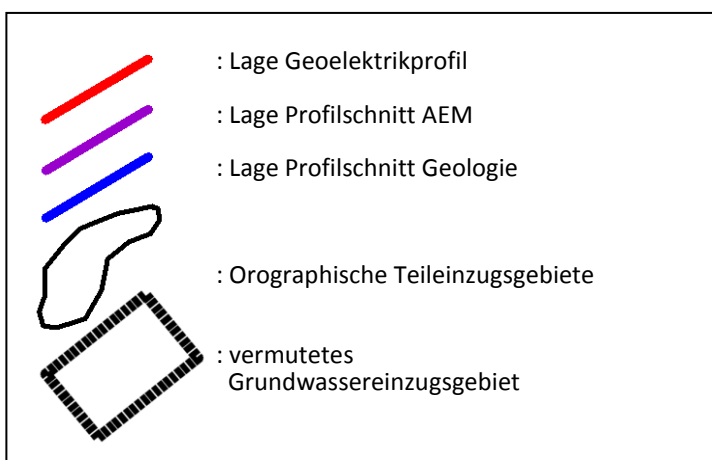
In diesem Teilgebiet werden die vorhandenen geoelektrischen Profile mit ausgewählten Ergebnissen aus der aerogeophysikalischen Vermessung „Leithagebirge“ 2010 verglichen und hinsichtlich der geologischen/hydrogeologischen Situation interpretiert.

In der folgenden Abbildung 5.6 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 Abbildung 5.7 das Inversionsergebnis aus der AEM (aerogeophysikalische Elektromagnetik) entlang eines ausgewählten Profilschnittes auch in Form eines zweidimensionalen Tiefen-Widerstandsplots in Bezug zur Topographie dargestellt.

In den Teilabbildungen von Abb. 5.6. 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 5.6 E). Für den Tiefenbezug hydrogeologisch relevanten Gesteinseinheiten fließen die Ergebnisse aus der AEM in Form von Profilschnitten in die Interpretation mit ein.

Zeichenerklärung zur Abbildung 5.6:



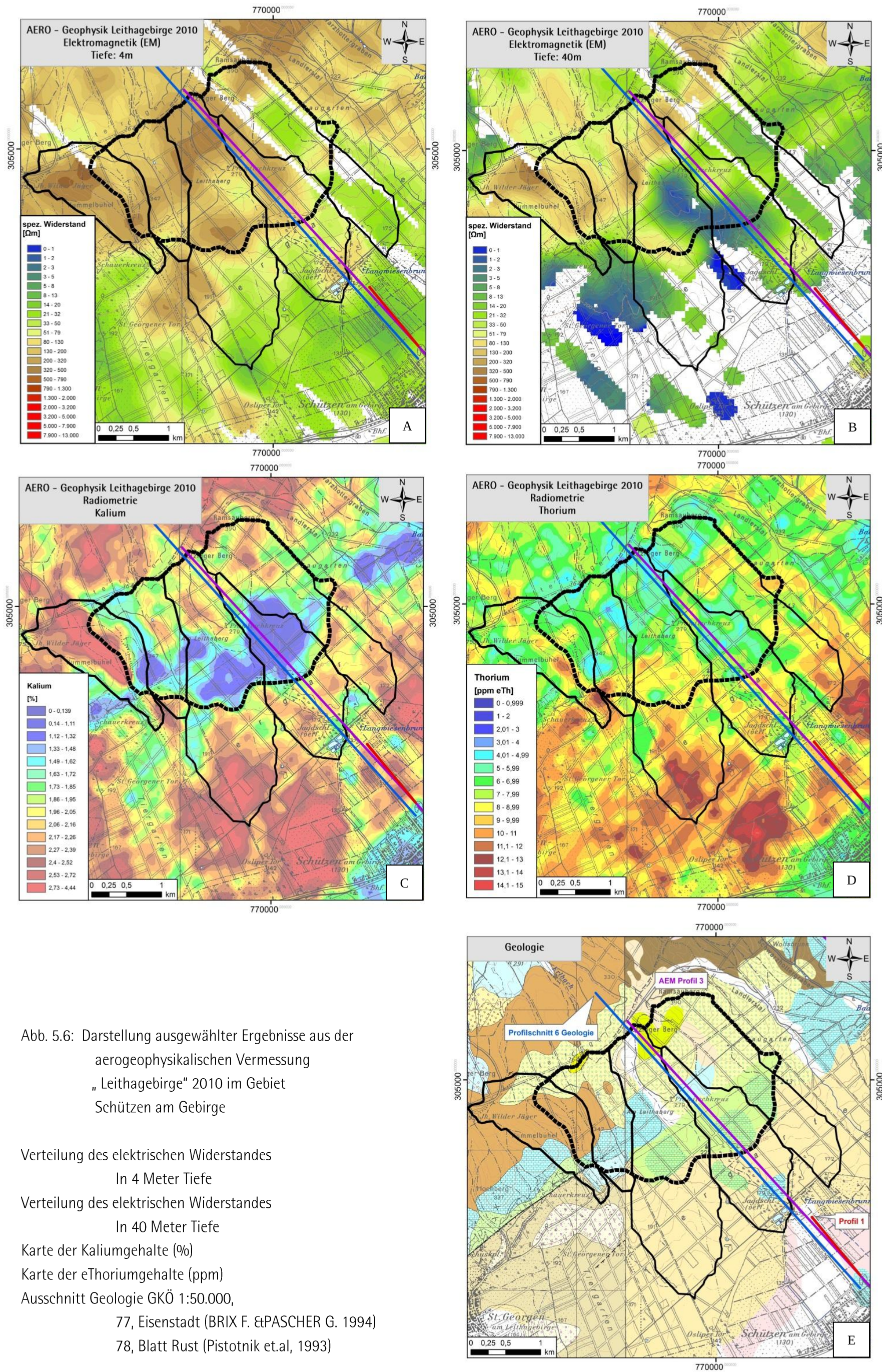


Abb. 5.6: Darstellung ausgewählter Ergebnisse aus der aerogeophysikalischen Vermessung „Leithagebirge“ 2010 im Gebiet Schützen am Gebirge

- 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)
78, Blatt Rust (Pistotnik et.al, 1993)

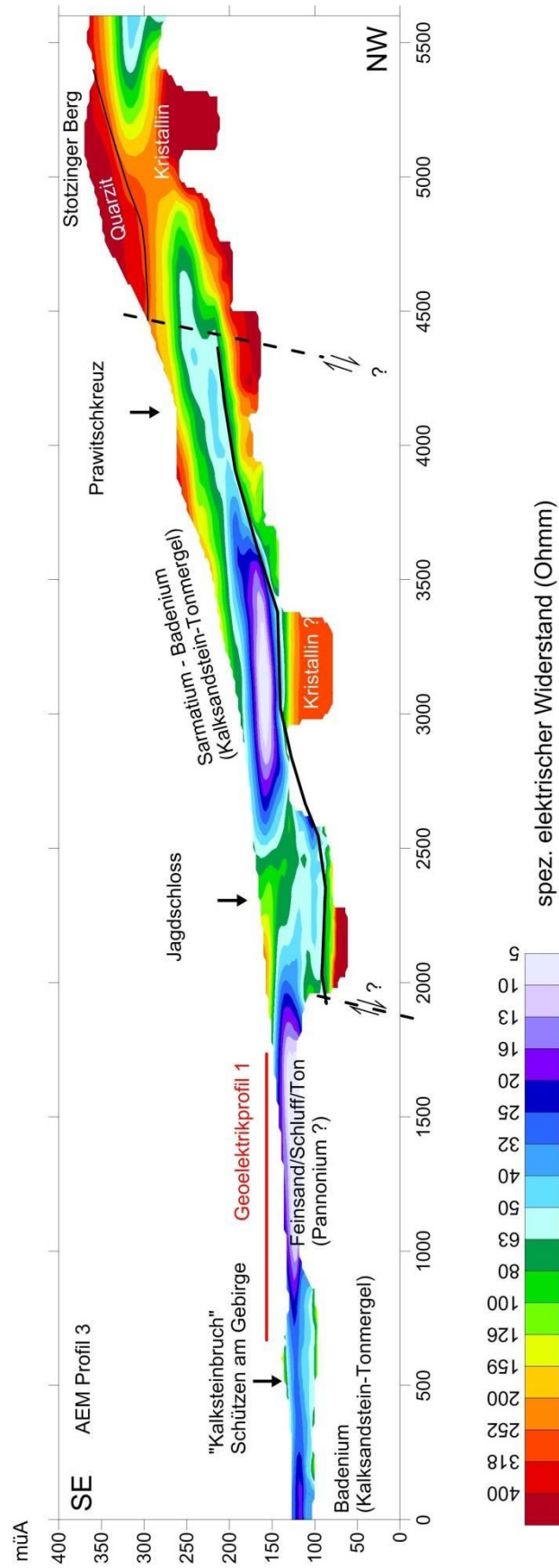


Abb. 5.7: Inversionsergebnis AEM – Profilschnitt Schützen am Gebirge

5.4 Geologische/Hydrogeologische Interpretation

Aus der Interpretation der vorhandenen Daten an Hand geologischer und geophysikalischer Informationen (Aero- und Bodengeophysik) zeigt sich, dass das Gebiet nicht sehr geeignet für eine Grundwassererschließung ist. Anhand der elektrischen Widerstandsverteilung liegen im Teiluntersuchungsgebiet Schützen (Geoelektrikprofil 1 und AEM-Profil 3) sehr mächtige feinklastische pannone (sarmatische/badenische?) Sedimente vor, die auf einen minder ergiebigen Grundwasserleiter hinweisen. Hydrogeologisch interessante Untergrundverhältnisse sind im Bereich der, schon im Tiergarten Esterhazy an der Oberfläche auftretenden, sarmatischen und badenischen Schollen von detritärem Leithakalk, zu erwarten. Die Quellen „Langwiesenbrunn“ und „Johannesbrunn“ mit einer Schüttung von gemeinsam ~6 l/s weisen dort auf einen ergiebigen Grundwasserhorizont hin.

Ob sich dieser hoffige Aquifer nach Süden, Richtung Schützen a. G., fortsetzt ist fraglich da auf Grund der eigenen geophysikalischen Messungen eine mächtige feinklastische Fazies, vermutlich des Pannons, zu erwarten ist. Ebenso kann eine tonreiche, mergelige Entwicklung des Sarmats bzw. des Badens nicht ausgeschlossen werden. Die geringe Permeabilität dieser angenommen feinklastischen Ablagerungen charakterisiert einen minder ergiebigen Porengrundwasserleiter.

5.5 Literatur

HERRMANN, P., PASCHER, G. A. & PISTOTNIK, J. (1993): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 78 Rust, Geologische Bundesanstalt; Wien.

KAPOUNEK, J. (1938): Geologische Karte der Umgebung von Eisenstadt (Burgenland) 1:50.000.- Jb. Geologische Bundesanstalt, 88, 49-102, Taf. VI (= geologische Karte 1:50.000); Wien.

Schmid, H. (1968): Das Jungtertiär an der SE-Seite des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Breitenbrunn (Burgenland). - Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, Heft 41, 74 S., Burgenländisches Landesmuseum 1968

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.

6 Gamlitz (Stmk.) (mit Beitrag von K. Stingl)

6.1 Einleitung und Aufgabenstellung

Als Unterstützung der geologischen Landesaufnahme auf Blatt 207 wurden geoelektrische Profile gelegt, um einen Überblick über die elektr. Widerstände des Untergrundes zu erhalten. Dies soll als Grundlage für die Planung einer ev. in diesem Gebiet durchzuführenden Aerogeophysik darstellen. Die Arbeiten wurden von Dr. Karl Stingl mitbetreut.

6.2 Geoelektrische Vermessung

Im Oktober 2011 wurden 6 geoelektrische Profile im Bereich Gamlitz zur slowenischen Grenze gelegt. Die Details zum geoelektrischen Profil sind in der nachfolgenden Tabelle 6.1 angegeben. Die Lage der Profile zeigt Abb. 6.1.

Geoelektrikprofil	Elektrodenabstand [m]	Profillänge [m]	Messrichtung
Profil1	2	152	NNW-SSE
Profil2	2.5	190	NW-SE
Profil3	2	152	NE-SW
Profil4	2	152	SSE-NNW
Profil5	3	228	E-W
Profil6	2.5	190	NE-SW

Tab. 6.1: Spezifikation der Geoelektrikprofile Gamlitz 2011

6.3 Ergebnisse Geoelektrik

von Dr. Karl STINGL, Graz

In 6 Profilen (P1 bis P6) von etwa 150 bis 200 m Länge wurden im Herbst 2011 geophysikalische Untersuchungen (Geoelektrik) durchgeführt. Die Profile wurden über sämtliche unterschiedliche Lithologien gelegt.

Die Lage der Profile ist in Abb. 6.1 dargestellt, die Ergebnisse der Widerstandsmessungen in Abb. 6.2.

Profil P1 verläuft ca. 200 m östlich des Gasthauses Mahorko ungefähr in Nord-Süd Richtung. Das Profil von etwa 150 m Länge wurde über der Grenze der Arnfels- Formation zur Kreuzberg-Formation gemessen. Der Wechsel in den lithologischen Einheiten, grobe Kiese, Sande und Sandsteine der Kreuzberg-Formation im ersten Viertel des Profils und mergelige Silte und Sande der Arnfels Formation, zeichnet sich deutlich in unterschiedlichen elektrischen Widerständen ab.

Profil P2 verläuft über den Gipfel des Lubekogels ca. 200 m in etwa Süd-Östlicher Richtung bis an die Straße am Fuß des Lubekogels. Das Profil wurde über der Grenze der Arnfels- Formation zur Kreuzberg-Formation gemessen. Der Wechsel in den lithologischen Einheiten, grobe Kiese, Sande und Sandsteine der Kreuzberg-Formation und mergelige Silte und Sande der Arnfels Formation im letzten Viertel des Profils, zeichnet sich deutlich in unterschiedlichen elektrischen Widerständen ab. Im Gipfelbereich erscheint mit Widerständen von etwa 25 bis 45 Ohmm noch eine kleine Einschaltung von mergeligen Silten und Sanden in den Kiesen der Kreuzberg-Formation.

Profil P3 verläuft südlich des Gehöftes Linkus etwa 150 m in süd-westliche Richtung hangabwärts. Das Profil wurde über der Grenze der Arnfels- Formation zur Kreuzberg-Formation gemessen. Ziel der Untersuchung war die Verifizierung einer möglichen jungen Hangrutschung von groben Kiesen der Kreuzberg-Formation hangabwärts. Im Profil ist eine kleine Einschaltung von groben Kiesen der Kreuzberg-Formation in die Arnfels-Formation zu erkennen. Hinweise auf ein Abrutschen dieser Kiese bzw. Rutschstrukturen sind in den Widerstandsmessungen nicht erkennbar.

Profil 4 verläuft Nord-Ost Süd-West etwa 200 m südlich eines Bildstockes an der Straße zum Gehöft Zunz im Fötschachtal. Das etwa 150 m lange Profil wurde über der Grenze der Arnfels-Formation zur Retznei-Formation gemessen. Der Wechsel in den lithologischen Einheiten, mergelige Silte und Tone der Retznei-Formation im ersten Viertel des Profils direkt an der Straße und mergelige Silte, Sande und Sandsteine der Arnfels-Formation, zeichnet sich deutlich in unterschiedlichen elektrischen Widerständen ab.

Profil 5 verläuft in West-Ost Richtung etwa 300 m westlich des Gehöftes Waldried in der Nähe des Montikogels. Das etwa 200 m lange Profil wurde über die Grenze des kristallinen Grundgebirges zur Teichbauer-Formation gemessen. Der Wechsel in den lithologischen Einheiten, Sande und Sandsteine der Teichbauer-Formation im ersten Viertel des Profils direkt an der Straße und dem Kristallin, zeichnet sich deutlich in unterschiedlichen elektrischen Widerständen ab. Das kristalline Grundgebirge ist im Übergang zur Teichbauer-Formation mehrere Meter tief mit grobem Blockwerk und lehmigen Verwitterungsbildungen bedeckt.

Profil 6 verläuft in etwa Nord-Ost Süd-West Richtung ca. 150 m nördlich des Gehöftes Franz im Preßtal. Das etwa 180 m lange Profil wurde über die Grenze der Ottenberg-Subformation zur Retznei-Formation gemessen. Der Wechsel in den lithologischen Einheiten, karbonatische

Sandsteine der Ottenberg-Subformation und den mergeligen Silten und Tonen der Retznei-Formation, zeichnet sich deutlich in unterschiedlichen elektrischen Widerständen ab. Auf Grund der Geländesituation konnte die Ottenberg-Subformation nur auf etwa 20 Profilmeter erfasst werden.

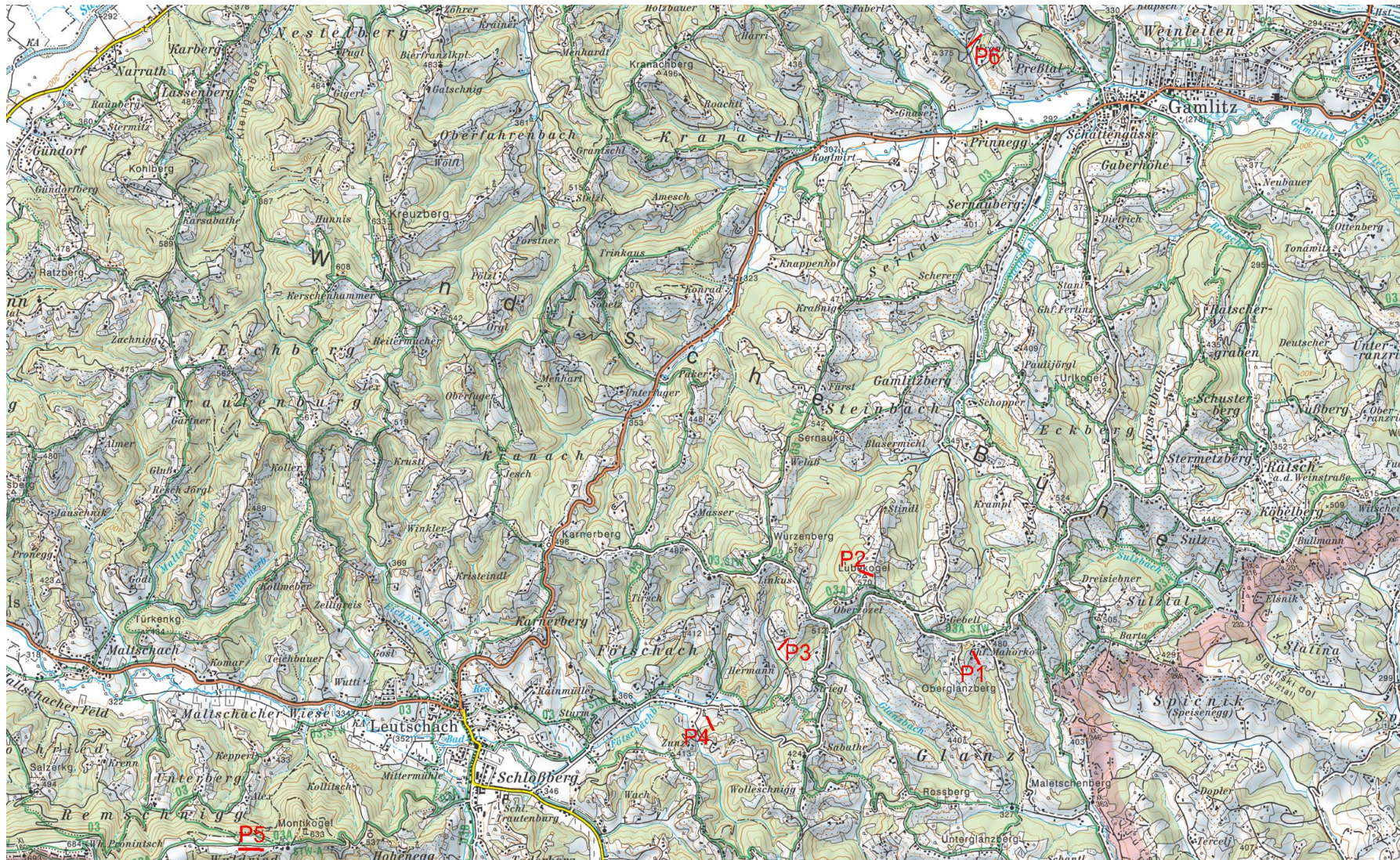


Abb. 6.1: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 1

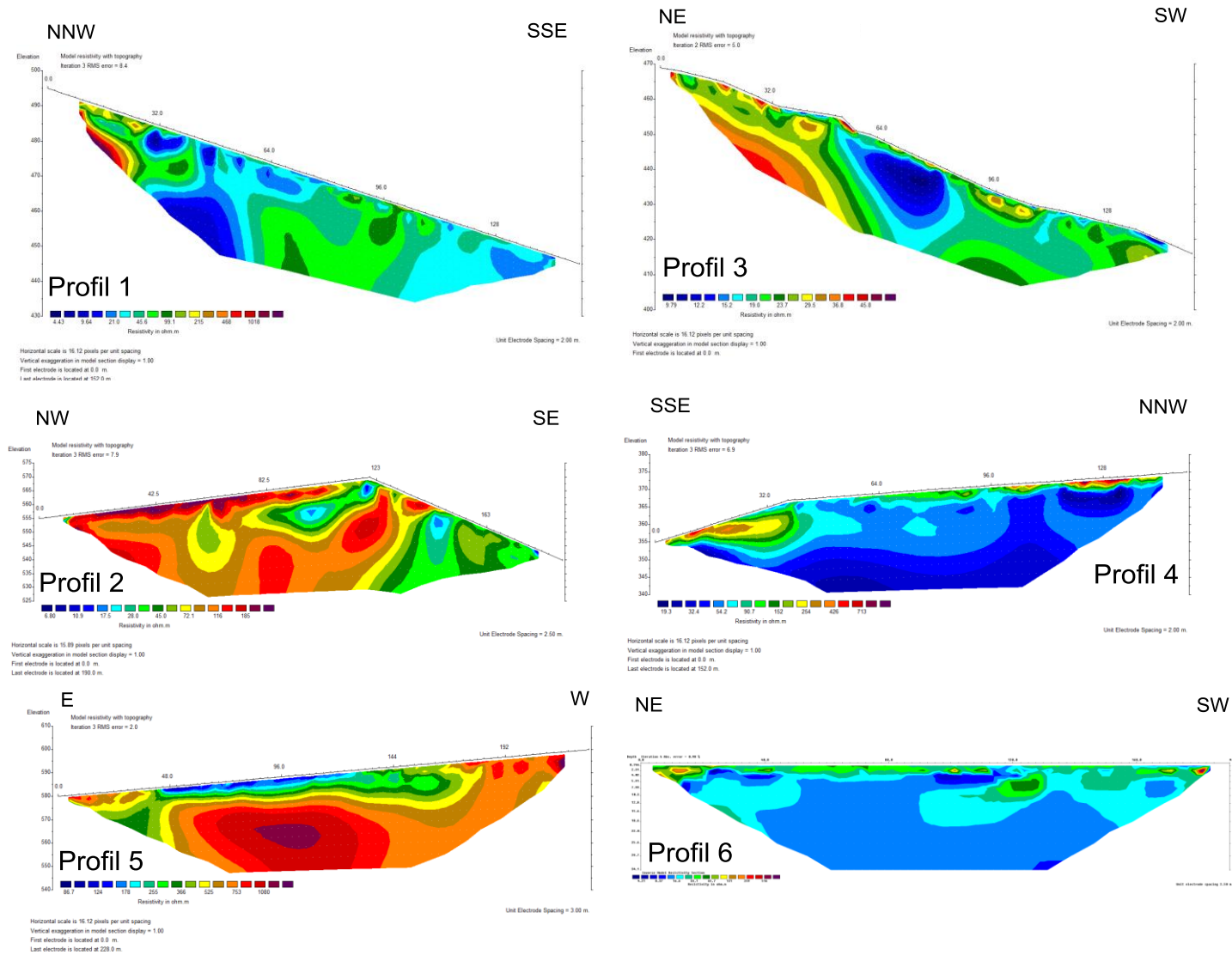


Abb. 6.2: Ergebnis der geoelektrischen Vermessung Gamlitz 2011

Die Abb. 6.5, 6.6 und Abb. 6.7 zeigen Situationsfotos der geoelektrischen Vermessung.



Abb. 6.3: Situationsfoto bei Profil 3, Blick Richtung Nordosten



Abb. 6.4: Situationsfoto bei Profil 5, Blick Richtung Osten

7 Schnealpe (Stmk.)

7.1 Einleitung

Im Rahmen des Projektes ÜLG35 wurden 4 geoelektrische Profile gemeinsam mit Studenten der TU Wien (Praktikum) im Juni 2011 auf der Schnealpe gelegt. Die Lage der Profile zeigen Abb. 7.1. und Abb. 7.2.

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

Geoelektrikprofil	Elektrodenabstand [m]	Profillänge [m]	Messrichtung
Profil1	10	920	SW-NO
Profil2	4	368	NW-SO
Profil3	4	368	S-N
Profil4	1	92	NW-SO

Tab. 7.1 Spezifikation der Geoelektrikprofile

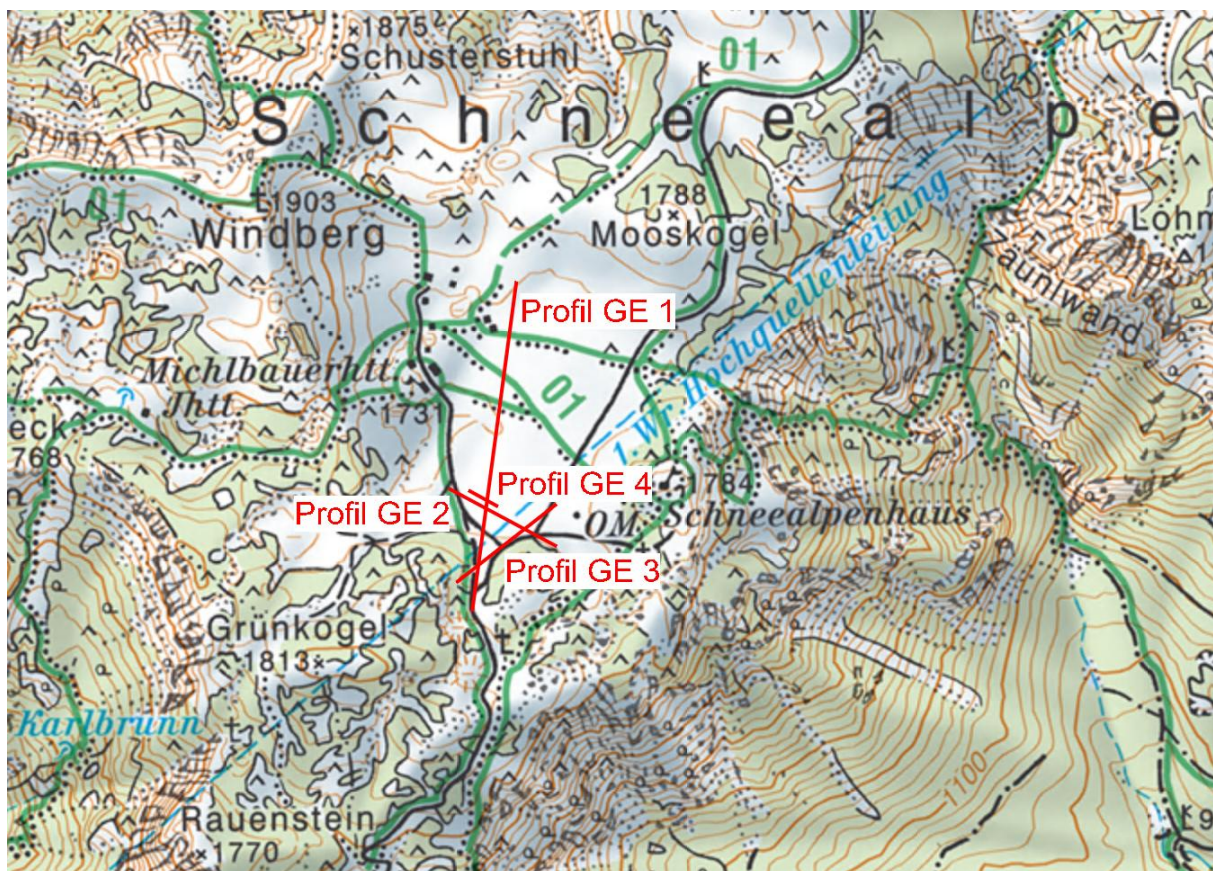


Abb. 7.1: Lage der geoelektrischen Profile GE1, GE2, GE3, GE4 (AMap)

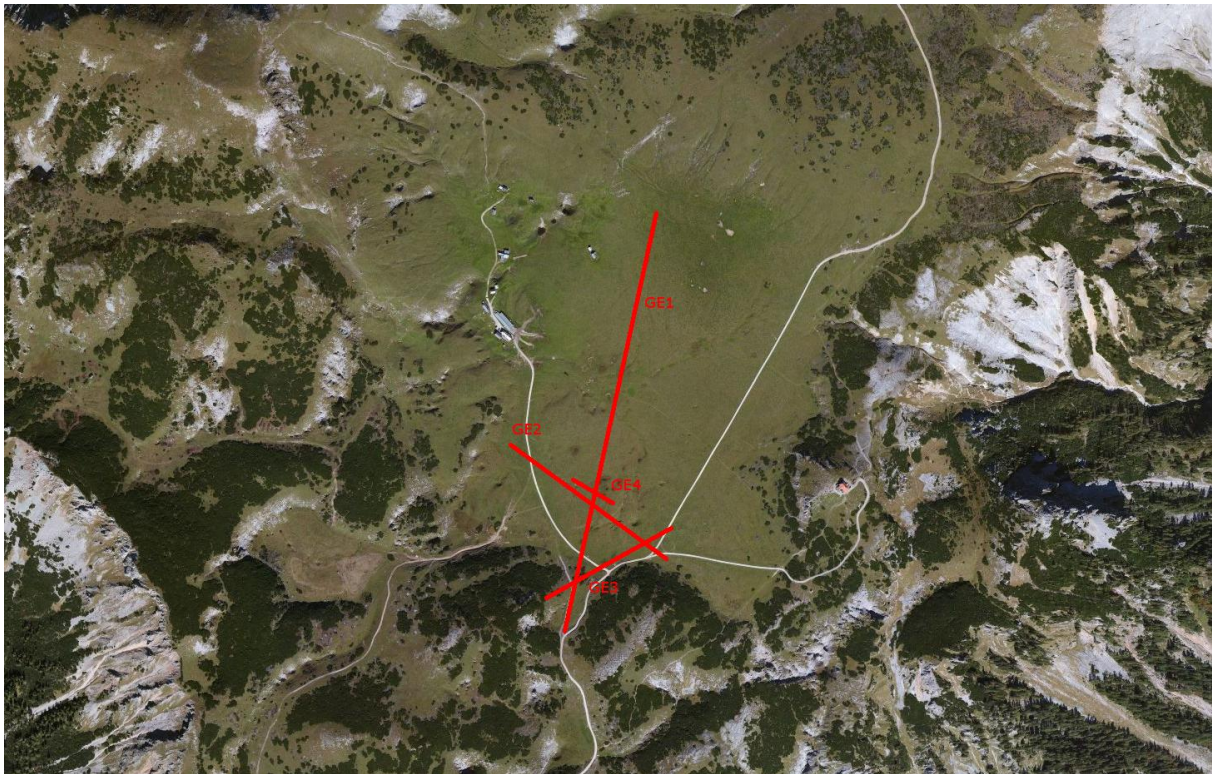


Abb. 7.2: Lage der geoelektrischen Profile GE1, GE2, GE3, GE4 (Bing)

7.2 Ergebnisse Geoelektrik

In den Abb. 7.3 bis 7.6 sind die Inversionsergebnisse der Geoelektrikprofile Schneealpe dargestellt. Die Abb. 7.7 bis 7.8 zeigen Situationsfotos an den Profilen.

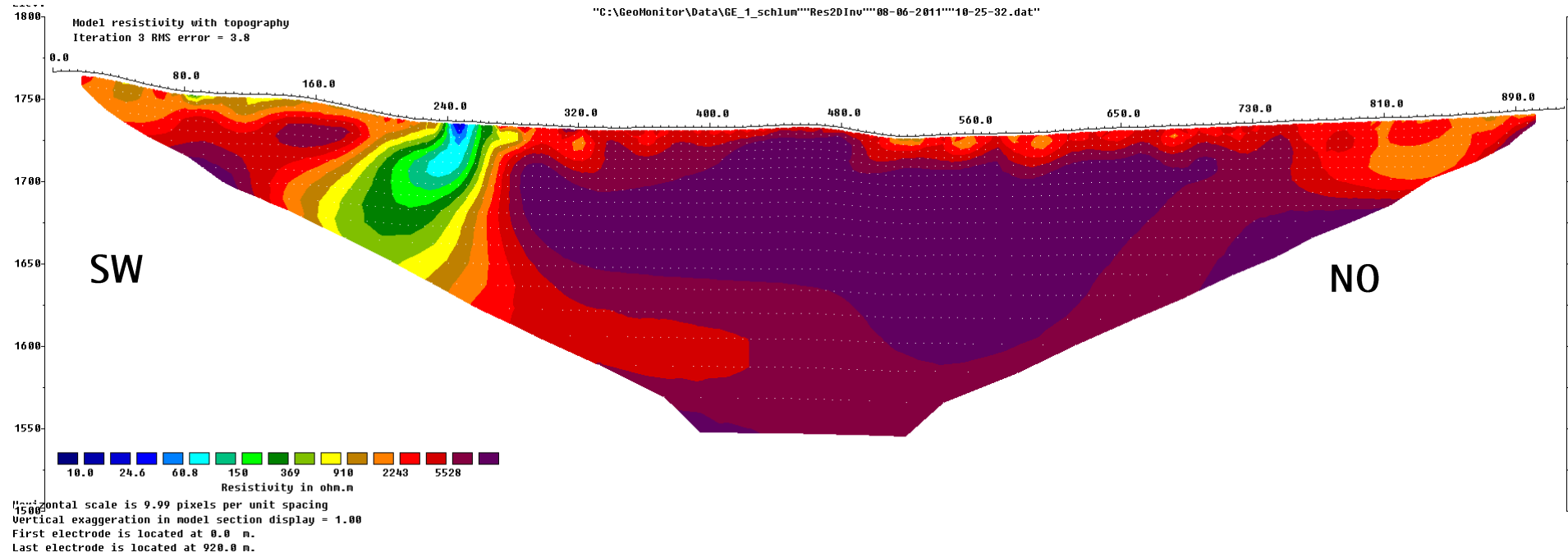


Abb. 7.3: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil GE 1

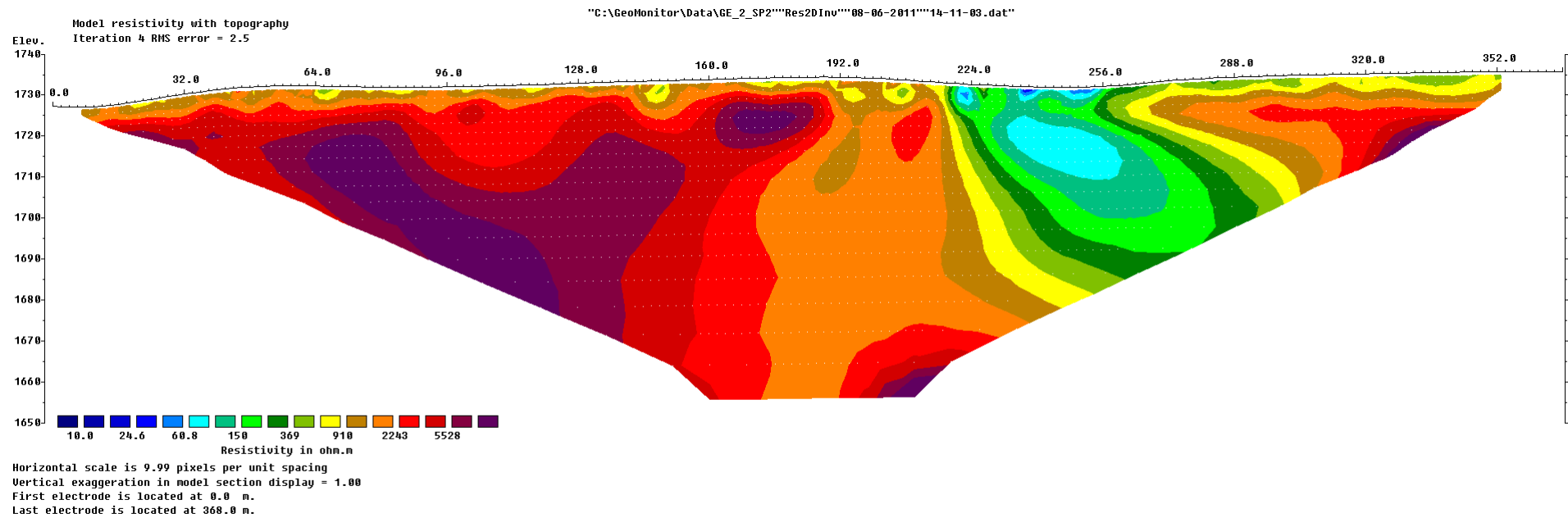


Abb. 7.4: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil GE 2

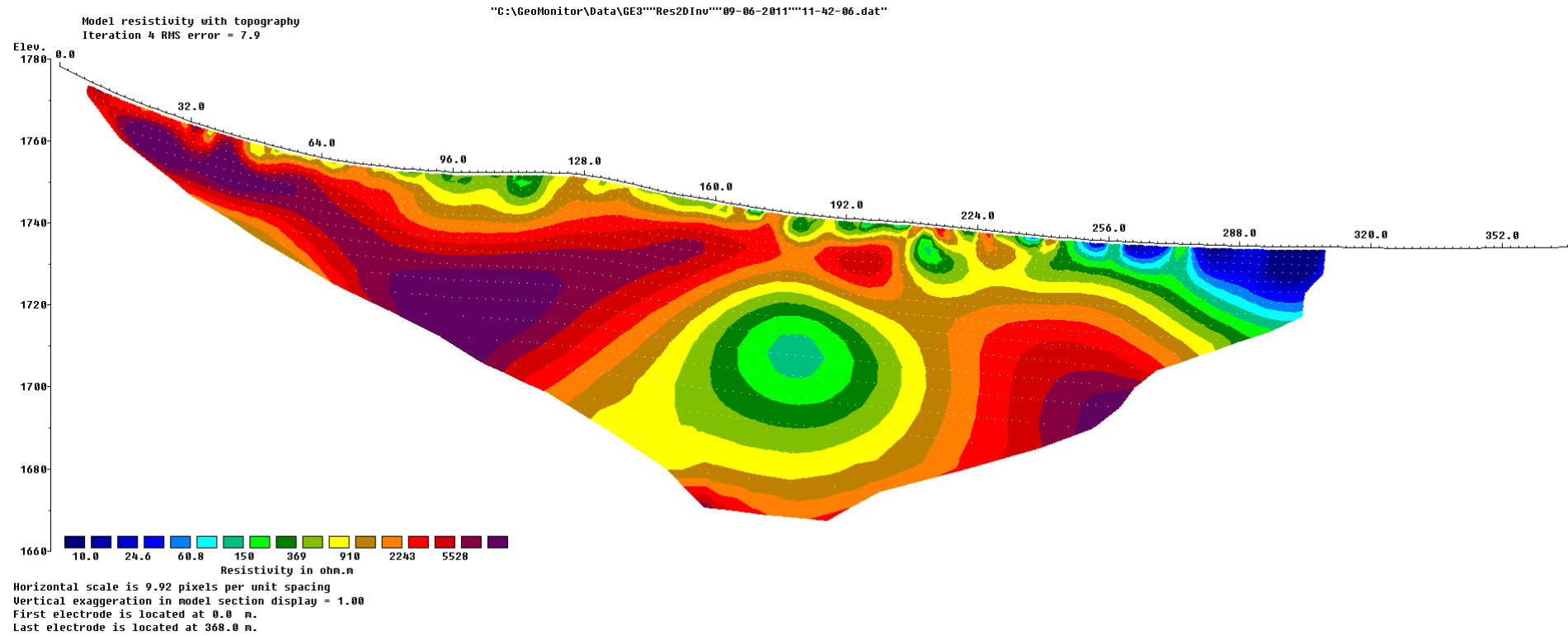


Abb. 7.5: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil GE 3

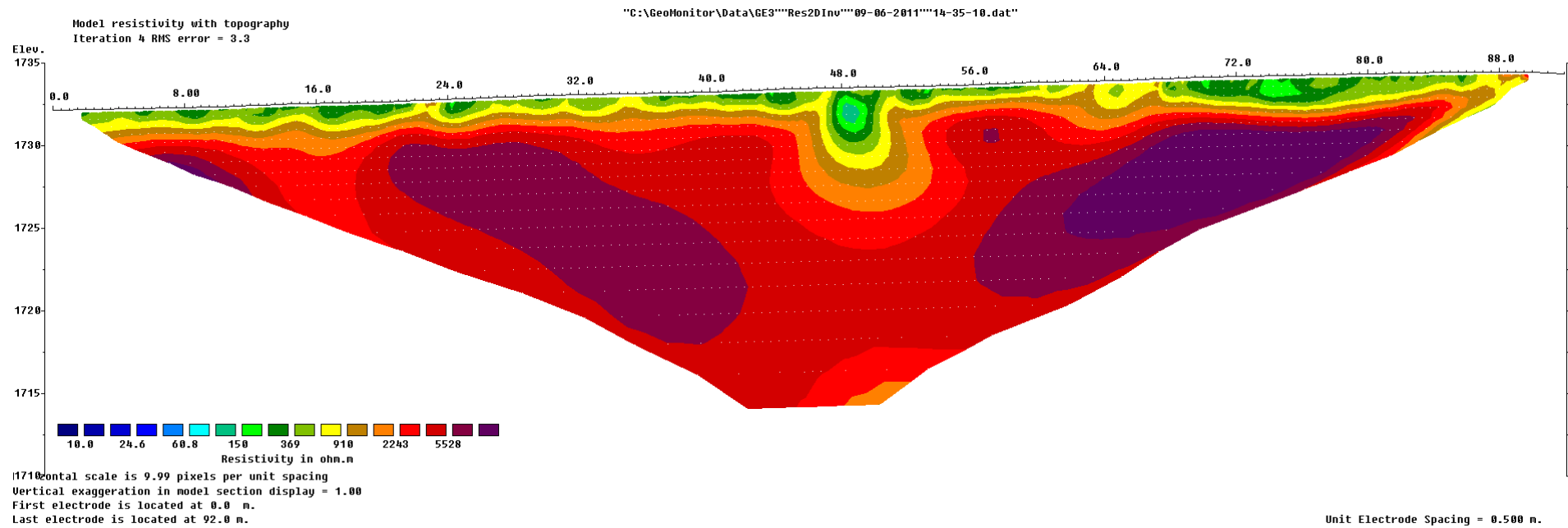


Abb. 7.6: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil GE



Abb. 7.7: Situationsfotos bei Profil GE 1. Links: Blick Richtung Profilanfang (Süd-West), rechts: Blick Richtung Profilende (Nord-Ost)



Abb. 7.8: Situationsfotos bei Profil GE 2. Links: Blick Richtung Profilanfang (Nord-West), rechts: Blick Richtung Profilende (Süd-Ost)

8 Wildalpe (Stmk.)

8.1 Einleitung

Im Rahmen des Projektes ÜLG35 wurde 1 geoelektrisches Profil gemeinsam mit Studenten der TU Wien (Praktikum) im Oktober 2011 nahe der Schreierquelle bei Wildalpen gelegt. Die Lage des Profils zeigen Abb. 8.1 und 8. 2.

8.1 Geoelektrische Vermessung

Die Details zu dem geoelektrischen Profil sind in der nachfolgenden Tabelle angegeben.

Geoelektrikprofil	Elektrodenabstand [m]	Profillänge [m]	Messrichtung
Profil1	3	276	S-N

Tab. 8.1.: Spezifikationen Geoelektrikprofil



Abb. 8.1: Lage des geoelektrischen Profils 1 (AMap)



Abb. 8.2: Lage des geoelektrischen Profiles 1 (Bing)

8.2 Ergebnis Geoelektrik

In der Abb. 8.3 ist das Inversionsergebnis des Geoelektrikprofils Wildalpen dargestellt.

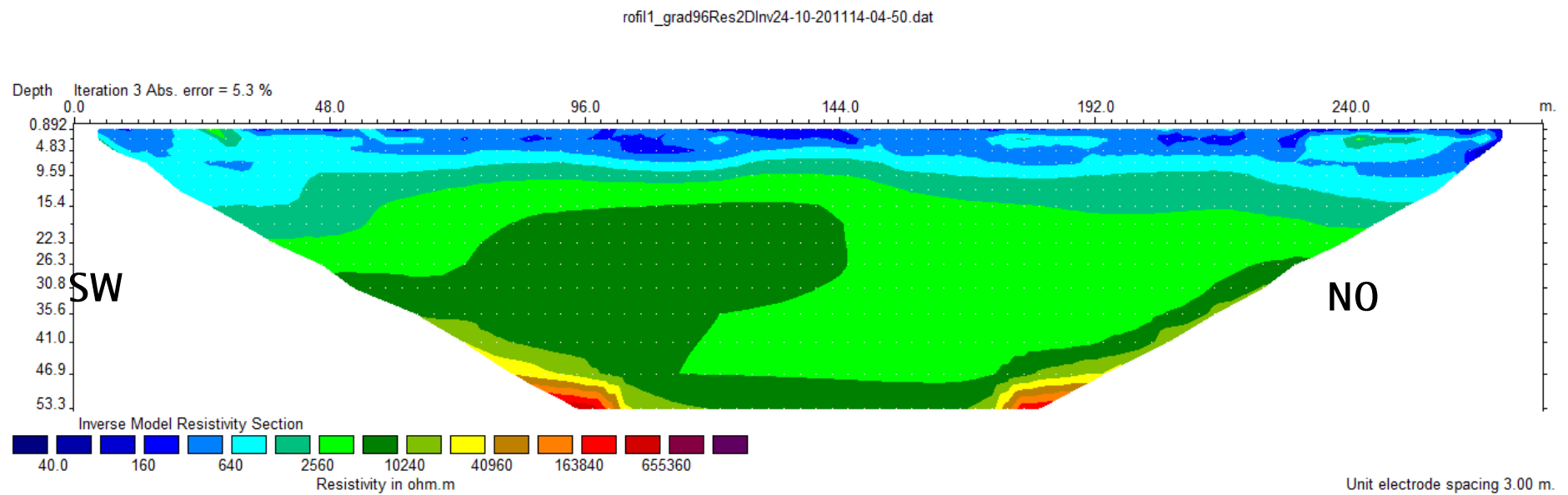


Abb. 8.3: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 1

9 Freistadt/Lest (OÖ)

9.1 Einleitung

Die geoelektrischen Profile im Messgebiet Freistadt/Lest wurden zur Unterstützung der Interpretation der aeroelektromagnetischen Ergebnisse des hubschrauber-geophysikalischen Messgebietes Lest (2011) durchgeführt. Mit der hubschrauber- und bodengeophysikalischen Vermessung im Bereich Lest (ÖK-Blatt 15,16, 32 und 33) sollen in erster Linie geowissenschaftliche Beiträge zur Unterstützung der regionalen geologischen Kartierung erstellt werden.

Für eine umfangreiche Darstellung der Ergebnisse sei auf folgenden Bericht verwiesen:

BIEBER, G., MOTSCHKA, K., SLAPANSKY, P., AHL, A., RÖMER, A., SCHATTAUER, I., 2012: Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Lest (OÖ), unveröffentlicht. Projektbericht, 118 S., 63 Abb., 14 Tab., GBA, Wien.

9.2 Geoelektrik

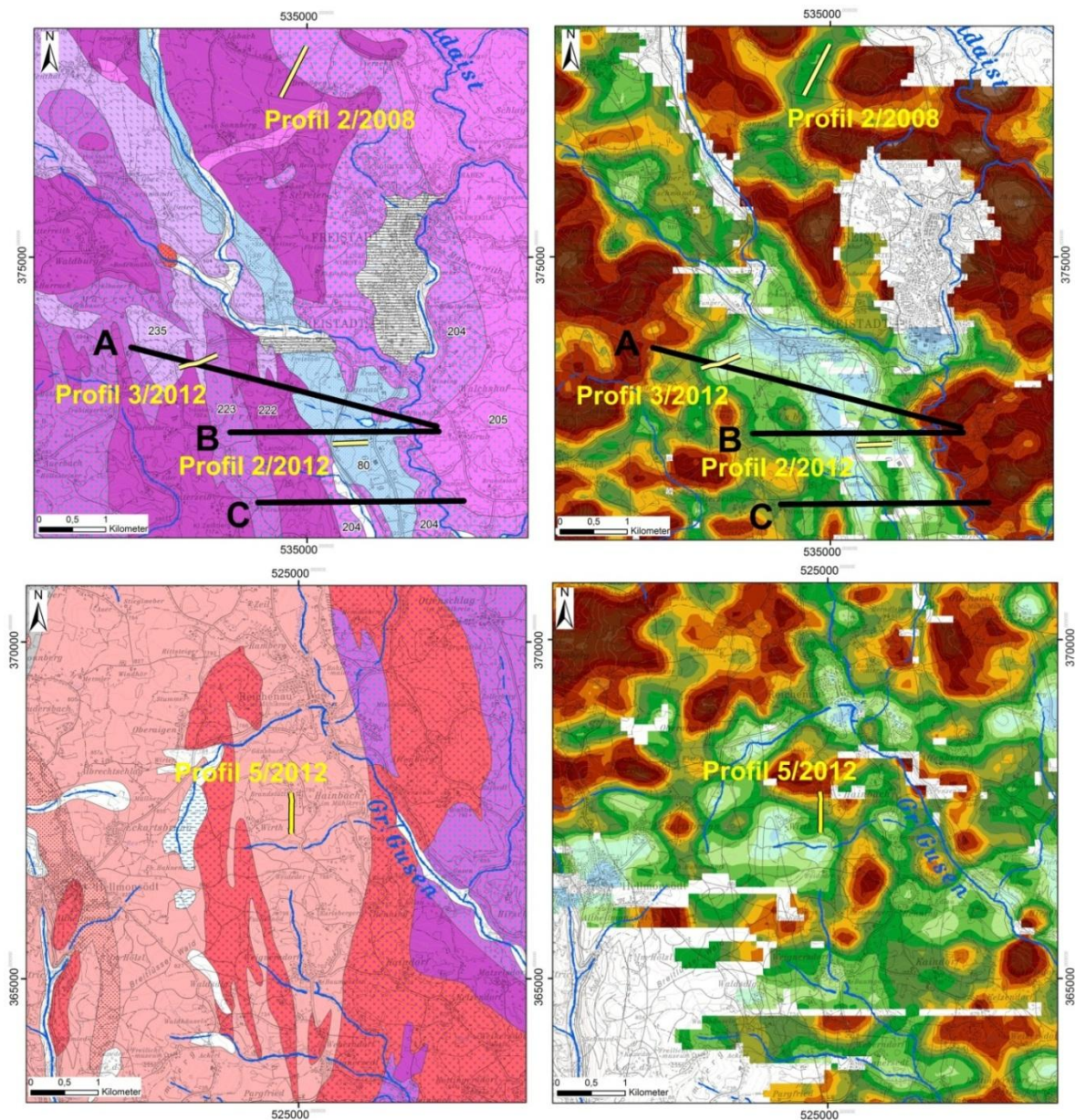
Die Detailverifikation wurde anhand von 3 Gebieten vorgenommen. In diesen Gebieten wurden, basierend auf der AEM-Auswertung, bodengeoelektrische Messkampagnen (Abb. 9.1, Abb. 9.2) im Bereich von aeroelektromagnetischen Widerstandsanomalien durchgeführt und für die Detailverifikation verwendet.

Die Abbildung 9.1 zeigt die Lage dieser Untersuchungsgebiete und die genaue Position der Geoelektrikprofile 2/2008, 2/2012, 3/2012 und 5/2012. Die Details zu den nachfolgenden Profilen sind in der Tabelle 8.1 angegeben.

Profilbezeichnung	Länge [m]	Elektrodenabstand [m]	Bemerkung
Profil 2 / 2008	870	5	NE-SW
Profil 2 / 2012	525	7	W-E
Profil 3 / 2012	590	8	W-E
Profil 5 / 2012	590	8	N-S

Tab. 9.1: Spezifikation der DC-Profile, Messgebiet Freistadt, Dreißgen und Hainbach im Mühlkreis

Die Lage der Profile ist aus den Abbildungen 9.1 und 9.2 zu ersehen. Während Profil 1 vor allem der Erkundung der Widerstände im tieferen Untergrund diente, wurden die Profile 2 bis 4 zur Charakterisierung des auflagernden, oberflächennahen Fluvialbereiches durchgeführt.



Legende Geologie:

(Auszug aus der geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000)

VORLANDMOLASSE (AUTOCHTHON UND ALLOCHTON)

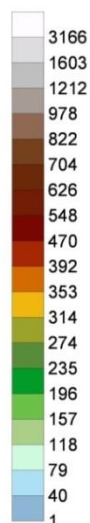
80 - Sedimente von Freistadt - Kefermarkt, limnisch-fluviatil; Oligozän

SÜDBÖHMISCHER BATHOLITH

- 204 - Freistädter Granodiorit - Randfazies
- 205 - Freistädter Granodiorit - Kernfazies
- 206 - Mauthausener Granit, Feinkorngranite i.Allg.
- 222 - Weinsberger Granit
- 223 - Weinsberger Granit - Randbereich

BAVARIKUM

- 230 - Altenberger Granit
- 235 - Schlierengranit
- 238 - Diatektischer Paragneis („homogenisierter Perlgneis“)
- 239 - Metablastischer bis metatektischer Paragneis („Perlgneis“)



Spec. el. Resistivity [Ωm]
Quantile [Qu]

Profil 2/2012
 : Geoelektrikprofil
 : Profilschnitt AEM

Abb.9.1: Lage der Detailgebiete. Dargestellt sind die geologischen Verhältnisse (Geologischen Karte von Oberösterreich 1: 200.00 (KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006), der elektrischen Widerstand aus der AEM in 20 Meter Tiefe (parallel zur Erdoberfläche) und die Lage der Geoelektrikprofile und Profilschnitte aus der AEM

Im Gebiet 1, südlich von Freistadt, quer über das Kefermarkter-Freistädter Tertiärbecken, erfolgte die Darstellung der Widerstandsverteilung aus der AEM entlang der Profile A, B und C. Diese Schnitte zeigen eine entsprechende Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe und wurden der geologischen Aufnahme ÖK 33 Steyregg (BRÜGGEMANN et al., 2002), gegenübergestellt (Abb. 9.4, 9.5, 9.6). Um die Widerstandsverteilungen aus der AEM-Auswertung parallel zur Erdoberfläche mit den Vertikalschnitten vergleichen zu können, wurden dieselben Widerstandsklassen (logarithmische Skala, Quantile und Natural Breaks) verwendet.

Die Beschreibung umfasst folgende Gebiete (Abb. 9.2):

- Gebiet 1 / Kefermarkter-Freistädter Tertiärbecken, südlich von Freistadt
- Gebiet 2 / Haibach im Mühlkreis
- Gebiet 3 / Dreißgen (zwischen Rainbach im Mühlkreis und Freistadt)

In den jeweiligen Teilgebieten werden die vorhandenen geoelektrischen Profile mit den Inversionsergebnissen der AEM verglichen und geologisch/lithologisch interpretiert (Abb. 9.4, 9.5, 9.6).

Abb. 9.6 sind die Inversionsergebnisse und die jeweiligen geologischen Interpretationen der geoelektrischen Profile dargestellt.

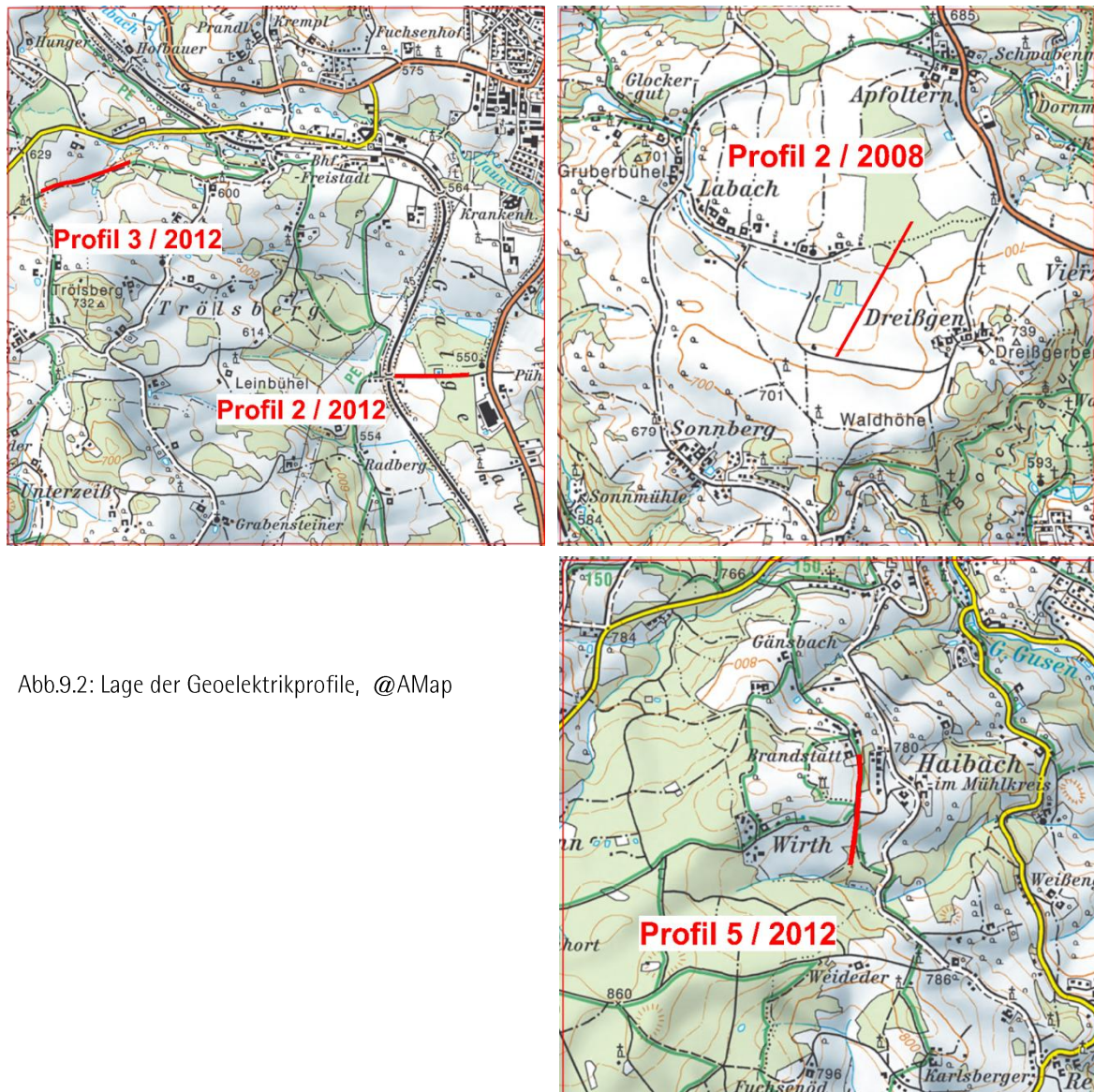


Abb.9.2: Lage der Geoelektrikprofile, @AMap

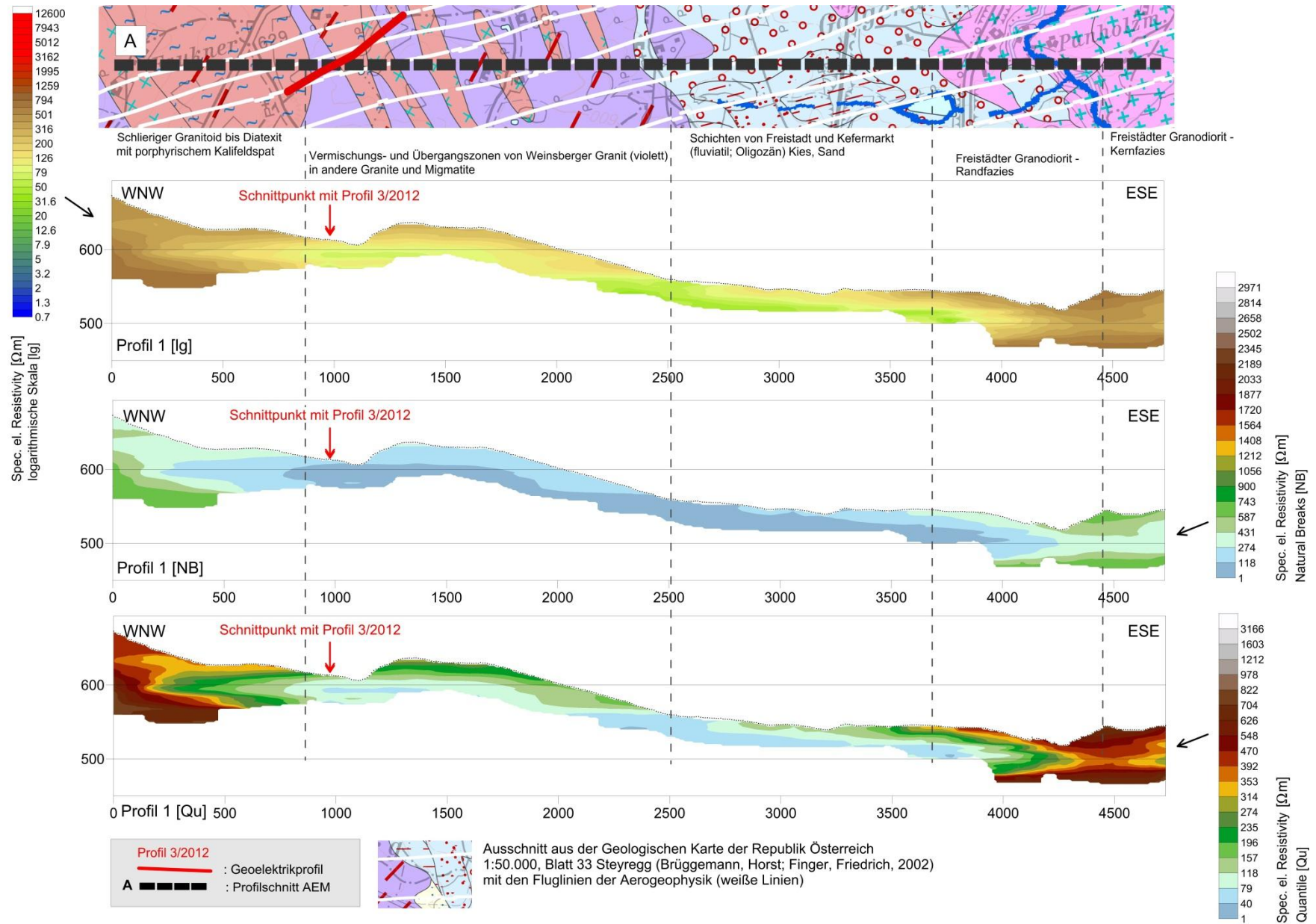


Abb. 9.3: Profilschnitt A: Gegenüberstellung und Interpretation von Geologie [ÖK 33 Steyregg (Brüggemann et al., 2002)] und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt) dargestellt mit drei unterschiedlichen Widerstandsklassen

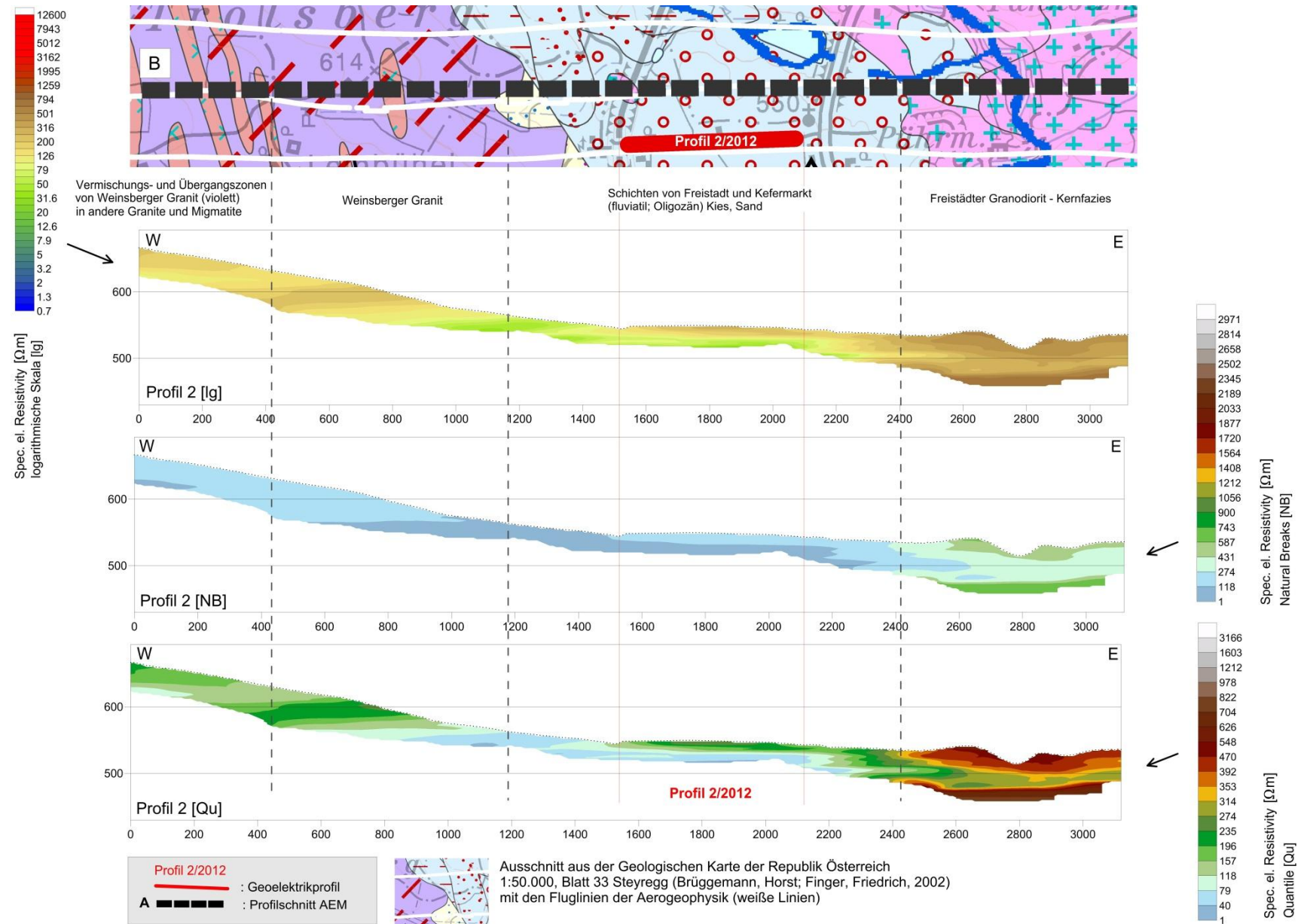


Abb. 9.4: Profilschnitt B: Gegenüberstellung und Interpretation von Geologie [ÖK 33 Steyregg (Brüggemann et al., 2002)] und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt) dargestellt mit drei unterschiedlichen Widerstandsklassen

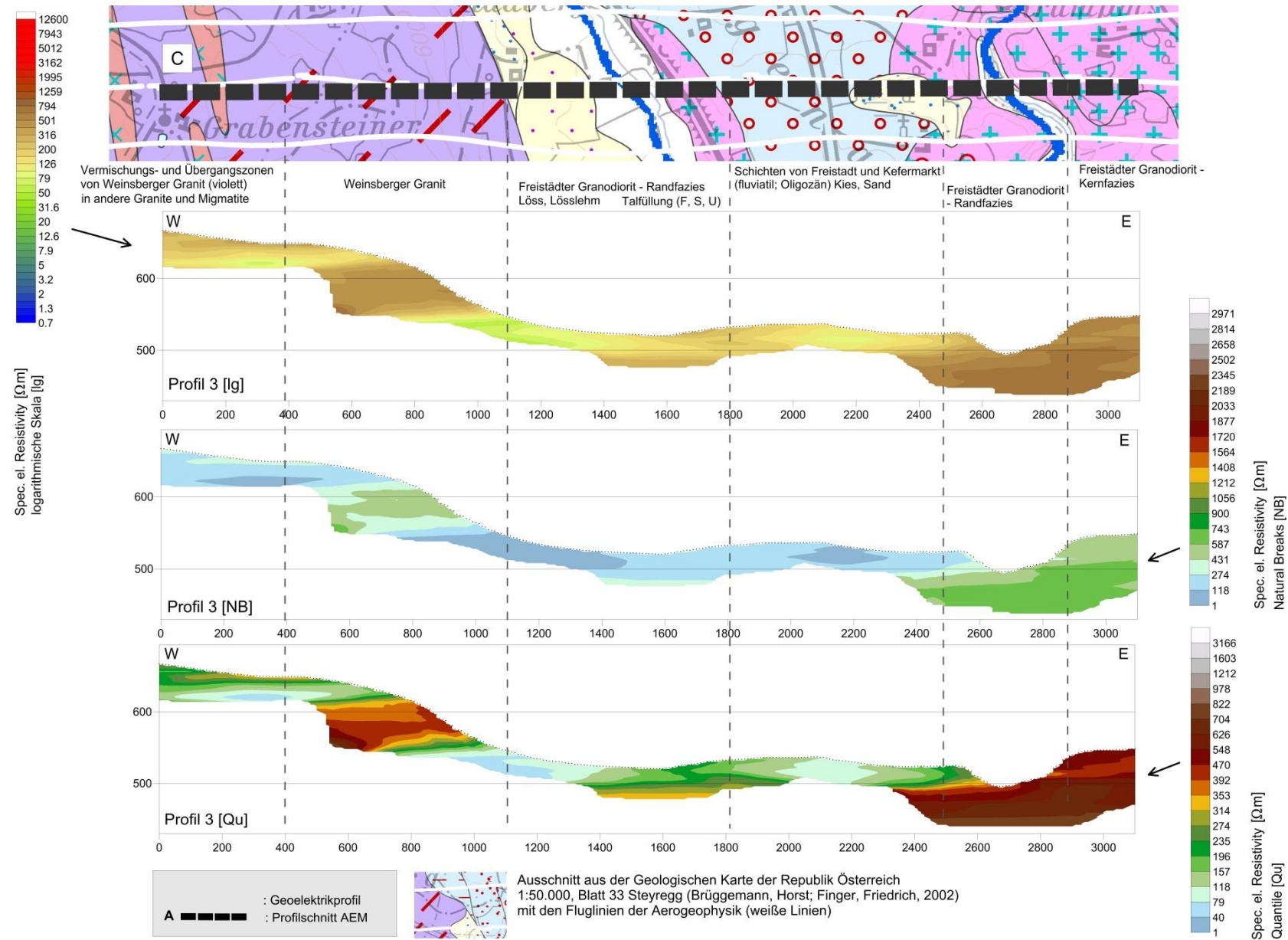


Abb. 12.5: Profilschnitt C: Gegenüberstellung und Interpretation von Geologie [ÖK 33 Steyregg (Brüggemann et al., 2002)] und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt) dargestellt mit drei unterschiedlichen Widerstandsklassen

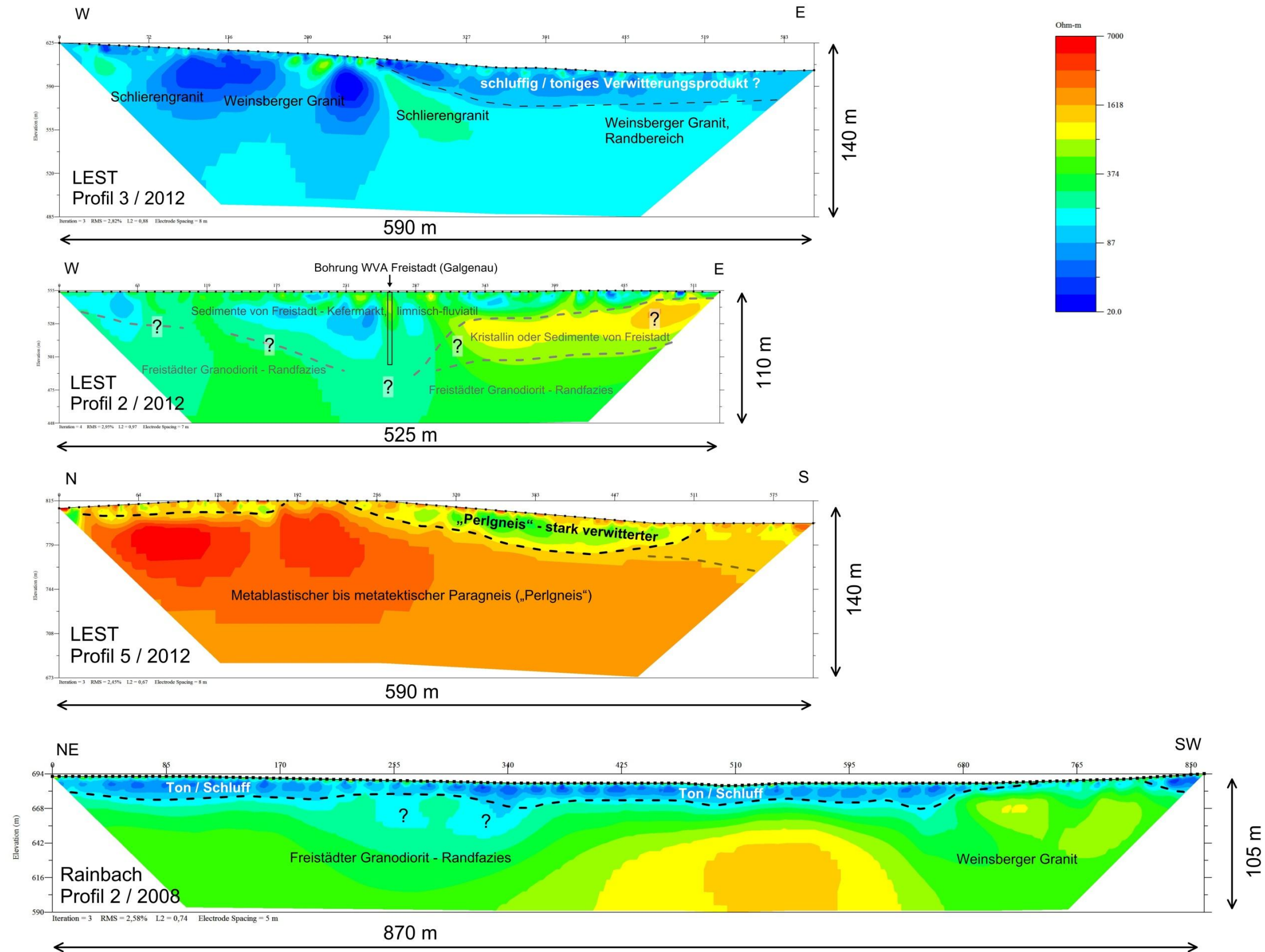


Abb. 9.6: Inversionsergebnis der Geoelektrikprofile 2/2008, 2/2012, 3/2012 und 5/2012

9.3 AEM Auswertung/Interpretation Detailgebiet

Detailgebiet 1 / Kefermarkter-Freistädter Tertiärbecken, südlich von Freistadt

Das Detailgebiet 1 umfasst den zentralen Teil des Tertiärvorkommens südlich von Freistadt. Diese als Freistädter Tertiär bezeichneten Ablagerungen sind Reste einer Aufschotterung durch einen pliozänen Flusslauf, welcher von der tschechischen Grenze über Freistadt in südöstlicher Richtung über Kefermarkt zur Donau hin entwässerte. Die Mächtigkeit dieser limnisch-fluviatilen Ablagerungen beträgt im Untersuchungsgebiet etwa 50 bis 60 Meter (WVA Galgenau) und besteht im Wesentlichen aus einer Wechsellagerung von fein bis mittelkörnigen rötlich-gelben Quarzsanden, blaugrauen, gut gerundeten Quarzkiesen und tonig schluffigen Lagen. Randlich wird das Freistädter Tertiärbecken von kristallinen Einheiten des südböhmischen Batholiths durch mehrere Generationen von Graniten und Granodioriten begrenzt. Dieses kristalline Grundgebirge wird von einer in seiner Mächtigkeit stark schwankenden, tonig-schluffigen bis sandig-kiesigen Verwitterungsschicht, überlagert. Die Mächtigkeit dieser Verwitterungsschicht schwankt zwischen einem und 20 Meter.

In der AEM-Widerstandsverteilung des Untergrundes parallel zur Erdoberfläche ist diese geologische Situation in der Tiefe von 20 Metern (Abb. 9.1) dargestellt. Die Profilschnitte A, B und C (Abb. 9.3, Abb. 9.4 und Abb. 9.5) sind im Wesentlichen durch eine laterale Dreiteilung der Widerstandsbereiche gekennzeichnet. Zum einen sind die Sedimente des Freistädter Tertiärbeckens durch einen niederohmigen ($< 100 \text{ Ohmm}$) Widerstand charakterisiert, wobei höherohmige Sequenzen im Hangendbereich deutlich gröberklastisch ausgebildeten Sedimenten (Sand/Kies) zugeordnet werden können. Diese liegen sowohl im AEM-Profil A (Abbildung 9.3), zwischen Profilmeter 2800 und 3500, als auch im Profil B (Abbildung 9.4), zwischen Profilmeter 1500 und 2400, oberflächennah vor. Die Mächtigkeit dieses höherohmigen Sedimentkörpers liegt im 10er Meter Bereich. Auf Grund des generell geringen elektrischen Widerstands liegt die Erkundungstiefe des AEM-Messverfahrens in diesen limnisch-fluviatilen Ablagerungen bei max. 40 Metern.

Genau in diesem Bereich wurden mit dem Geoelektrikprofil 2/2012 (Abb. 9.6) Widerstandsstrukturen über eine laterale Erstreckung von 525 Metern bis zu einer maximalen Tiefe von 110 Metern erfasst. Unter Zuhilfenahme der Bohrung der Wasserversorgung Freistadt (WVF Freistadt) in Galgenau, die die tertiären Sande und Kiese bis in eine Tiefe von 60 Meter erschließt, wurden die Ergebnisse der geoelektrischen Messung interpretiert. In der 2-dimensionalen Verteilung des elektr. Widerstandes des Untergrundes (Geoelektrikprofil 2/2012) als Profilschnitt (Tiefen-, Widerstandsplot) sind jedoch keine eindeutigen geologisch/lithologischen Strukturen interpretierbar. Die Widerstandswerte können sowohl dem Kristallin als auch den Sedimenten des Freistädter Tertiärbeckens zugeordnet werden. Eine Grenzziehung zwischen dem kristallinen Grundgebirge im Liegenden und den Sedimenten des

Freistädter Tertiärbeckens im Hangenden wurde daher nur mit sehr vielen Fragezeichen vollzogen (Abb. 9.6).

Mit einer Unschärfe in der Widerstandsverteilung schließt gegen Osten (in allen drei AEM-Profilen vorhanden) der markant höherohmige ($> 400 \text{ Ohmm}$) Bereich des Freistädter Granodiorits (Rand- und Kernfazies) an. Da dieser hochohmige Widerstandsbereich generell bis an die Oberfläche heranreicht ist anzunehmen, dass, wenn überhaupt, nur eine geringmächtige ($< 5 \text{ m}$) Verwitterungsschwarte vorliegt, die in dieser Detailliertheit von der AEM nicht erfasst werden kann.

Besonders interessant ist die Widerstandsverteilung entlang der AEM-Profile A, B und C im westlichen Anschluss an das Freistädter Tertiärbecken (Abb. 9.3, Abb. 9.4 und Abb. 9.5). Im Gegensatz zum höherohmigen Granodiorit ($> 400 \text{ Ohmm}$) im Ostteil sticht der Weinsberger Granit, auch im Bereich von Vermischungs- und Übergangszonen in andere Granite und Migmatite, durch einen schwankenden Widerstandscharakter hervor. So erstreckt sich die Bandbreite des elektrischen Widerstandes von etwa 80 Ohmm (vgl. Abb. 9.3, zwischen Profilmeter 900 und 2500) bis 400 Ohmm (vgl. Abb. 9.5, zwischen Profilmeter 500 und 1000). Erst im AEM-Profil A (Abb. 9.3) ist im Bereich des Schlierengranites (zwischen Profilmeter 0 und 500) ein Übergang zu einem hochohmigen ($> 500 \text{ Ohmm}$) Widerstandskörper zu beobachten.

Unterstützt wird diese eher niederohmige Widerstandsverteilung aus der AEM auch vom Inversionsergebnis des Geoelektrikprofils 3/2012 (Abb. 9.6). Über eine Erstreckung von 590 Meter und bis zu einer Tiefe von 140 Meter dominieren in diversen Granittypen (Schlierengranit, Weinsberger Granit mit Randbereich) niederohmige ($< 100 \text{ Ohmm}$) Widerstandsstrukturen.

Detailgebiet 2 / Haibach im Mühlkreis

Das Detailgebiet 2 liegt zur Gänze im metablastischen bis metatektischen Paragneis („Perlgneis“). Lithologisch handelt es sich um einen biotitreichen, fein- bis mittelkörnigen Paragneis bis Migmatit der oft Cordierit führend ist und z.T. noch Paragneis-Relikte eingeschlossen hat. In der AEM Inversionsauswertung zeigt dieser Paragneis (Perlgneis) eine lateral deutlich heterogene Widerstandsverteilung, kleinräumig lösen hochohmige Widerstandsbereiche niederohmige ab. Deshalb wurde eine kleinräumige, hochohmige (500 Ohmm) Widerstandsanomalie aus der AEM herausgegriffen (Abb. 9.1) und mit einer detaillierten bodengeoelektrischen Messung überprüft. In der Abbildung 9.1 ist die Widerstandsverteilung aus der AEM in einer Tiefe von 20 Meter dargestellt.

Das Geoelektrikprofil 5/2012 (Abb. 9.1, 9.2) wurde dabei so situiert, dass das Messprofil den Übergangsbereich vom hochohmigen (500 Ohmm) zum niederohmigen (200 Ohmm) Widerstandskörper aus der AEM erfasst.

Deutlich ist sowohl im Inversionsergebnis des Geoelektrikprofils 5/2012 (Abb. 9.6) als auch im AEM-Inversionsergebnis (Aeroelektromagnetik) eine Zweiteilung der Widerstandsverteilung zu

erkennen. Im Inversionsergebnis der Geoelektrik zeigt sich, dass generell ein homogen ausgebildeter, hochohmiger ($> 1500 \text{ Ohmm}$) Widerstandskörper bis zur Erkundungstiefe von 140 Metern über das ganze Profil vorhanden ist, der zwischen Profilmeter 250 (Profilmitte) und Profilende eine bis zu 30 Meter mächtige, niederohmigere (300 bis 800 Ohmm) Bedeckung aufweist. Diese Widerstandscharakteristik aus dem Inversionsergebnis der Geoelektrik bestätigt einerseits die höherohmige Widerstandsanomalie aus der Aeroelektromagnetik am Profilanfang, die als anstehendes, kompaktes Kristallin angesprochen wird. Andererseits spricht die niederohmigere Entwicklung gegen das Profilende, sowohl in der AEM- als auch in der Geoelektrik-Inversion, für eine sandig, kiesige Verwitterungsschicht.

Detailgebiet 3 / Dreißgen (zwischen Rainbach im Mühlkreis und Freistadt)

Im nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Abb. 9.1) kommt es an einem NW-SE verlaufenden, durchschnittlich 2 km breiten Streifen, zu einer Überschneidung der Aero-Messgebiete Rainbach (2008) und Lest (2009). Deutlich ist hier die Übereinstimmung der Widerstandsstrukturen, wenn auch mit etwas versetzter Amplitude, zu erkennen.

Das Detailgebiet 3 liegt im Übergangsbereich Weinsberger Granit (grob- bis riesenkörniger Biotitgranit, Großkalifeldspäte) zum Freistädter Granodiorit – Randfazies (grobkörniger I-Typ-Biotit – Granodiorit). Untersucht wird eine, über beide Einheiten NE-SW verlaufende, niederohmige (200 bis 250 Ohmm) Widerstandsanomalie, die sowohl in der Befliegung 2008 als auch 2009 erfasst wurde.

Das Geoelektrikprofil 2/2008 (Abb. 9.6) weist für diesen niederohmigeren Bereich aus der AEM-Inversion ebenfalls einen 20 Meter mächtigen, niederohmigen ($< 80 \text{ Ohmm}$) Widerstandskörper im Hangenden aus. In einer Bohrkernaufnahme wird dieser hangende, 20 Meter mächtige Widerstandskörper als Schluff/Ton/Feinsand beschrieben. Dabei handelt es sich um limnische bis fluviatile Ablagerungen, die aus lokal zusammengeschwemmtem, feinklastischem Material bestehen. Die Zunahme des elektrischen Widerstandes ($> 200 \text{ Ohmm}$) ab einer Tiefe von 20 Meter beschreibt den Übergang zum kristallinen Grundgebirge. Eine Unterteilung zwischen Freistädter Granodiorit und Weinsberger Granit ist anhand der Widerstandsverteilung aus der geoelektrischen Inversion nicht möglich.

9.4 Literatur

Brüggemann, H., Finger, F., Jacek, R. (2002): Karte Steyregg 1:50.000; 1 Bl.: Farbdruck : 37 x 55,4 cm. – In: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 ; Nr. 33, Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien.

10 Ampflwang (OÖ.)

10.1 Einleitung

Das folgende Kapitel beschreibt die Tätigkeiten im Rahmen des geoelektrischen Monitorings im Untersuchungsgebiet Laakirchen. Die Ergebnisse sollen Rahmen einer internat. Publikation publiziert werden. Das beim Journal „Near Surface Geophysics“ eingereichte Manuskript wird hier (in Englisch) präsentiert. Deswegen wurde hier auf eine kapitelbezogene Nummerierung der Abbildungen verzichtet.

10.2 Geoelectrical monitoring: an innovative method to supplement landslide surveillance and early warning

Robert Supper¹, David Ottowitz¹, Birgit Jochum¹, Jung-Ho Kim², Alexander Römer¹, Ivo Baron¹,
Stefan Pfeiler¹, Mario Lovisolo³, Stefanie Kauer¹, Filippo Vecchiotti¹

¹Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, A-1030 Vienna, Austria

²Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources (KIGAM), Korea

³C.S.G. S.r.l. – Centro Servizi di Geoingegneria, Italy

10.2.1 Introduction

Landslides are one of the major natural threats to human lives, settlements and infrastructure, causing enormous human suffering and property losses. The best way to restrain such high losses on property and lives is through effective land-use planning, based on a good knowledge of the landslide susceptibility, hazard and risk within specific areas as a part of mitigation (Chacón et al., 2006). However, due to several natural, historical or political reasons, this ideal approach is impossible to be implemented in many places. E.g., many human settlements and infrastructure lines have already existed in landslide-prone areas or on dormant landslides decades before the establishment of detailed hazard zone maps. In most cases it is not possible to resettle people living in such areas. Consequently it is in the responsibility of stakeholders to guarantee a safe daily life of the people concerned.

A good knowledge about structure, dynamics, triggers, history and possible magnitude of such high-risk landslides is an important task to evaluate actual hazards and, eventually, to alert people before a catastrophic event in advance. This knowledge is only obtainable through a complex approach, consisting of the interdisciplinary interpretation of data coming from investigations by

different techniques, long-time continuous monitoring of deformation and triggering factors and by establishing early warning systems/centres. The most commonly used early warning parameters are pore pressure and displacement. However, recent research has shown that other parameters exist, which might give indications on impending triggering even a longer time before an actual displacement is measureable.

The geoelectric method (direct current DC) has recently been established as a routine geophysical method to investigate subsurface geometry and structural pattern of landslides in Europe (Baron & Supper, 2010; Supper et al. 2002, 2008; Perrone, 2001; Perrone et al. 2004 and 2006; Mauritsch et al., 2000; Meric et. al., 2005; Jongmans & Garambois, 2007). With geoelectric investigations it is possible to determine the distribution of the specific electrical resistivity of the subsurface. This parameter is a physical property of the substratum, which depends mainly on porosity, water saturation, conductivity of pore fluid and clay content (e.g. Archie, 1942; Atkins & Smith 1961; Jackson et al., 1978; Schlumberger, 1987; Winsauer et al., 1952). Since most of the European landslide events are intimately related to precipitation and to the influence of underground water on slope stability (pore-water pressure, change of water flow regime, saturation), observing temporal changes of the electric parameters seems to be a promising method for monitoring of landslides.

Nowadays the permanent monitoring of temporal resistivity and self-potential changes starts to be used intensively for many different tasks. However only a few case studies on long-time geoelectric monitoring experiments are so far published (Supper et al. 2002, 2008, 2010; Bell et al. 2008; Chambers et al. 2009, 2010, 2011; Lebourg et al. 2010; Luongo et al. 2012). In fact up to now only one example exists in literature, where correlations of geoelectrical results with permanent displacement data are published (Chambers et al. 2010). Jongmans & Garambois (2007) concluded, that the development of 2D and 3D imaging techniques, as well as the installation of permanent geoelectrical monitoring systems, constitutes major advances forward for the future in landslide reconnaissance; however, they also highlight the necessity to calibrate and correlate results with geological and geotechnical data.

10.2.2 Major Component of the monitoring System

Basically the monitoring systems consist of a geoelectric monitoring equipment (Geomon4D) and an automatic inclinometer. Depending on the site and the available budget other sensors are added on demand. From 2001 on the GEOMON^{4D} instrument was developed specifically as a monitoring device at the Geological Survey of Austria (Supper et al., 2009). It offers an open architecture, allowing installation of any number of current or potential electrodes by adding parallel or serial boards. The principal characteristics are the high speed of data acquisition (approx. 3000 measurements/hour in single channel mode) and the recording of the full raw signal (usually 1000 samples per single configuration). The instrument operates in an automatic mode, performing a pre-selected chain of tasks each day, including several measurement jobs of self-

potential and DC as well as maintenance, backup and shutdown routines. Moreover, UMTS data transfer was implemented. Therefore, software maintenance can be performed fully remote-controlled and data are sent automatically via email to the data processing centre each day. Since data can also be downloaded manually, immediate availability of information can be guaranteed in case of necessity.

However the most innovative aspect comes from the fact, that for each single measurement, the raw signals (usually 1000 single samples for forward and backward current as well as for forward and backward potential with a sampling rate of 5000 values/s) are also recorded and saved. This opens the possibility for an optimised assessment of data quality and filtering, since only an analysis of raw data can provide information on data drift and noise content. In fact, each sample is statistically analyzed on its signal-to-noise ratio and checked for linear or non-linear drifts. Furthermore, repeatability of the result (by dividing the sample in several sub-samples and comparing the results), standard deviations for current and potential differences, as well as the differences of the injection current in forward and backward directions, are calculated. Based on these results, a data quality matrix is derived. Values not fulfilling the levels of a certain threshold matrix, whose values are determined for each site by analysing all samples for a one month period, are then discarded. Since usually around 4000 measurements are taken for a 93 electrode profile in gradient configuration, omitting of a certain (usually below 10 %) percentage of data points does not confine subsurface coverage, but significantly enhances the reliability of the inversion results. In most cases the rejected values can be correlated with one or more single electrodes. Consequently this analysis also gives advice for the on-site maintenance of the system. The quality matrix is also used in the inversion process for data weighting.

To correlate the results of the geoelectric monitoring with the dynamic behaviour of a landslide, the availability of quasi-permanent (at least hourly values) displacement data is an imperative. The necessity to monitor landslide stability conditions has encouraged C.S.G. (Centro Servizi di Geingegneria, Italy) to develop an innovative multiparametric monitoring system for stability, called D.M.S. (patent pending and trade mark C.S.G. S.r.l.). This device measures displacements in 2 or 3 directions (both horizontal and vertical at all the prefixed depths with high accuracy and precision), piezometric water levels and soil temperature, thus allowing a complex analysis of the dynamics of any landslide, e.g.: deformation analysis, movements, depth of sliding surface or piezometric variations (Foglino et al., 2006).

10.2.3 the Austrian Landslide Monitoring Network

In the frame of the EC funded FP7 project SafeLand, the Geological Survey of Austria, in cooperation with several different European partners, started to implement a European landslide monitoring test site network in 2007 (Supper et al. 2012 a, b). The network was enlarged and further continued within the TEMPEL project. Currently, the active network (Figure 1) consists of six landslide monitoring sites, two of them in Austria (Gschliefgraben, Laakirchen), one in France

(La Valette), three in Italy (Bagnaschino, Ancona, Rosano) and one permafrost monitoring site in Austria (Magnetköpf). Three other monitoring sites in Austria (Sibratsgfall, Ampflwang-Hausruck, Mölltaler Glacier (permafrost site)) and one in France (Super-Sauze) were already closed, and the instrumentation was moved to other sites. In this paper, the results of the test sites in Ampflwang and Bagnaschino (Figure 1) are described in detail.

10.2.4 4D inversion algorithm minimizing Lp norm

The algorithm for inverting the monitoring data in this study is originated from the 4D inversion algorithm (Kim et al, 2009). The inversion method involves two unique key concepts. Firstly, it simultaneously inverts the entire sets of monitoring data and correspondingly at once obtains a space-time model that is varying over the whole monitoring period. Secondly, it allows for the subsurface properties to continuously change in time so as to provide reasonable subsurface images even when changes of the subsurface properties during data acquisition cannot be ignored. To realize these concepts, the coordinate of every measured datum is defined in the space-time domain, i.e., in the 4D space. The material properties are also in the 4D domain. When the number of monitoring surveys is N , the inversion algorithms that do not adopt the 4D concepts seek N different static subsurface models by repeatedly (N times) inverting the N sets of monitoring data (e.g. Daily et al., 1992; Loke, 1999; LaBrecque & Yang, 2001; Oldenborger et al., 2007; Miller et al., 2008). In the 4D inversion, on the other hand, a single data vector that comprises of the N different data sets is defined in the 4D, and a 4D model vector is calculated by inverting the 4D data vector. Defining the entire monitoring data and time-varying subsurface model in the space-time domain (4D space) allows us to introduce the regularizations not only in the space domain, but also in the time domain, so that inversion artifacts are effectively reduced (e.g., Hayley et al., 2011; Karaoulis et al., 2011a; Rucker et al., 2011). The objective functional of the 4D inversion consists of three penalty terms: data misfit and two kinds of model roughness in the space and time domains. Particularly by minimizing the time-domain model roughness, we are able to obtain a reasonable 4D subsurface model which smoothly varies in time.

Kim et al. (2009) explains the key concepts in detail and demonstrate that the 4D approach can generate difference images with little inversion artefacts in a dye tracer flooding experiment even when the material properties are continuously changing during the data measurement. The first concept, simultaneous inversion of multiple time-lapse data sets, has been already adopted in many studies. For example, Hayley et al. (2011) developed the simultaneous time-lapse inversion, a special case of the 4D inversion, where two sets of resistivity monitoring data are inverted. Comparing with other inversion algorithms, such as the ratio inversion (Daily et al., 1992), the cascade inversion (Miller et al., 2008) and the difference inversion (LaBrecque & Yang, 2001), they showed that the 4D approach produced the best reconstruction of resistivity changes in the numerical example and in the field example. Karaoulis et al. (2011a) proposed the 4D active time constrained inversion, where the amount of time domain regularization is allowed to vary in

space-time domain depending on the degree of spatial resistivity changes occurring among different monitoring stages. During the past two years, several studies have adopted the 3D spatial coordinate for the spatial dimension of the 4D inversion: for example, in the interpretation of complex resistivity (CR) monitoring data (Karaoulis et al., 2011b), for the monitoring of a simulated leak from an underground storage tank (Rucker et al., 2011), and for the recovering of temporal changes of the subsurface resistivity due to rainwater infiltration as well as due to the migration of sodium cyanide solution (Loke et al., 2013). The 4D inversion concept has been extended to other material properties, such as CR monitoring (Karaoulis et al., 2011b), and joint inversion of cross well DC resistivity and seismic monitoring data (Karaoulis et al., 2012).

One of the special features of this inversion is to adopt the L_p norm minimization approach; any of penalty terms, which are subjected to be minimized, can be selectively defined either in L_1 or in L_2 norm (Kim et al., 2010; Kim et al., 2012; Kim et al., 2013). By selecting an appropriate estimation method, L_1 or L_2 norm, for each of the three penalty terms, an actual inversion process is capable to properly consider the statistical characteristics of the monitored data, the subsurface resistivity distribution and its temporal changes during the monitoring period. Particularly, we can easily cure a drawback of the original 4D inversion that adopts full L_2 norm minimizations and sometimes results in a 4D model too smoothly varying with time (Karaoulis et al., 2011a; Loke et al., 2013).

A specific aspect of the algorithm used in this study is the automatic determination of two classes of the regularization parameters (Kim et al., 2012; Kim et al., 2013). The 4D inversion includes two smoothness constraints in the space and time domains, and correspondingly two different kinds of regularization parameters need to be optimally chosen. However, it is practically very difficult, since two different constraints in both, the space and time domains, would be cross-related in an actual inversion process. In our inversion code, two classes of the regularization parameters are automatically calculated based on the relative value of each penalty measure with respect to the data misfit penalty value. Accordingly, the parameter values are actively determined as the data misfits and model roughness vary and are updated at each iteration step.

Input data to the inversion code are the multiple time-lapse data sets, monitored during the period of interest. The output is a 4D resistivity model, which is spanned over the time period. From the inverted 4D model, the difference images with respect to a particular time instance are computed, and the ground condition changes are studied. For landslide studies we need to analyze the differences not only with respect to a particular reference time, but also between arbitrary pairs of time lapses. In this case, reasonable difference images can also be obtained from the inverted 4D model with little inversion artifacts. This greatly owes to the basic concept of the 4D inversion approaches that the entire monitoring data sets are simultaneously inverted. Thus, there is no dependence on the background data set as well as on the subsurface model obtained at a particular time.

General characterisation of the test site

The Ampflwang monitoring site represents a recent landslide reactivated after a house construction. It is situated at the limit of Ampflwang town in the Hausruck Hills in Upper Austria. The entire area north of the town of Ampflwang was affected by a deep-seated landslide in the Holocene. This dormant landslide is about 650 m long and 900 m wide, with an estimated depth of failure about 20–30 m b.g.l.. It developed mostly in quaternary colluvium (slope and old landslide deposits), anthropogenic deposits and in the underlying Neogene rocks, i.e. fluvial gravels of Hausruck formation (4) at the top, limnic to fluvial coal-rich clay with brown coal beds of Ampflwang formation (5) in the middle, and in marine silty-sandy marl to silty sand of Ottnang formation (6) at the base (Figure 2).

In March 2010, following snow melting and a heavy rainfall, a shallow landslide was triggered in the vicinity of a newly constructed house in the central part of the old landslide (Figure 2). It significantly damaged the surroundings of the house, i.e.: parking lot, terrace, water and power supply, waste pipe, and endangered the entire house by retrogressive reactivations (Figure 3). The reactivated part, as recognized by topographic changes and inclinometric data, is about 110 m long, 40 m wide and about 4 m thick and can be classified as a shallow rotational-translational landslide of elliptical shape.

Description of the local lithology based on the interpretation of geophysical data

Soon after the first event two core drillings were performed. In both drillholes, geophysical borehole logging was performed, since this method can provide essential information on the local subsurface structure and for the lithological interpretation of the subsurface resistivity models. From the geophysical logging results and the core samples of the drilling at DMS 1 (Figure 4), a clear lithological structure could be derived: down till 1.8 m, gravels with resistivities of 50 – 70 Ohmm are dominating (anthropogenic deposits or Hausruck formation). The subjacent sandy layer is followed by clay (2.8 – 3.8m) of the Ampflwang formation. Between 4 and 4.8 m a coal layer with low gamma count rates was detected, which is succeeded by silty sands (till 6.6 m) and marls (below) most probably of the Ottnang formation. A comparison with the inclinometric results clearly shows that the main sliding plain is located within the sandy layer on top of the shallow clay layer.

A representative geoelectric inversion model along the monitoring profile is shown in Figure 5. Based on the borehole logging results described above, the high resistive surface layer can be interpreted as gravel, the areas with intermediate resistivity (green colour range, 50 – 100 Ohmm) as sand or coal and the low resistive (below 45 Ohmm) regions as silty clays. Additional geoelectrical measurements were performed along a profile with a larger penetration depth perpendicular to the monitoring profile to investigate the general structure of the surrounding

area of the reactivated landslide (for location see Figure 3, for results Figure 6). At the surface, a high resistive layer (150 - 500 Ωm) with variable thickness (0 - 7.5 m, again interpreted as gravel of the Hausruck formation or of anthropogenic origin) can be found, followed by at least 15 m of low resistive clays. In the middle and at the end of the profile intermediate layers with a resistivity between 45 and 70 and 60 to 100 Ωm could be determined, respectively. The first one can be construed as silty sand of the Ampflwang formation, most likely identical with the lower sand layer of the DMS 1 hole, the latter one most probably as sand of the Ottnang formation. The structure of the derived subsurface model gives indications on possible past sliding events (possible sliding planes are indicated by purple lines in **Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.**).

10.2.6 Design of the monitoring network

Due to the high potential hazard (directly endangered family house) and to develop an optimized strategy for site-specific remediation measures, a permanent, fully automated monitoring system, consisting of two DMS columns and a geoelectric monitoring device, was set up in December 2010. Precipitation data for the interpretation of the monitoring results were taken from the weather station of Wolfsegg (8 km distance to the monitoring site), courtesy of the Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG). One of the DMS columns (DMS 2) was installed upslope of the house, the other one (DMS 1) was positioned close to the expected crown of the landslide downslope of the building. The DMS columns included high resolution tilt/displacement, temperature and piezometric sensor modules and registered displacement data on an hourly basis down to the depth of 5 and 7 m b.g.l., respectively.

The geoelectrical GEOMON^{4D} monitoring profile, which comprised 61 electrodes at a spacing of one meter, was installed inside a shallow drainage trench downslope of the house and close to DMS column 1 (Figure 3). One set of data, comprising around 1800 gradient-type measurements, was taken every four hours. For power supply, a connection to the local power grid was installed.

10.2.7 Analysis of displacement monitoring data

Measureable displacements were only registered in DMS 1, situated below the building in the upper part of the landslide (Figure 3). The inclinometric record of cumulative displacement along the N-S plane (Figure 4) showed a quite sharp slip surface between a depth of 2.5 and 3.5 m b.g.l., with a general direction of movement towards SSW. When compared with the geoelectrical results, we can correlate the top of the first low resistive layer (2.8 m) as the approximate location of the sliding plane. However, due to the limited length of the inclinometer, it could not be determined if another active sliding plain exists at the top of the second low resistive layer at around 8.5 m of depth. Possible sliding plains were indicated as purple dashed lines in Figure 5.

Major displacement events within the monitoring period (Figure 7) occurred after snowmelt and during intense rainfall between January and March. After middle of July the velocity decreased to almost zero, although quite frequent and intense rainfalls took place. At the end of August 2011,

the monitoring device had to be removed due to remediation measures at the location of the system.

10.2.8 Analysis of resistivity monitoring data

Figure 8 shows a summary of results of all performed measurements for the entire survey period. This general plot is used to check the performance of the system and to detect general tendencies and dependencies on precipitation (plotted at the left-hand side of Figure 8). It represents normalized, dimensionless values, corresponding to a change of apparent resistivity, plotted in a grid. It includes data points of all measured electrode configurations (increasing pseudo-depth of the configuration with increasing data point number) for the entire monitoring period. The normalization is performed for each data point separately with the following equation:

$$\text{normalized value}(N) = \frac{\sum_{i=0}^{N-1} \text{app.res}_i}{N - 1} / \text{app.res}_N$$

Values, which are smaller than 1 represent an increase of apparent resistivity compared to the average apparent resistivity of all previous measurements (e.g. a value of 0.5 is equivalent to a doubling of apparent resistivity) whereas values larger than 1 stand for a corresponding decrease. This plot is analysed on a daily basis since the general data quality can be easily assessed: general malfunction of the system can be detected with one view as well as electrode configurations affected by a large noise component (lines deviating from the general trend and with strong, short time variations – within the zoomed section of Figure 8 indicated by the black arrow). The latter configurations are removed for the inversion process.

Moreover this plot clearly reflects the influence of precipitation to the majority of measured configurations. Precipitation events are accompanied with a significant decrease of apparent resistivity. The zoomed section in Figure 8 shows the decrease correlated with the triggering event 4, where the normalized values changed from yellow (0.81 – 0.9) to grey (0.91 – 1.1). The general difference of normalized values between winter (orange to grey dominate) and summer (grey to blue dominate) is related to the seasonal change of soil temperature.

10.2.9 Analysis of the time dependency between resistivity decrease and landslide triggering

To analyse the time dependencies in detail two representative time series of apparent resistivity values were selected based on Figure 8 from configurations corresponding to different apparent depths in the middle of the profile. These were displayed in Figure 7 in correlation with precipitation and total displacement over the whole monitoring period. This figure confirms that most of the major rain events were accompanied by a resistivity decrease. The total survey period can be subdivided in two phases: the first one is characterised by a general increase of resistivity

till mid of March. Freezing and thawing periods are alternating. All major displacement events took place in this period and are correlated with a short-term decrease of resistivity. Typical for this period is that all resistivity declines, which are related to precipitation events, exhibit a preceding period with already decreasing resistivity values. The second phase shows a general decrease in resistivity. Almost all major rain events are correlated with an abrupt resistivity decrease, in many cases preceded by a short term increase. A comparison with temperature shows that the long periodic trend is mostly caused by variations of soil temperature. After correction for the temperature effect (green line in Figure 9), hardly any long periodic trend is left. A 4D inversion of the data (lower part of Figure 9) also proved that the long term variations of resistivity are constricted to the first four meters. Below, temperature changes can be neglected (Figure 9). However when analysing the whole data set on the temperature dependency, it turned out that corrections for temperature are very dependent on the respective location. Since temperature monitoring was available only at one location and because for the following discussion we focus mainly on the short term events, such corrections were generally not applied. Figure 10 focuses in detail on the period around "Event 1-E1". Resistivity values already started to decrease around January 8th, most probably due to an inflow of water from snow melting. This trend continued until a first short rainfall on January 12th, after which the resistivity decrease accelerated. Following the onset of an intense rainfall before midnight on January 12th/13th, apparent resistivity further decreased until around 7 o'clock when the main movement was triggered. The acceleration phase of the landslide lasted till 13 o'clock. After 16 o'clock resistivity started to increase rapidly and displacement decelerated, although precipitation continued with less intensity for almost one day. The total displacement reached 18.5 mm in 58 hours. Except of three other small events (E2-5) of increased acceleration, the landslide showed only a small and quite constant displacement for the rest of the observation period. Data from E 2 and E3 in February (Figure 11) and E4 (Figure 12) in March show a quite similar behavior.

The periods of resistivity decrease (phase of "pre-wetting") before the onset of the rainfalls amounted to 4.5 (E1), 6.5 (E2-E3) and 9 (E4) days. The delay times between the start of the final abrupt resistivity decrease in 1.5 m depth and the triggering of the landslide were determined as 16 (E1), 22 (E2), 36 (E3) and 16 (E4) hours, respectively. For larger electrode spacings and greater depths, a time-delay of 7 to 8 hours (E4-5) can be observed (green curve).

Analysis of the time dependency between resistivity decrease and depth

To investigate the processes involved in these events in more detail, the results of data inversion before, during and after the major events were analysed.

Figure 13 shows the 4D inversion results of resistivity data measured between the 12th and 15th of January ("event 1"). Differences refer to two different reference measurements (indicated by red arrows in Figure 13) for the period before and after triggering of the landslide. Rainfall started around 22 o'clock on the 12th. The acceleration of the landslide was initiated around 7 o'clock on

the 13th and lasted only until 14 o'clock, when a phase of almost constant speed developed, lasting until midnight. After that, although rainfall continued, the landslide slowed down again. This behaviour is clearly reflected in the resistivity inversion results. Until 4 o'clock in the morning of January 13th only minor resistivity changes were detected, restricted to the surface layer (times 1 and 2 in Figure 13). At the time of the triggering of the landslide, the inversion data proved that the wetting front had already penetrated down till the second sandy layer (time 3 in Figure 13). Afterwards resistivity further decreased until the end of the acceleration phase (times 3 - 5 in Figure 13). Although precipitation continued, the subsequent inversion results (time steps 6 - 10 in Figure 13) show an increase of resistivity. To enhance the effect of resistivity increase in the 4D inversion results, a different reference was used for time-steps 6 - 10.

Data from the other events gave similar results. As example, Figure 14 shows the 4D inversion results for event 4. Again, the movement was triggered, when the resistivity decrease reached the lower sand layer (time 6, for movement triggering see Figure 12) and lasted only until the end of the acceleration phase. However the resistivity increase afterwards was not as rapid as after event 1.

10.2.10

Discussion of result from the test site Ampflwang

We can summarize that for all detected sliding events, we could observe a decrease of the apparent resistivity before and during the acceleration phase of this landslide, starting even several days before the onset of the precipitation, which finally seemed to have triggered the displacement events. The results clearly showed that the reduction before the triggering event was limited to the surface layers. The delay between the first onset of resistivity decrease (most probably induced by snowmelt water) and the triggering of the landslide was 4.5 to 9 days. A delay between small and large electrode separations of more than 8 hours was detected for some events, being a measure for the speed of penetration of the wetting front into the subsurface. Immediately after the acceleration had stopped and a phase of constant movement was reached, resistivity values started to increase again. The inversion results definitely suggest that the landslide was only triggered when the wetting front reached a certain depth (i.e. the second sandy layer, for reference see Figure 4).

Since no acceleration event was monitored in late spring and during summer, when even more intense rainfalls took place, causing a resistivity decrease of almost the same amount but of different shape, the results imply that pre-wetting of the subsurface by snow melt water is a premise for the triggering of this landslide. However we also cannot exclude that the landslide in general had stabilised during the summer period. Further facts to understand this landslide could only have been derived, if the monitoring was continued for another year. Unfortunately, this was not possible due to scheduled remediation measures.

The analysis of data proved that most recorded events at these landslides were triggered directly by rainfalls. Hence no long period precursors could be expected.

For some triggering events, the data suggested that the pre-wetting of the subsurface (indicated by a smooth resistivity decrease initiated 4 – 8 days in advance for the test site Ampflwang) also played an important role in triggering a landslide. The monitoring results showed that all events were accompanied by a significant decrease in resistivity. The resistivity decrease preceded the triggering of the landslide by 20 - 36 hours (Ampflwang). Consequently, a measuring interval of 6 hours seems to be too long to derive a well defined trend evaluation during 'on time' data analysis before a triggering event. Therefore, if apparent resistivity should be used as an additional early warning parameter, a much shorter measuring interval (0.5 – 1 hour) has to be applied to enhance the reliability of the trend prediction.

The study also showed that the geometrical analysis of the geoelectrical monitoring results, derived from an innovative 4D resistivity inversion approach, gave clear indications on possible processes, responsible for the final triggering of the slide (i.e. the penetration of the wetting front down to a certain depth in case of the Hausruck test site). On the basis of the experiences gained from the investigated test sites, it might be possible to evaluate future critical situations by means of apparent resistivity monitoring, but it is almost impossible to exactly predict a sliding event. However, for this purpose, the processing of geoelectric monitoring data with complex 4D algorithms is necessary. With current technical and financial means, this is difficult to be performed on a daily basis.

The results from both test sites demonstrated the usefulness of permanent automatic displacement monitoring for early warning purposes. However, they also highlight the necessity to accompany these displacement measurements (which provide only point information) by monitoring of other parameters (especially water level and geoelectrics), since especially geoelectrical monitoring, due to its pre-eminently high spatial resolution, can definitely help to extrapolate the results of local displacement monitoring to a cross section of the subsurface. Otherwise, a reliable interpretation of displacement results and an assessment of possible further impacts, especially for early warning purposes, are very difficult. On the other hand, this study also shows that the interpretation of resistivity (monitoring) data, if targeted on the detection of underlying triggering processes, is significantly more reliable if combined with additional monitoring data, like displacement, precipitation and water levels at a high temporal resolution (sampling rate at least every half hour).

Hence we conclude that resistivity monitoring very efficiently supplements automatic displacement measurements by providing wide-area knowledge with a high spatial resolution about ongoing subsurface processes, and therefore it could efficiently support decision-making in the case of emergencies.

Acknowledgements

The geoelectric monitoring is supported by the project "TEMPEL - **T**emporal changes of geoelectrical properties as possible indicator of future failure of high risk landslides", funded by the Federal Ministry for Transport, Innovation and Technology and the Austrian Science Fund (FWF): TRP 175-N21 in frame of the Translational Brainpower Program, the FP7 project "SafeLand – Living with the landslide risk in Europe" and by internal funds of the Geological Survey of Austria (ÜLG-35). The fourth author acknowledges the Basic Research Projects of the KIGAM that allowed him to conduct his researches. We further acknowledge the support of G. Moser for selection of the site of Ampflwang and geological counseling and R. Potzmann, Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG) for allocating the meteorological data from the station Wolfsegg i. Hausruck. We would also like to thank the family Gaisbauer, owner of the endangered house in Ampflwang, for their support at the test site Ampflwang.

10.2.12

References:

- Archie G.E. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Petroleum Transaction of AIME* **146**, 54–62.
- Atkins E.R., Smith G.H., 1961. The significance of particle shape in formation factor-porosity relationships. *Journal of Petroleum Technology* **13**(3), 285–291.
- Baron I., Supper R. 2010. A general assessment of landslide investigation and monitoring methods in Europe (preliminary results). – In: Supper R. and Baron I. (Eds.): Monitoring Technologies and Early Warning Systems – Current Research and Perspectives for the Future. Book of extended abstracts, Open Workshop in frame of the EU FP7 "SafeLand" Project, February 24th, Vienna. *Berichte der Geologischen Bundesanstalt* **82**, Vienna.
- Bell R., Thiebes B., Glade T., Becker R., Kuhlmann H., Schauerte W., Burghaus S., Krummel H., Janik M., Paulsen H. 2008. The technical concept within the Integrative Landslide Early Warning System (ILEWS). In: *Geotechnologien – Science Report* **14**.
- Chacón J., Irigaray C., Fernández T., El Hamdouni R. 2006. Engineering geology maps: Landslides and geographical information systems. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **65** (4), 341–411.
- Chambers J.E., Meldrum P.I., Gunn D.A., Wilkinson P.B., Kuras O., Weller A.L., Ogilvy R.D. 2009. Hydrogeophysical monitoring of landslide processes using automated time-lapse electrical resistivity tomography (ALERT) [extended abstract]. In: *Near Surface 2009, Dublin, Ireland, 7.-9. September*.
- Chambers J. E., Hobbs P., Pennington C., Jones L., Dixon N., Spriggs M., Haslam E., Meldrum P.I., Foster C., Jenkins G., and the Geophysical Tomography and Slope Dynamics Teams, BGS Team, 2010. Integrated LiDAR, geophysical and geotechnical monitoring of an active inland landslide, UK. *Geophysical Research Abstracts* **12**, EGU2010-5244

- Chambers J. E., Meldrum P. I., Gunn D. A., Wilkinson P. B., Merritt A., Murphy W., West J., Kuras O., Haslam E., Hobbs P., Pennington C., Munro C. 2011. Geophysical-geotechnical sensor networks for landslide monitoring. *Proceedings of the Second World Landslide Forum, Rome, 3-7 October 2011*
- Daily, W., Ramirez, A., Labrecque, D., Nitao, J., 1992. Electrical-resistivity tomography of vadose water-movement. *Water Resources Research* 28, 1429–1442.
- Fogolino L., Lovisolo M., Della Giusta A. 2006. Contribution of DMS monitoring systems in the analysis of slide micro-movements for early warning management, risk assessment and evaluation of mitigating actions. *Geophysical Research Abstracts* 8, 06122.
- Giuliani A., Bonetto S., Castagna S., Comina C. and Mandrone G. 2010: A Monitoring System for Mitigation Planning: The Case of "Bagnaschino" Landslide in Northern Italy. – *American Journal of Environmental Sciences* 6 (6), 516-522.
- Hayley, K., Pidlisecky, A., Bentley, L.R., 2011. Simultaneous time-lapse electrical resistivity inversion. *Journal of Applied Geophysics* 75, 401-411.
- Jackson P., Taylor-Smith D., Stanford P.N. 1978. Resistivity-porosity-particle shape relationships for marine sands. *Geophysics* 43(6), 1250-1268.
- Jongmans D., Garambois S. 2007. **Geophysical investigation of landslides: a review.** *Bulletin de la Societe Geologique de France* 178(2), 101-112.
- Karaoulis, M.C., Kim, J.-H., and Tsourlos, P.I., 2011a. 4D active time constrained resistivity inversion. *Journal of Applied Geophysics* 73, 25-34.
- Karaoulis, M., Revil, A., Werkema, D.D., Minsley, B.J., Woodruff, W.F., Kemna, A., 2011b. Time-lapse three-dimensional inversion of complex conductivity data using an active time constrained (ATC) approach. *Geophysical Journal International*, 187, 2237-251.
- Karaoulis, M., Revil, A., Zhang, J., Werkema, D.D., 2012. Time-lapse joint inversion of crosswell DC resistivity and seismic data: A numerical investigation. *Geophysics* 77, D141-D157.
- Kim J.-H., Yi M.-J., Park S.-G., Kim J.G. 2009. 4-D inversion of DC resistivity monitoring data acquired over a dynamically changing earth model. *Journal of Applied Geophysics* 68, 522-532.
- Kim J.-H., Yi M.-J., Ahn H.-Y. and Kim K.-S. 2010. 4-D Inversion of Resistivity Monitoring Data Using L1 Norm Minimization. *Proceedings of Near Surface 2010, A15, Zurich, Swiss, 6-8 September*.
- Kim J.-H., Supper R., Tsourlos P., Yi M.-J. 2012. 4D inversion of resistivity monitoring data through Lp norm minimizations. *Proceedings of Near Surface Geoscience 2012, A24, Paris, France, 3-5 September*.
- Kim, J.-H., Supper, R., Tsourlos, P., Yi M.-J. 2013. Four-dimensional inversion of resistivity monitoring data through Lp norm minimizations. *Geophysical Journal International* (in review).

- LaBrecque D.J. and Yang X. 2001. Difference inversion of ERT data: a fast inversion method for 3-D in situ monitoring. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* **6**, 83-89.
- Lebourg T., Hernandez M., Zerathe S., El Bedoui S., Jomard H., Fresia B. 2010. Landslides triggered factors analysed by time lapse electrical survey and multidimensional statistical approach. *Engineering Geology* **114**(3-4), 238-250
- Loke M.H. 1999. Time lapse resistivity imaging inversion. Proceedings of the 5th Meeting of the EEGS European Section, Em1.
- Loke M. H., Dahlin T., and Rucker D.F., 2013. Smoothness-constrained time-lapse inversion of data from 3-D resistivity surveys. *Near Surface Geophysics* (in press).
- Lovisolo M. 2011. Bagnaschino Landslide: From early warning to site-specific kinematic analysis. *Berichte der Geologischen Bundesanstalt* **82**, ISSN 1017-8880 – Landslide Monitoring Technologies & Early Warning Systems, Vienna.
- Luongo R., Perrone A., Piscitelli S., and Lapenna V. 2012. A Prototype System for Time-Lapse Electrical Resistivity Tomographies. In: *Electrical Imaging for Geohazard and Environmental Monitoring*. Lapenna V., Piscitelli S., and Soupios P. 2012. *International Journal of Geophysics*, Article ID 176895, 12 pages, doi:10.1155/2012/176895
- Mauritsch H.J., Seiberl W., Arndt R., Römer A., Schneiderbauer K., Sendlhofer G.P. 2000. Geophysical investigations of a large landslide in the Carnic Region (case study). *Engineering Geology* **56**, 373-388.
- Meric O., Garambois S., Jongmans D., Wathelet M., Chatelain J.-L., Vengeon J.-M. 2005. Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne, France. *Canadian Geotechnical Journal* **42**, 1105-1115.
- Miller, C.R., Routh, P., Brosten, T., McNamara, J., 2008. Application of time-lapse ERT imaging to watershed characterization. *Geophysics* **73**, 7-17.
- Oldenborger, G.A., Knoll, M.D., Routh, P.S., LaBrecque, D.J., 2007. Time-lapse ERT monitoring of an injection/withdrawal experiment in a shallow unconfined aquifer. *Geophysics* **72**, 177-187.
- Peisino V., Pepe M., Brunamonte F., Belloma A. 2009a. Movimento Franosa in Localita Bagnaschino, Valutazione geologica e geotecnica del movimento franoso sulla SP. 164 e definizione a livello di studio di fattibilità degli interventi tecnici da adottare, Fase 1 Step conoscitivo generale, Ingegneria Geotecnica, Torino, Italy.
- Peisino V., Brunamonte F., Lampone G. F., Belloma A. 2009b. Movimento Franosa in Localita Bagnaschino, Valutazione geologica e geotecnica del movimento franoso sulla SP. 164 e definizione a livello di studio di fattibilità degli interventi tecnici da adottare, Fase 2 - Campagna geognostica integrativa R 2.1 - Relazione sulle indagini geognostiche e geofisiche, Ingegneria Geotecnica, Torino, Italy.
- Peisino V., Brunamonte F., Lampone G. F., Belloma A. 2009c. Movimento Franosa in Localita Bagnaschino, Valutazione geologica e geotecnica del movimento franoso sulla SP. 164 e

definizione a livello di studio di fattibilità degli interventi tecnici da adottare, Fase 3 Monitoraggio di superficie e di sottosuolo, R 3.1 – Risultati acquisiti con le attività di monitoraggio del versante, Ingegneria Geotecnica, Torino, Italy.

Perrone A. 2001. Electrical and Self-Potential tomographic techniques for landslide monitoring: first results on Southern Apennine Chain (Italy). II international Workshop on Geo-Electro-Magnetism / Abstract, Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini" Vol. LXXI (2001), Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali, La Spezia.

Perrone A., Iannuzzi A., Lapenna V., Lorenzo P., Piscitelli S., Rizzo E., Sdao F. 2004. High-resolution electrical imaging of the Varco d'Izzo earthflow (southern Italy). *Journal of Applied Geophysics* **56**, 17-29.

Perrone A., Zeni G., Piscitelli S., Pepe A., Loperte A., Lapenna V., Lanari R. 2006. Joint analysis of SAR interferometry and electrical resistivity tomography surveys for investigation ground deformation: the case-study of Satriano di Lucania (Potenza, Italy). *Engineering Geology* **88**, 260-273.

Ruckera, D.F., Finka, J.B., and Loke, M.H., 2011. Environmental monitoring of leaks using time-lapsed long electrode electrical resistivity. *Journal of Applied Geophysics* 74, 242-254.

Schlumberger 1987. Log Interpretation Charts, Houston, Schlumberger Educational Services.

Supper, R., Hübl, G., Jaritz, W., 2002. Geophysical Surveys for the investigation and monitoring of landslide areas. *Proceedings of the Environmental and Engineering Geophysical Society, 8th Meeting Aveiro, Portugal*.

Supper, R., Ahl, A., Römer, A., Jochum, B., Bieber, G., 2008. A complex geo-scientific strategy for landslide hazard mitigation – from airborne mapping to ground monitoring. *Advances in Geosciences* **14**, 1-6.

Supper, R., Römer, A., Jochum, B., 2009. Geoelectrical measurements for natural hazard monitoring. *SEGI 9th International Symposium, Extended Abstracts, Sapporo*.

Supper, R., Baron, I., Jochum, B., Ita, A., Winkler, E., Motschka, K., Moser, G., 2010. From structural investigation towards multi-parameter early warning systems: geophysical contributions to hazard mitigation at the landslide of Gschliefgraben (Gmunden, Upper Austria), *Geophysical Research Abstracts* **12**, EGU2010-4649-1.

Supper R., Jochum B., Ottowitz D., Baroň I, Vecchiotti V., Pfeiler S., Römer A. , Lovisololo M. , Kim J-H., Case histories – Analysis of real monitoring data: Bagnaschino, in: Baron & Supper (Eds.): The Safeland Project, Deliverable 4.6, Report on evaluation of mass movement indicators, p.191-220, Vienna, 2012a.

Supper R., Jochum B., Baroň I, Ottowitz D., Pfeiler S., Römer A. , Lovisololo M. , Moser G., Case histories – Analysis of real monitoring data: Ampflwang-Hausruck, in: Baron & Supper (Eds.): The Safeland Project, Deliverable 4.6, Report on evaluation of mass movement indicators, p.150-173, Vienna, 2012b.

Winsauer, W.O., Shearin, H.M., Jr., Masson, P.H., Williams, M., 1952. Resistivity of brine saturated sands in relation to pore geometry. *AAPG Bulletin* **36**, 253-277.

Figure Captions

Figure 1. Location of the TEMPEL/SafeLand monitoring network (red: sites, which are discussed in the present study)

Figure 2. Geological map based on the geological map ÖK47 (Ried im Innkreis, 1:50,000; GBA Wien 2008) showing the Ampflwang monitoring site. The red line delimits the area of the old deep-seated landslide; the black rectangle marks the monitoring site at the reactivated part of the landslide

Figure 3. Location map (left) and documentation of damages (right up and down) at the newly constructed house at the Ampflwang/Hausruck test site caused by the shallow landslide in March 2010. (Photo: J. Gaisbauer)

Figure 4. Results of borehole logging data: Gamma log (left), inductivity log (middle) and total displacement (right);

Figure 5. Geoelectric inversion results of measurements from the monitoring profile

Figure 6. Results of geoelectric inversion along profile 1

Figure 7. Graph of cumulative displacement (dark red), compared to total daily precipitation (light blue, courtesy of the Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG)) and apparent resistivity at different relative apparent depths (green: 3.5 m; purple: 1.5 m) for the whole survey period; areas with ice blue shading: times with air temperatures below 0°C, profile location 30–32m. The three red arrows mark the sections, which are zoomed in Figures 10 – 12.

Figure 8. Normalized values reflecting resistivity changes from all performed measurements for the whole survey period.

Figure 9. 4D inversion result of resistivity measurements for the whole survey period: Resistivity changes are calculated to a reference measurement on February 27th. The temperature dependence of resistivity is calculated by $\rho(T_2) = \rho(T_1) * ((T_1 + 21.5) / (T_2 + 21.5))$ and then subtracted from the measured resistivity (green line).

Figure 10. Display of displacement (red), precipitation (blue; courtesy of the Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG)) and apparent resistivity at different relative apparent depths (green: 3.5 m; purple: 1.5 m) for the time around the major displacement event (event 1) in January 2011.

Figure 11. Display of displacement (red), precipitation (blue; courtesy of the Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG)) and apparent resistivity at different relative apparent depths (green: 3.5 m; purple: 1.5 m) for the time around event 2 and 3 in February 2011.

Figure 12. Display of displacement (red), precipitation (blue; courtesy of the Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG)) and apparent resistivity at different relative apparent depths (green: 3.5 m; purple: 1.5 m) for the time around event 4 in March 2011. The red arrow marks the period related to the 4 D inversion in Figure 14, whereas the green arrow marks time-step 6.

Figure 13. 4D inversion result of resistivity measurements for the period between January 12th and 17th (event1): Resistivity changes are calculated to a reference measurement on January 12th at 20 o'clock (left column) and to a reference measurement on January 13th at 16 o'clock (right column).
Figure 14. 4D inversion result of resistivity measurements for event 4: Resistivity changes are calculated to a reference measurement on March 18th at 0 o'clock.

Figure 15. Location of the Bagnaschino monitoring site (Photo by R. Supper). The area of the landslide is indicated by the yellow line, the red line marks the location of the monitoring profile

Figure 16. Correlation of resistivity layers with a sketch of a geological cross-section and results of inclinometric monitoring.

Figure 17. Graph of displacement (dark red), compared to total daily precipitation (dark blue), to groundwater level in DMS column (glaucous), and to water level at S4 (green).

Figure 18. The "March 2011 event": Graph of cumulative displacement (red), compared to total 10 minutes precipitation (light blue), cumulative precipitation (blue), and to water level registered at piezometer S4 (green) from March 13th-20th 2011.

Figure 19. Illustration of the interpretation of the geoelectric subsurface model (bottom, hatched white line indicates area of maximum resistivity decrease during the March 2011 event) and 4D inversion (top right) results of the March 2011 event. Purple lines indicate possible sliding plains derived from the geoelectrical results.

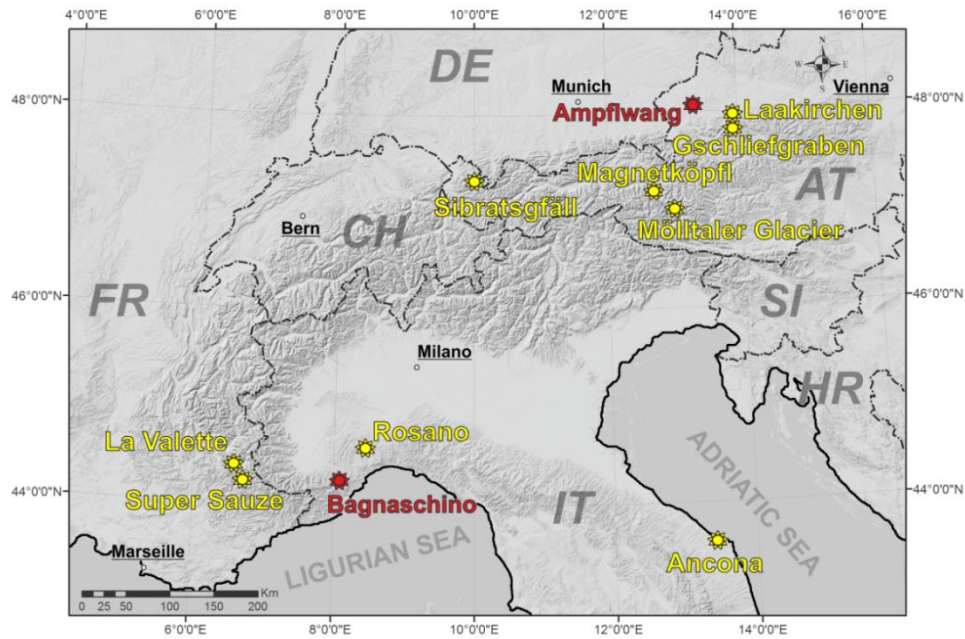


Figure 1. Location of the TEMPEL/Safeland monitoring network (red: sites, which are discussed in the present study)

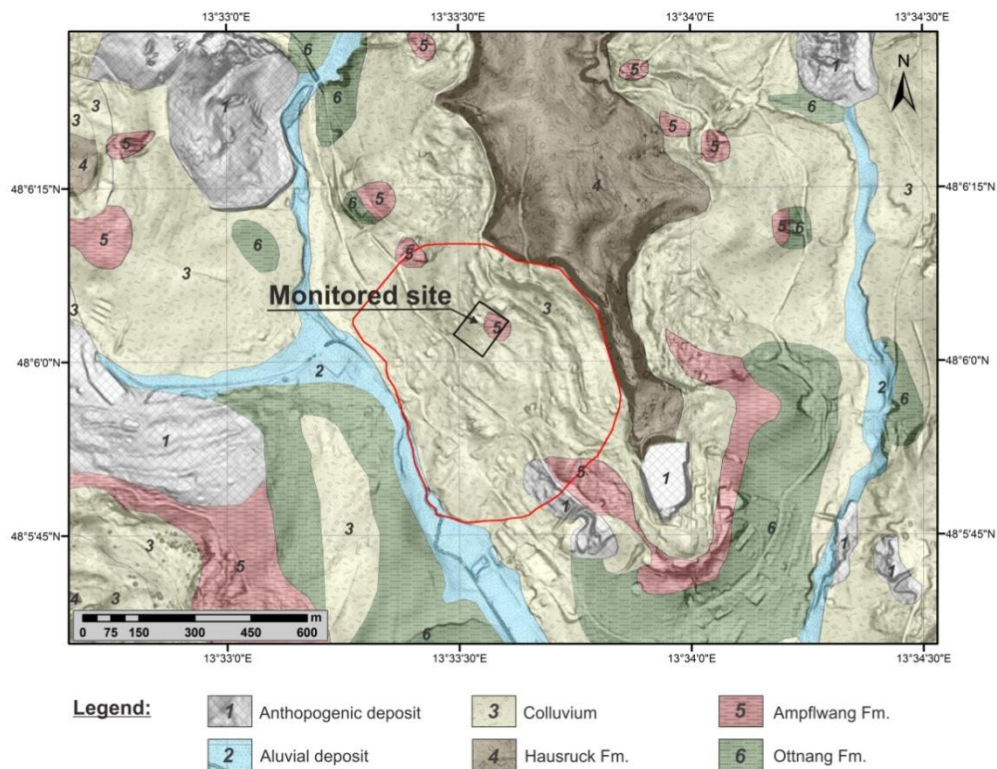


Figure 2. Geological map based on the geological map ÖK47 (Ried im Innkreis, 1:50,000; GBA Wien 2008) showing the Ampfwang monitoring site. The red line delimits the area of the old deep-seated landslide; the black rectangle marks the monitoring site at the reactivated part of the landslide

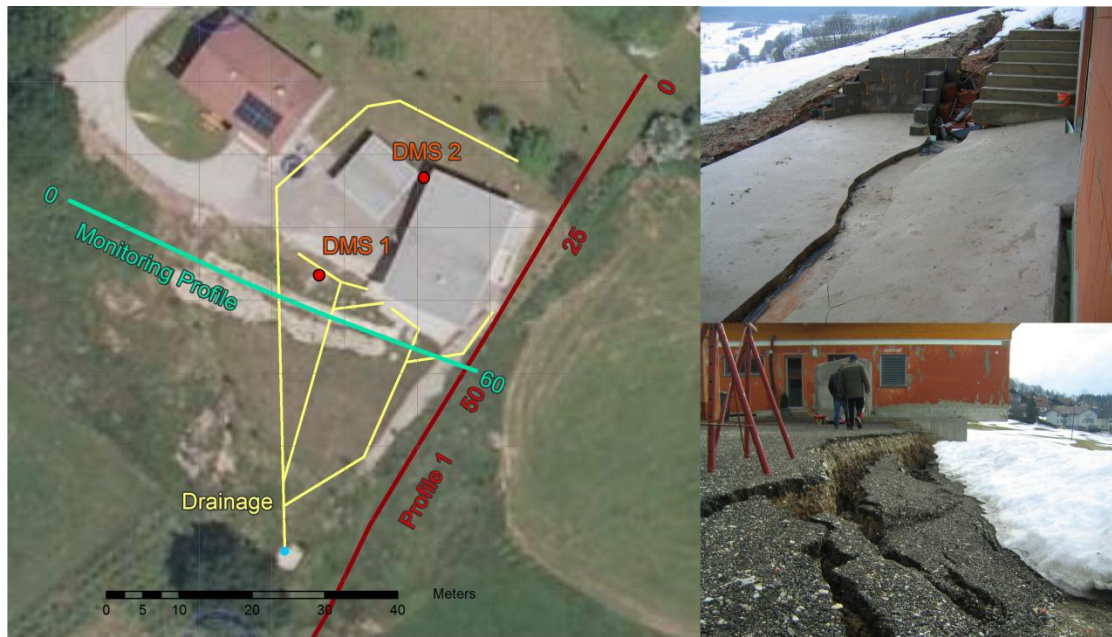


Figure 3. Location map (left) and documentation of damages (right up and down) at the newly constructed house at the Ampflwang/Hausruck test site caused by the shallow landslide in March 2010. (Photo: J. Gaisbauer)

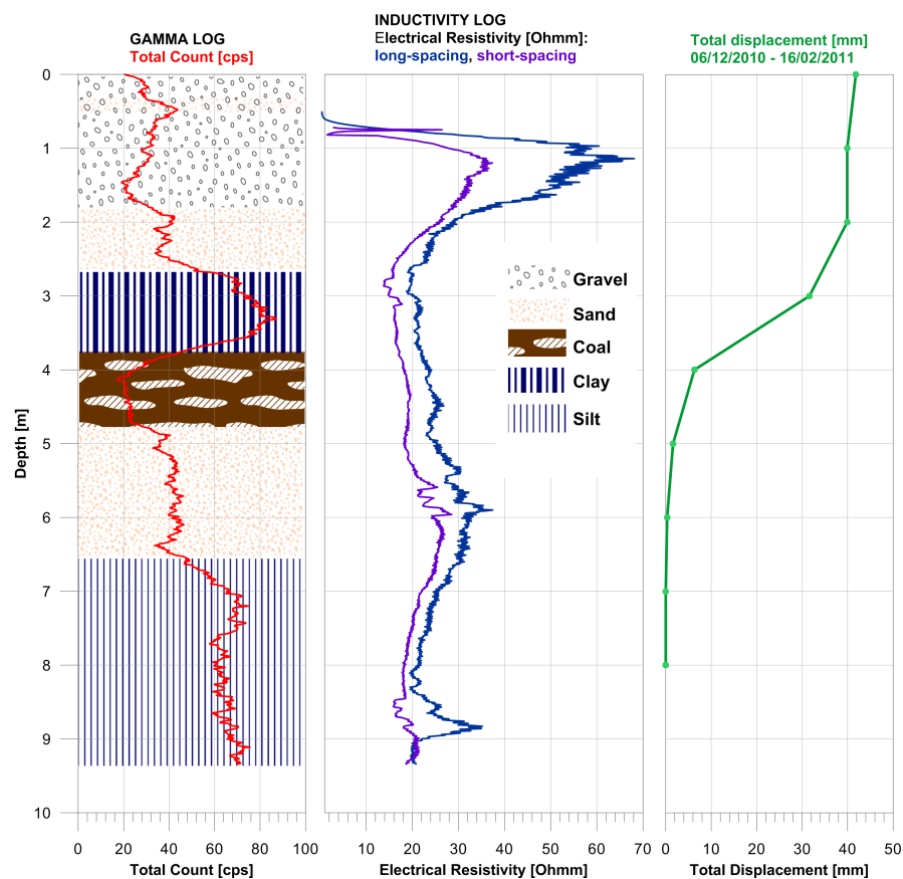


Figure 4. Results of borehole logging data: Gamma log (left), inductivity log (middle) and total displacement (right);

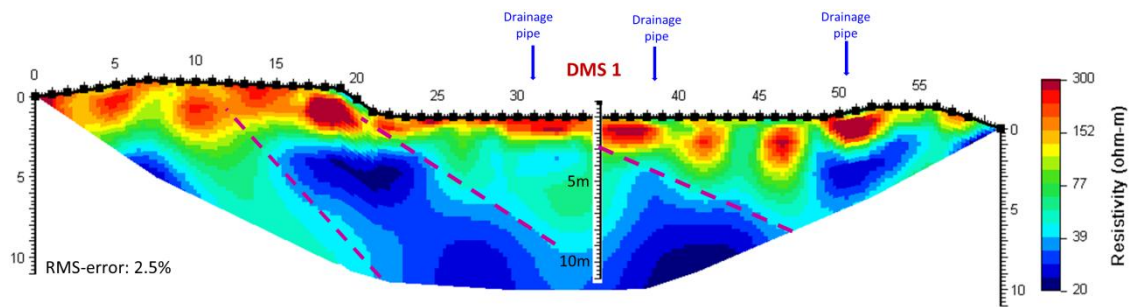


Figure 5. Goelectric inversion results of measurements from the monitoring profile

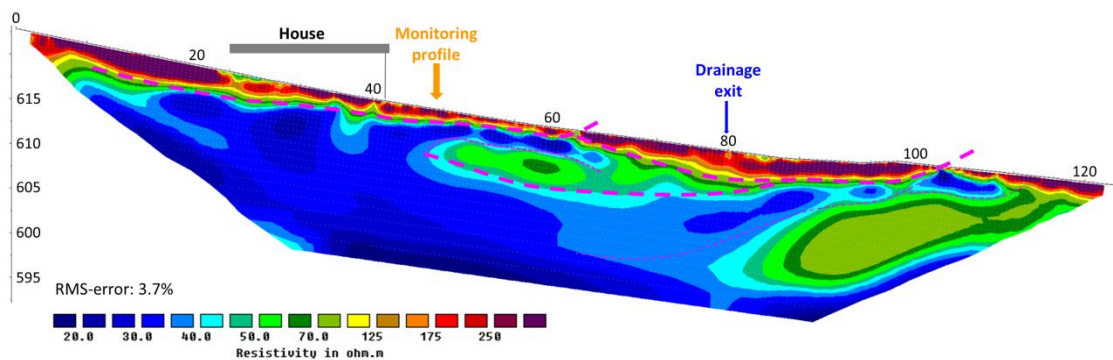


Figure 6. Results of goelectric inversion along profile 1

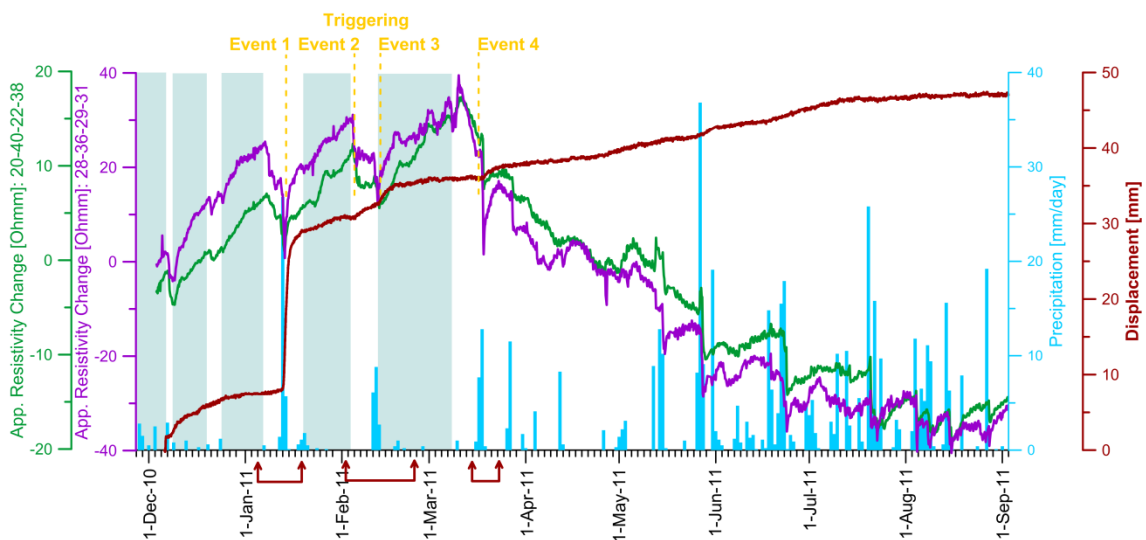


Figure 7. Graph of cumulative displacement (dark red), compared to total daily precipitation (light blue, courtesy of the Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG)) and apparent resistivity at different relative apparent depths (green: 3.5 m; purple: 1.5 m) for the whole survey period; areas with ice blue shading: times with air temperatures below 0°C, profile location 30-32m. The three red arrows mark the sections, which are zoomed in Figures 10 – 12.

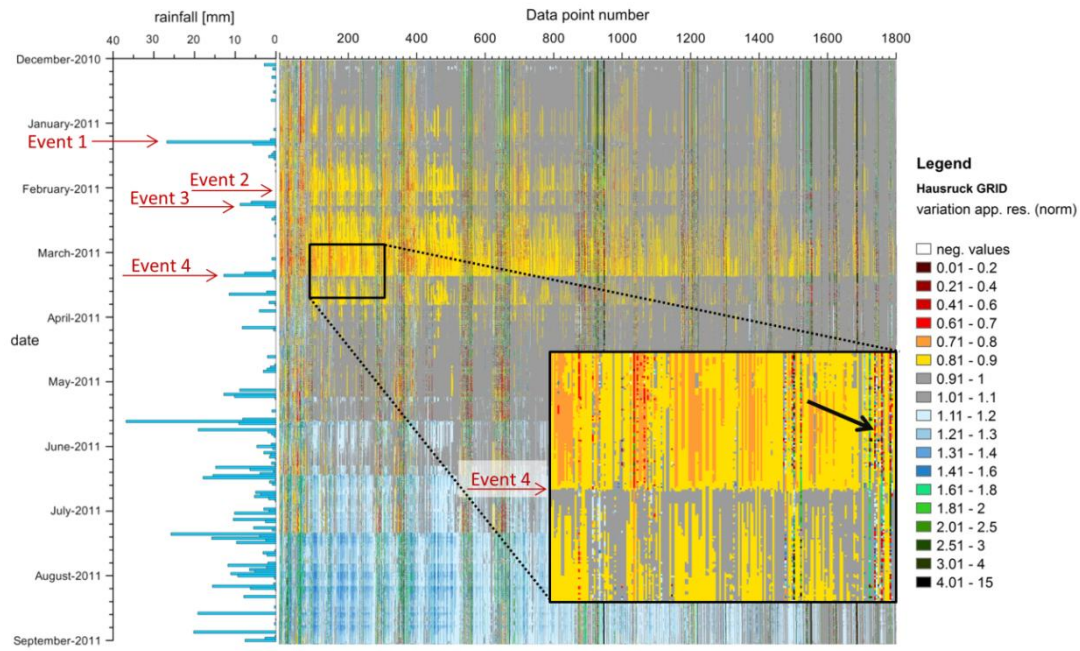


Figure 8. Normalized values reflecting resistivity changes from all performed measurements for the whole survey period.

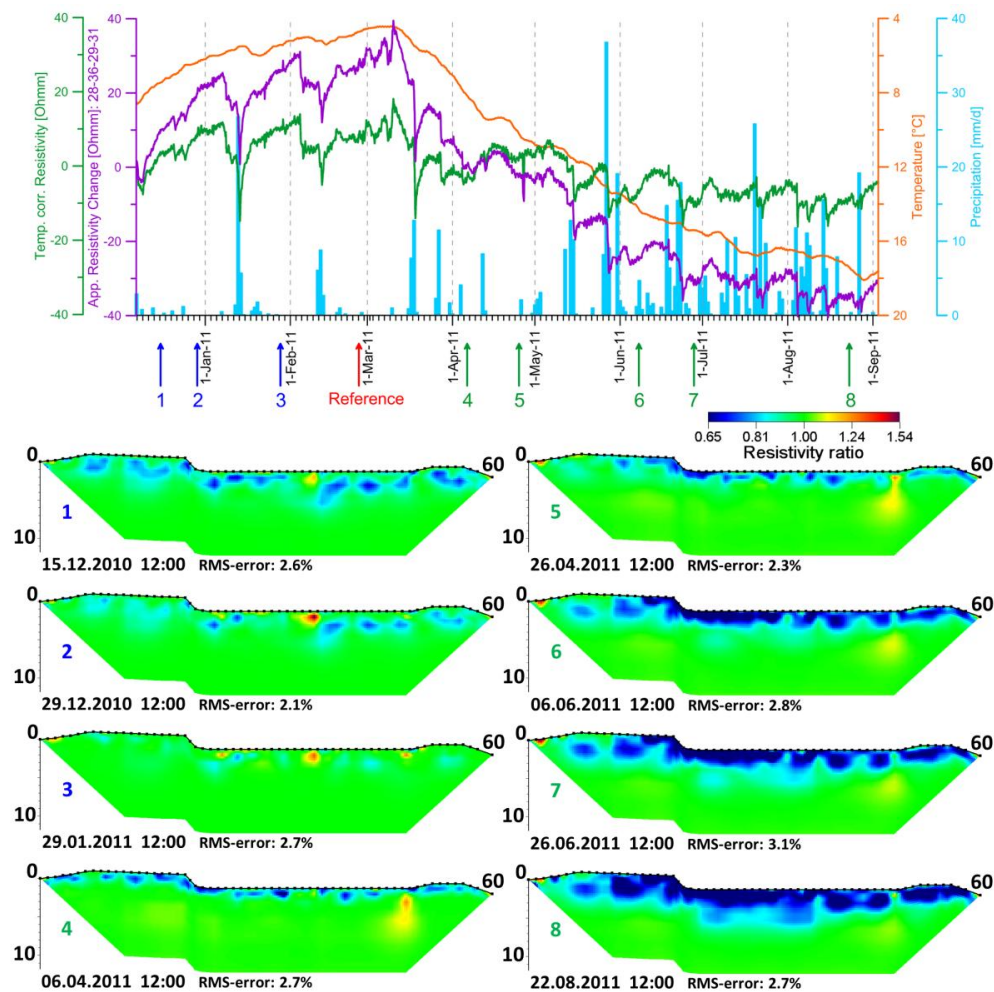


Figure 9. 4D inversion result of resistivity measurements for the whole survey period: Resistivity changes are calculated to a reference measurement on February 27th. The temperature dependence of resistivity is calculated by $\rho(T) = \rho(T_1) \cdot ((T_1 + 21.5) / (T + 21.5))$ and then subtracted from the measured resistivity (green line).

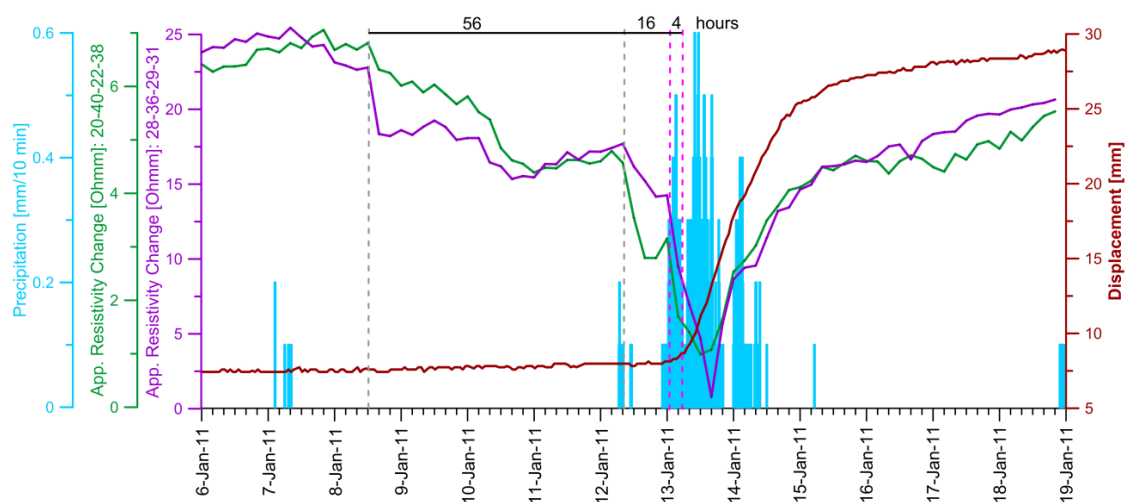


Figure 10. Display of displacement (red), precipitation (blue; courtesy of the Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG)) and apparent resistivity at different relative apparent depths (green: 3.5 m; purple: 1.5 m) for the time around the major displacement event (event 1) in January 2011.

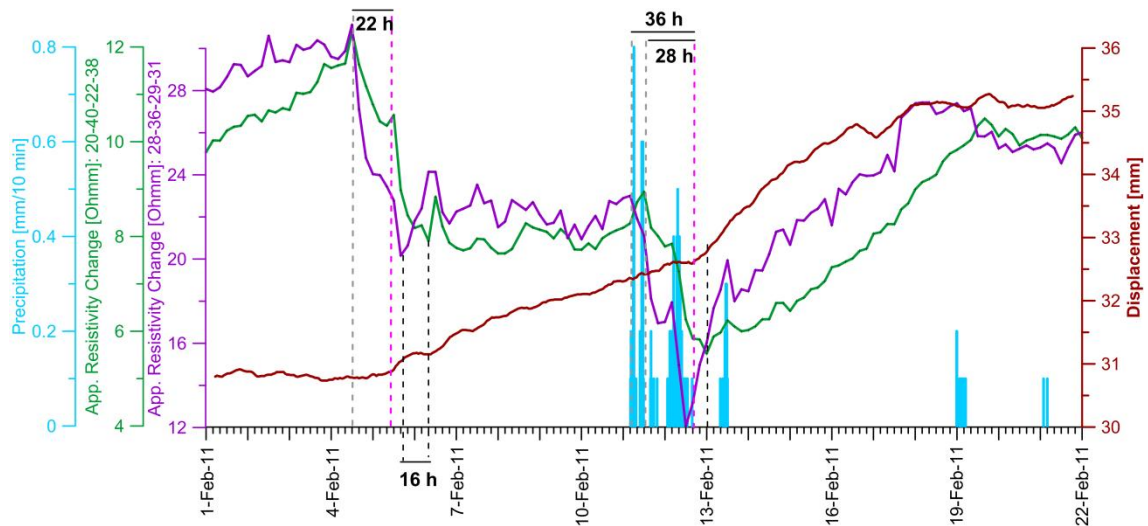


Figure 11. Display of displacement (red), precipitation (blue; courtesy of the Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG)) and apparent resistivity at different relative apparent depths (green: 3.5 m; purple: 1.5 m) for the time around event 2 and 3 in February 2011.

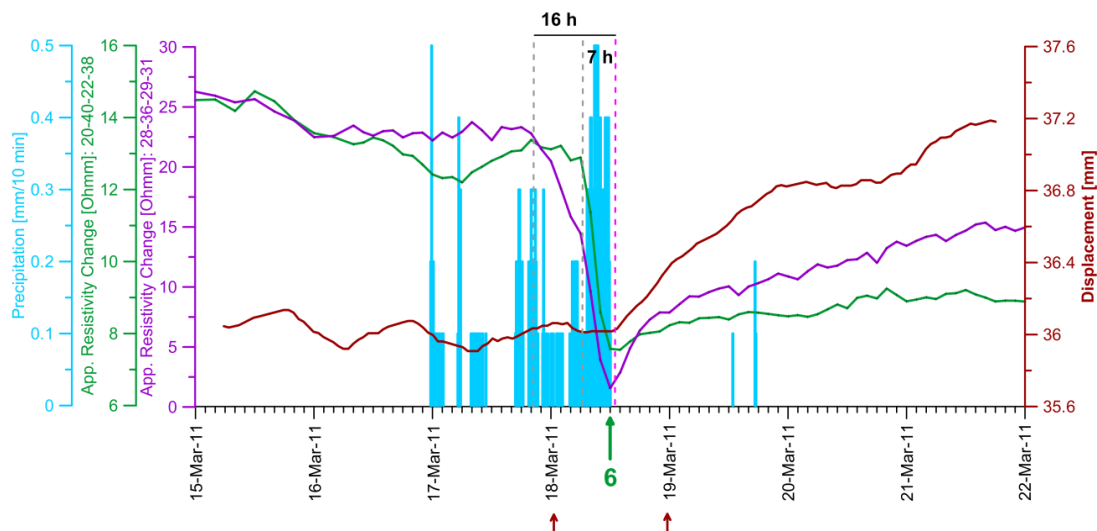


Figure 12. Display of displacement (red), precipitation (blue; courtesy of the Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG)) and apparent resistivity at different relative apparent depths (green: 3.5 m; purple: 1.5 m) for the time around event 4 in March 2011. The red arrow marks the period related to the 4 D inversion in Figure 14, whereas the green arrow marks time-step 6.

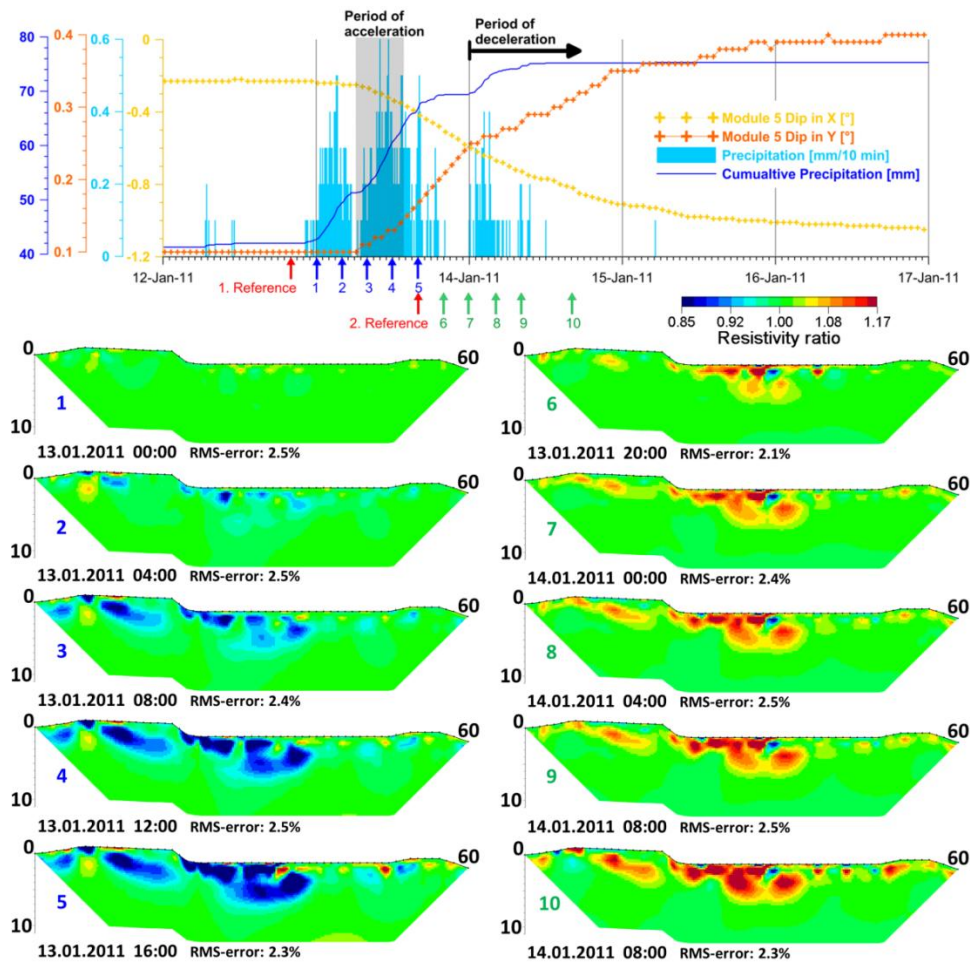


Figure 13. 4D inversion result of resistivity measurements for the period between January 12th and 17th (event1): Resistivity changes are calculated to a reference measurement on January 12th at 20 o'clock (left column) and to a reference measurement on January 13th at 16 o'clock (right column).

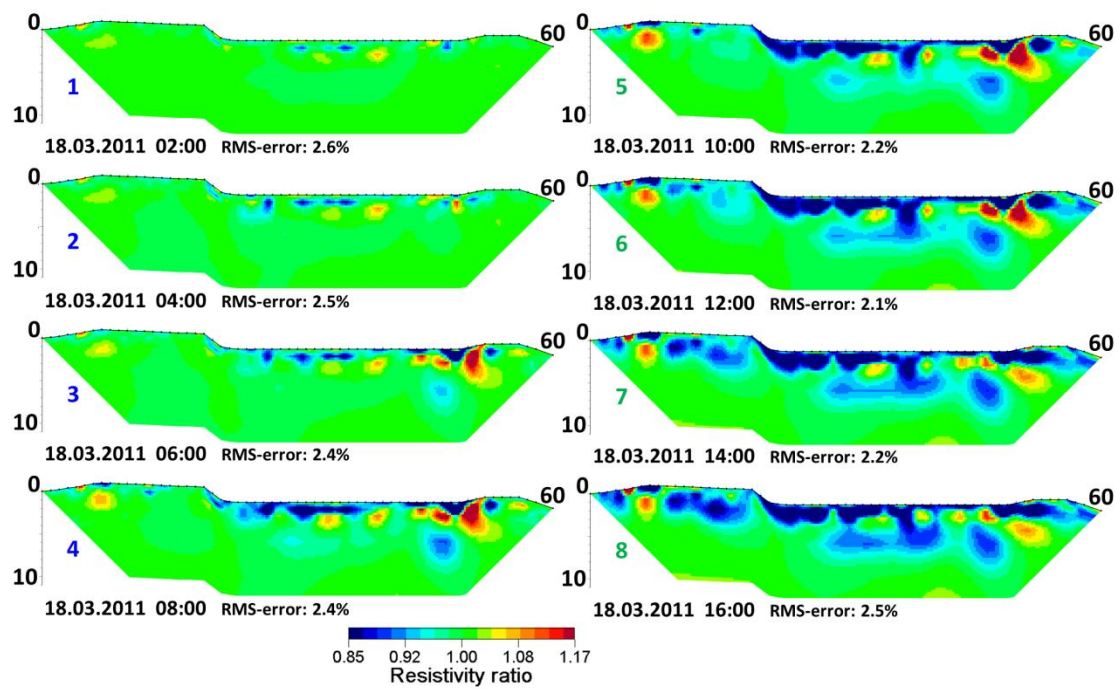


Figure 14. 4D inversion result of resistivity measurements for event 4: Resistivity changes are calculated to a reference measurement on March 18th at 0 o'clock.

11 Mallnitz (Ktn.)

11.1 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.).

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

Geoelektrikprofil	Elektrodenabstand [m]	Profillänge [m]	Messrichtung
Profil1	7,5	450	N-S
Profil2	5	380	WNW-ESE
Profil3	6	456	S-N
Profil4	7,5	570	NNW-SSE
Profil5	6	360	O-W
Profil6	5	460	NN-SSW
Profil7	1,5	138	NW-SE

Tab. 11.1 Spezifikation der Geoelektrikprofile

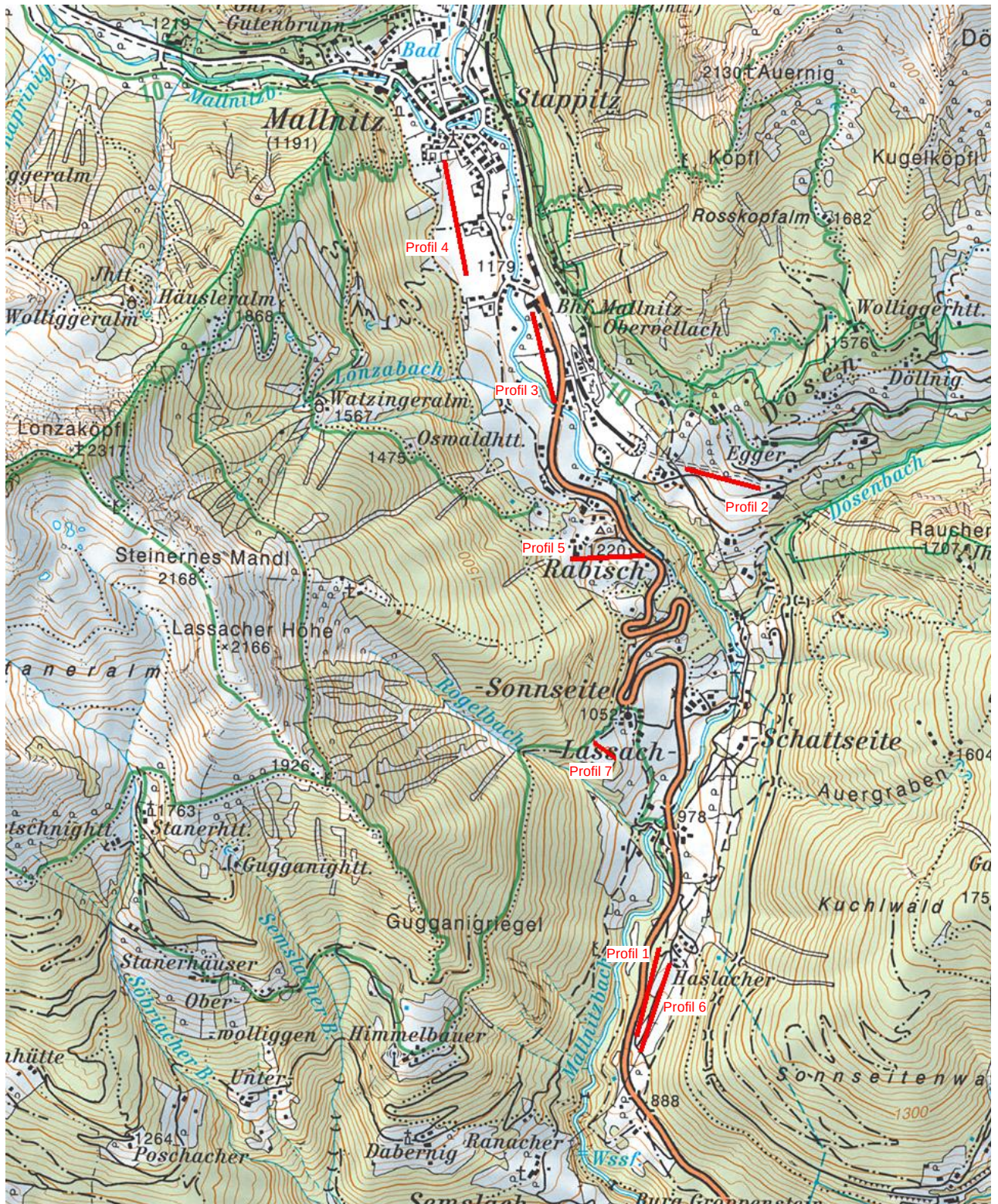


Abb. 11.1: Lage der geoelektrischen Profile P1, P2, P3, P4, P5, P6, P7 (AMap).

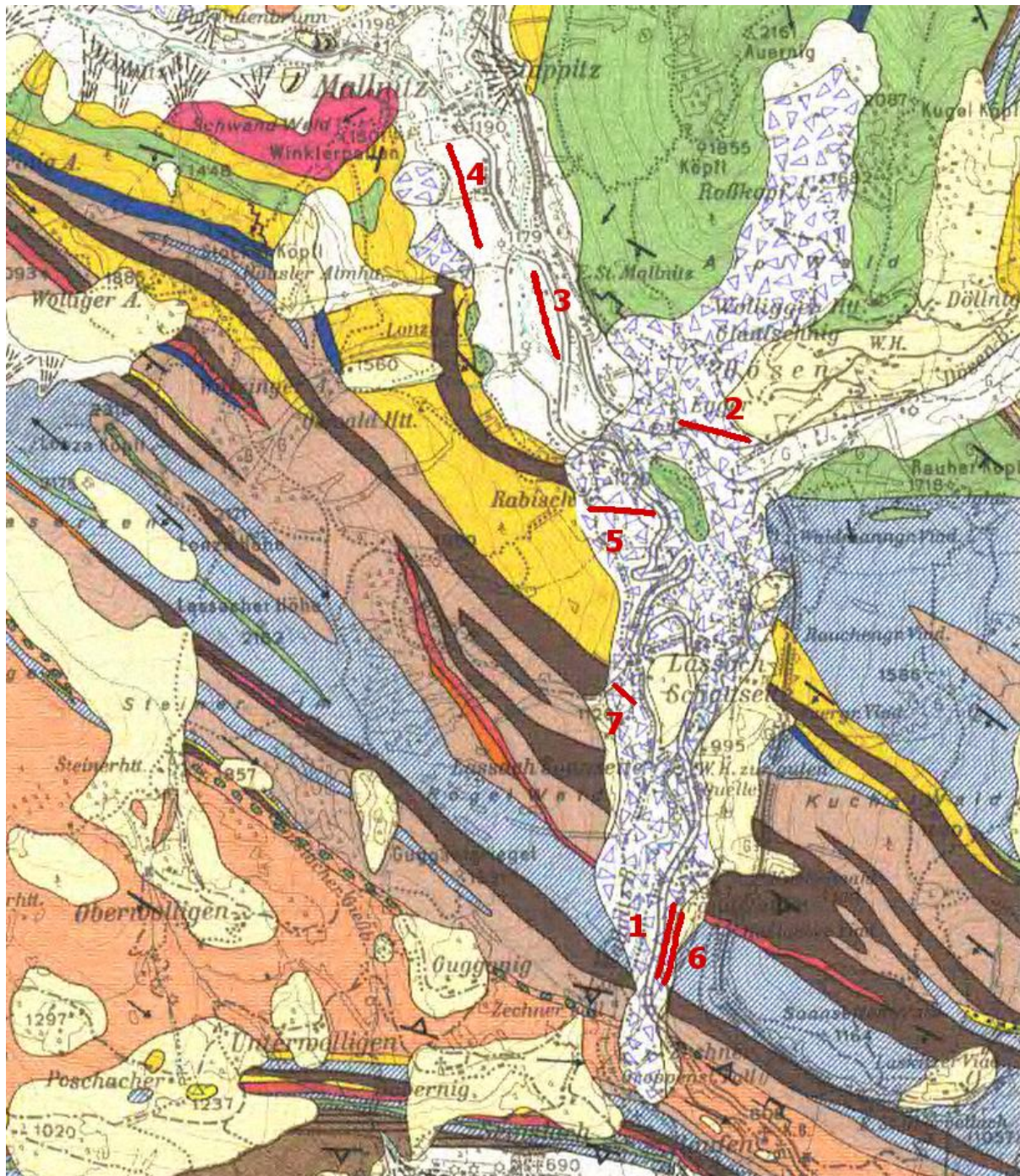


Abb. 11.2: Ungefähre Lage der geoelektrischen Profile P1, P2, P3, P4, P5, P6, P7 auf der geologischen Karte, Maßstab 1:50000; Ausschnitt aus der Geologischen Gebietskarte der Sonnblickgruppe.

Einheiten:

	Talfüllung		Bergsturzmassen		Moräne		Kalkglimmerschiefer
	Quarzit		Grünschiefer		Dunkler Glimmerschiefer		Heller Glimmerschiefer

11.2 Ergebnisse Geoelektrische Messkampagne

In den Abb. 11.3 bis 11.9 sind die Inversionsergebnisse der Geoelektrikprofile Mallnitz dargestellt. Die Abb. 11.10 bis 11.15 zeigen die Resultate lagegenau auf dem Orthofoto für die jeweiligen Untersuchungsgebiete. Situationsfotos an den Profilen zeigen die Abb. 11.16 bis 11.21.

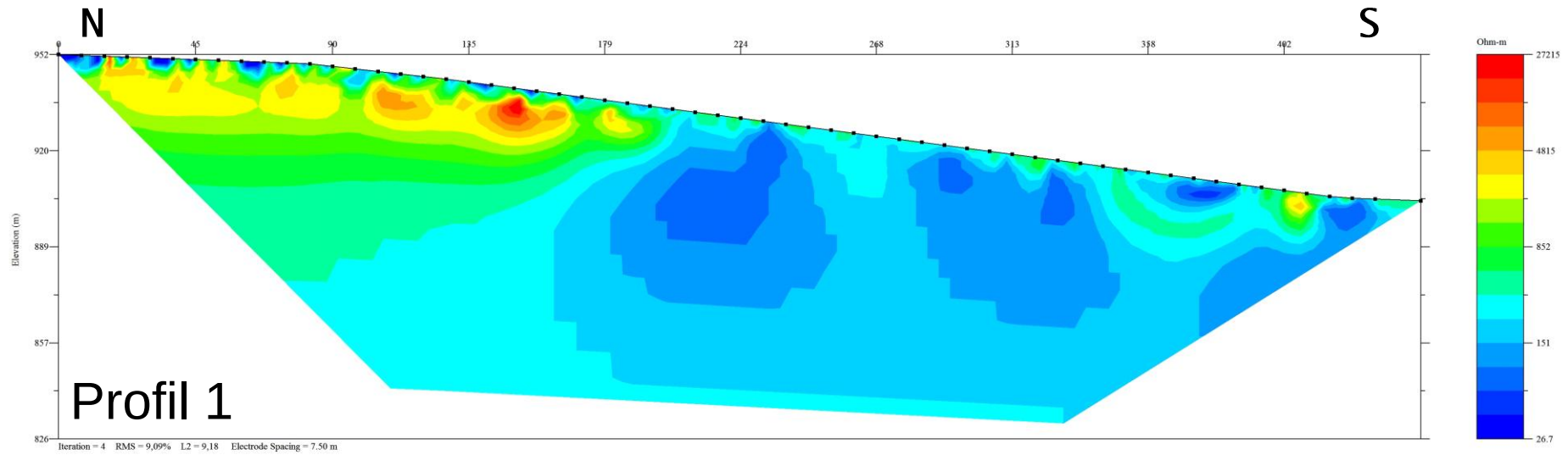


Abb. 11.3: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 1

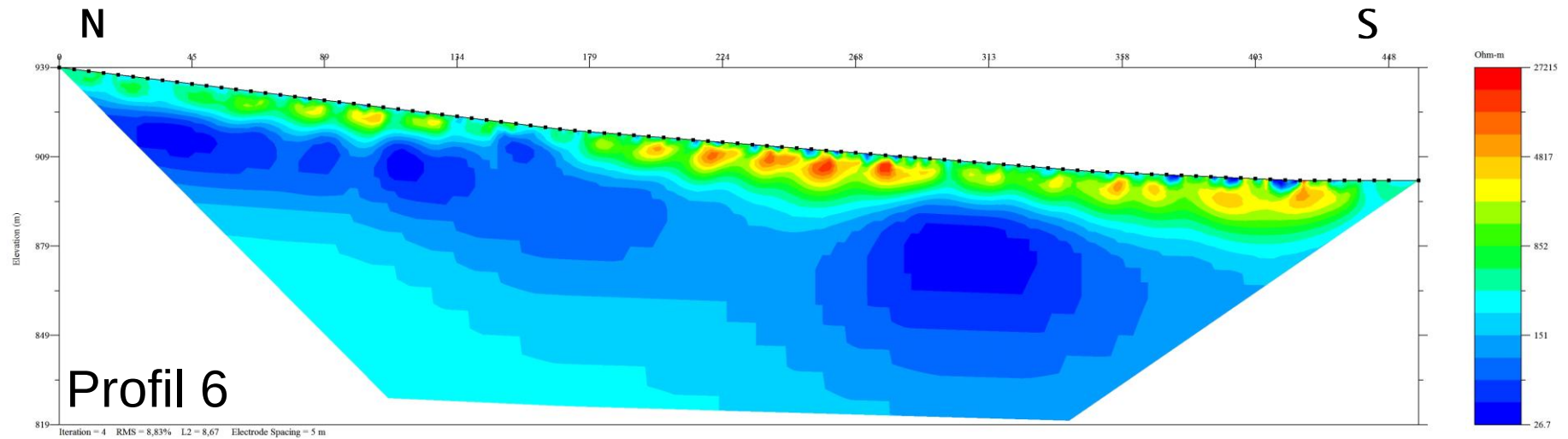


Abb. 11.4: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 6

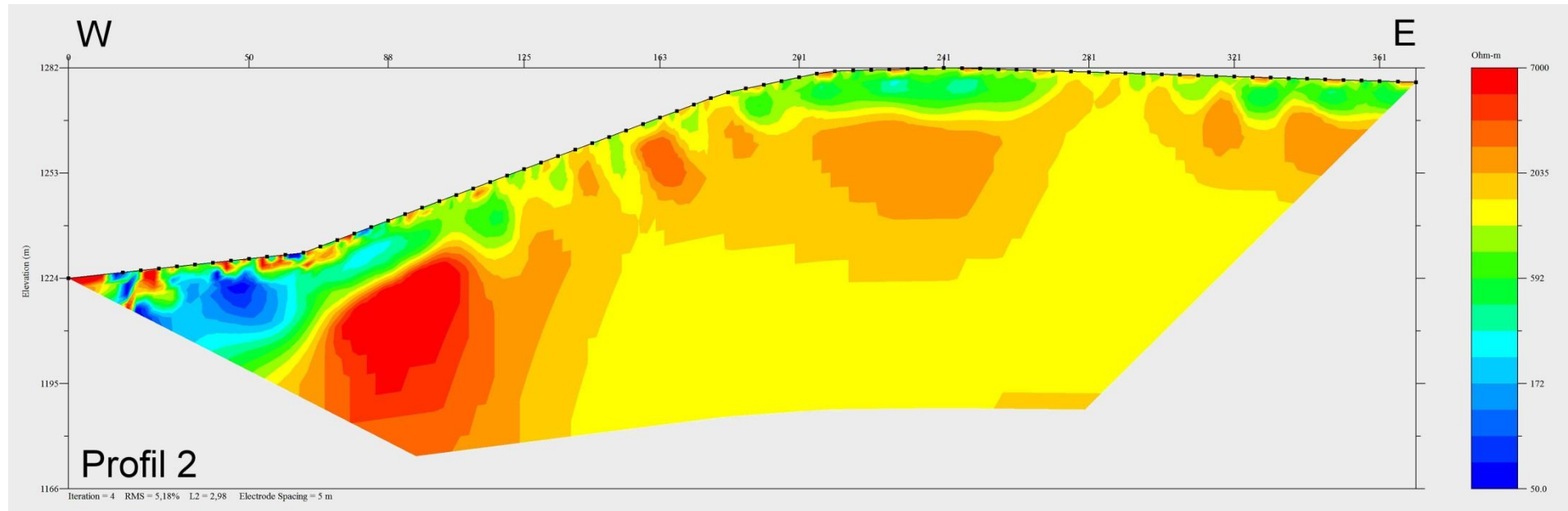


Abb. 11.5: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 2

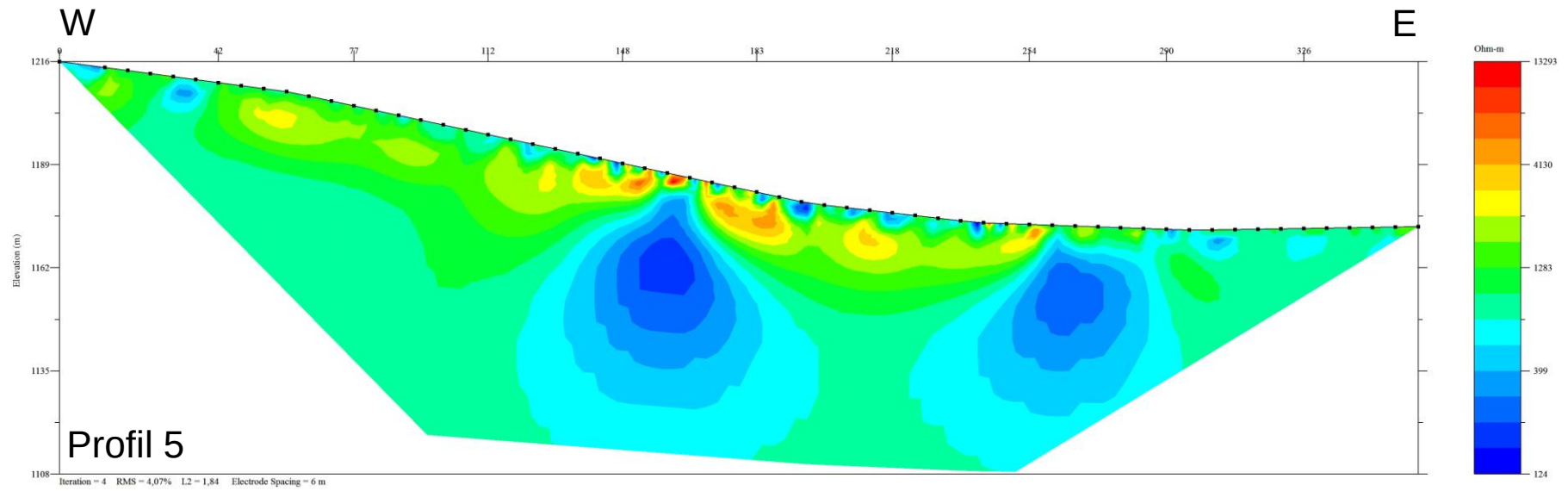


Abb. 11.6: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 5

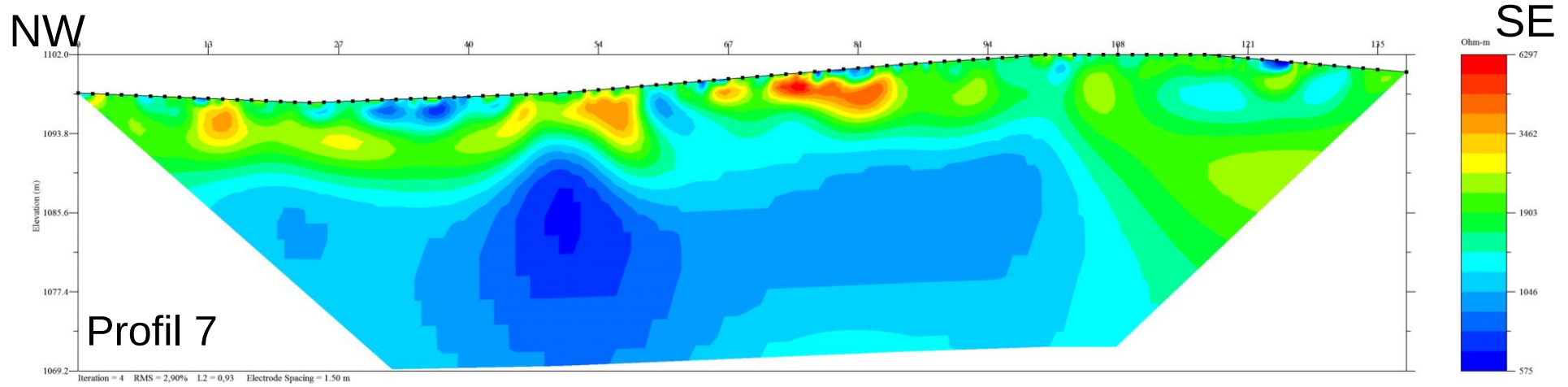


Abb. 11.7: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 7

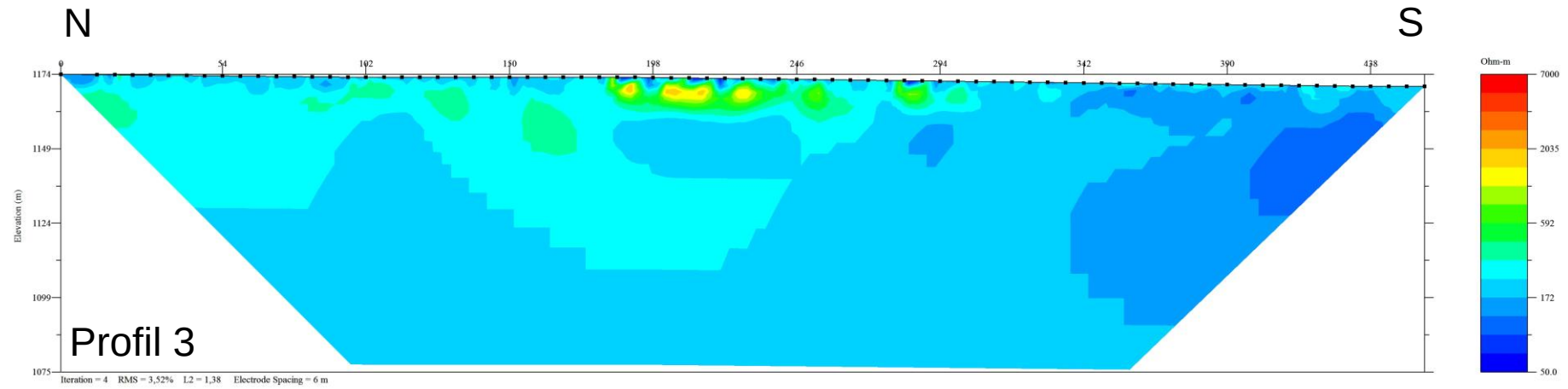


Abb. 11.8: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 3

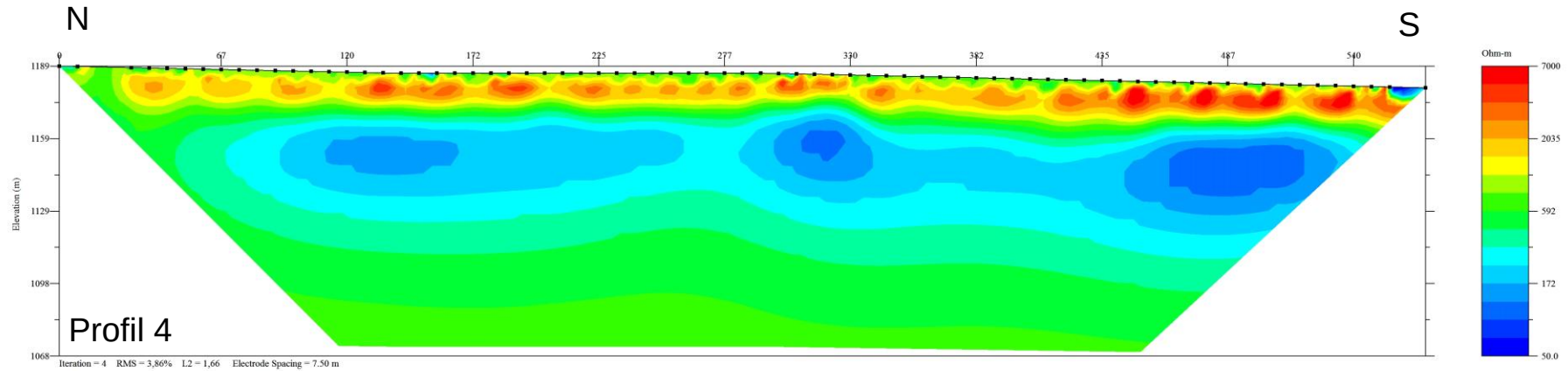


Abb. 11.9: Ergebnis der Geoelektrikmessung Profil 4

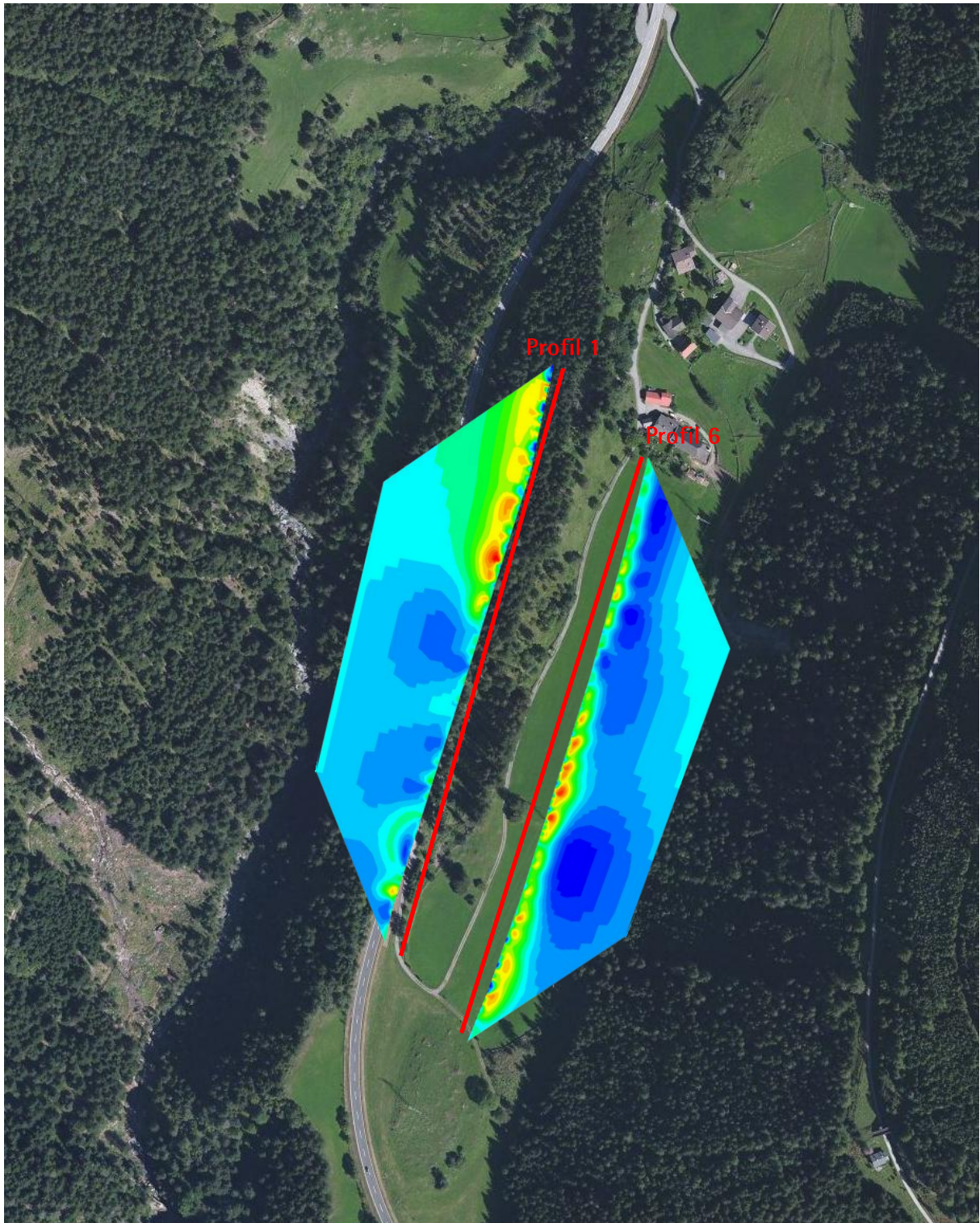


Abb. 11.10: Resultate der Geoelektik-Inversion lagerichtig auf dem Orthofoto des Untersuchungsgebietes

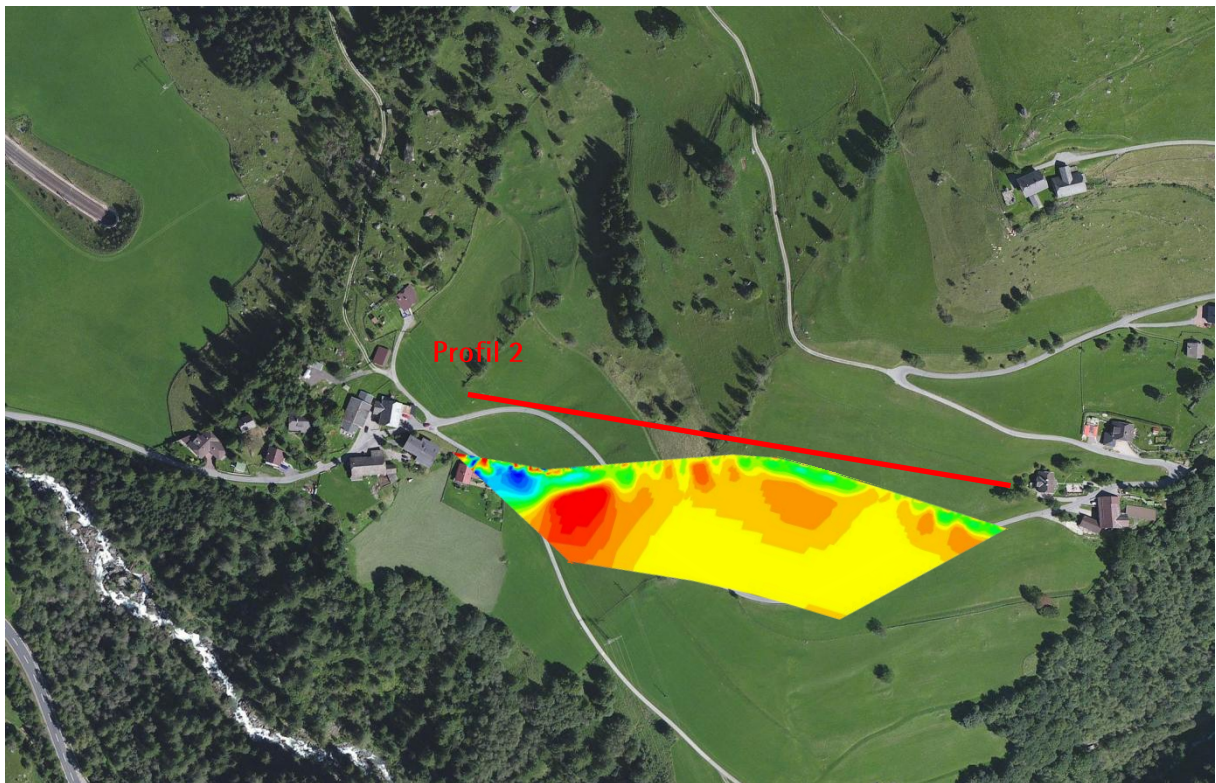


Abb. 11.11: Resultat der Geoelektik-Inversion lagerichtig auf dem Orthofoto des Untersuchungsgebietes

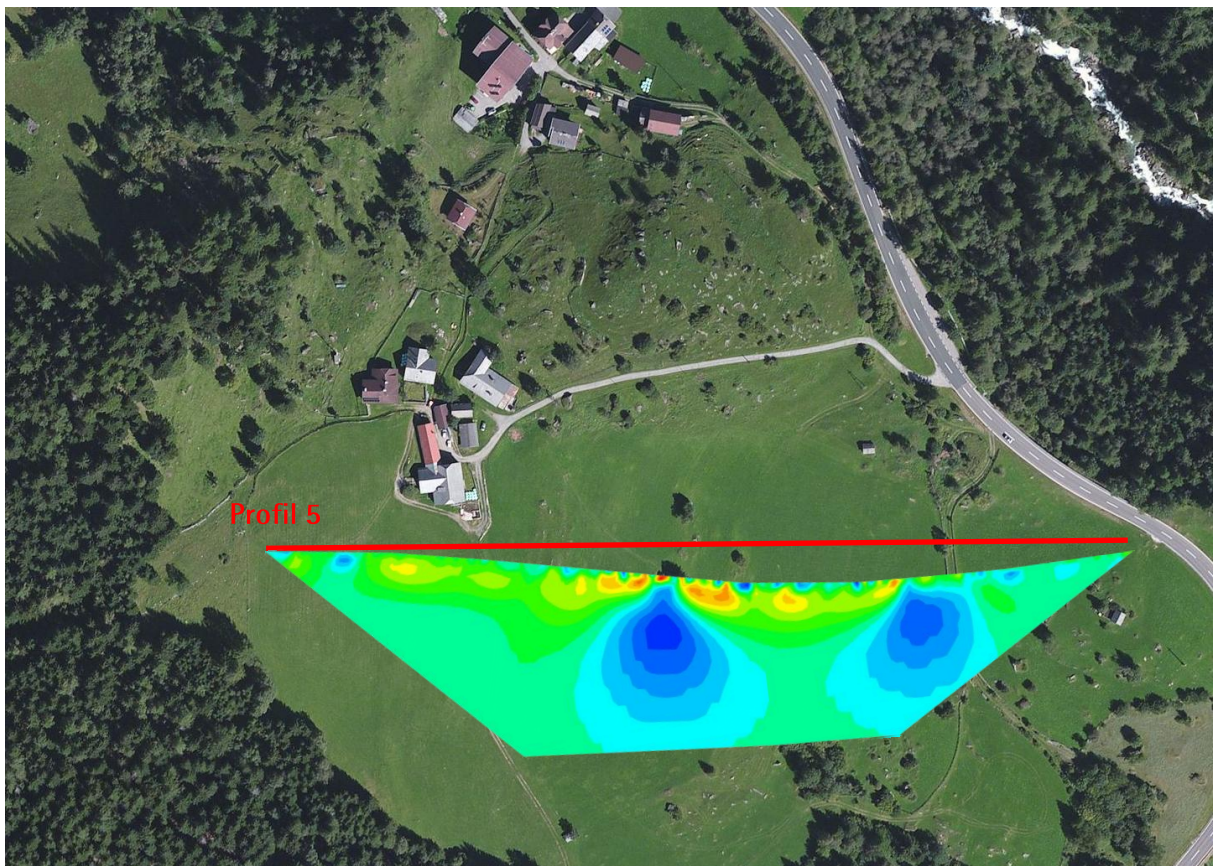


Abb. 11.12: Resultat der Geoelektik-Inversion lagerichtig auf dem Orthofoto des Untersuchungsgebietes

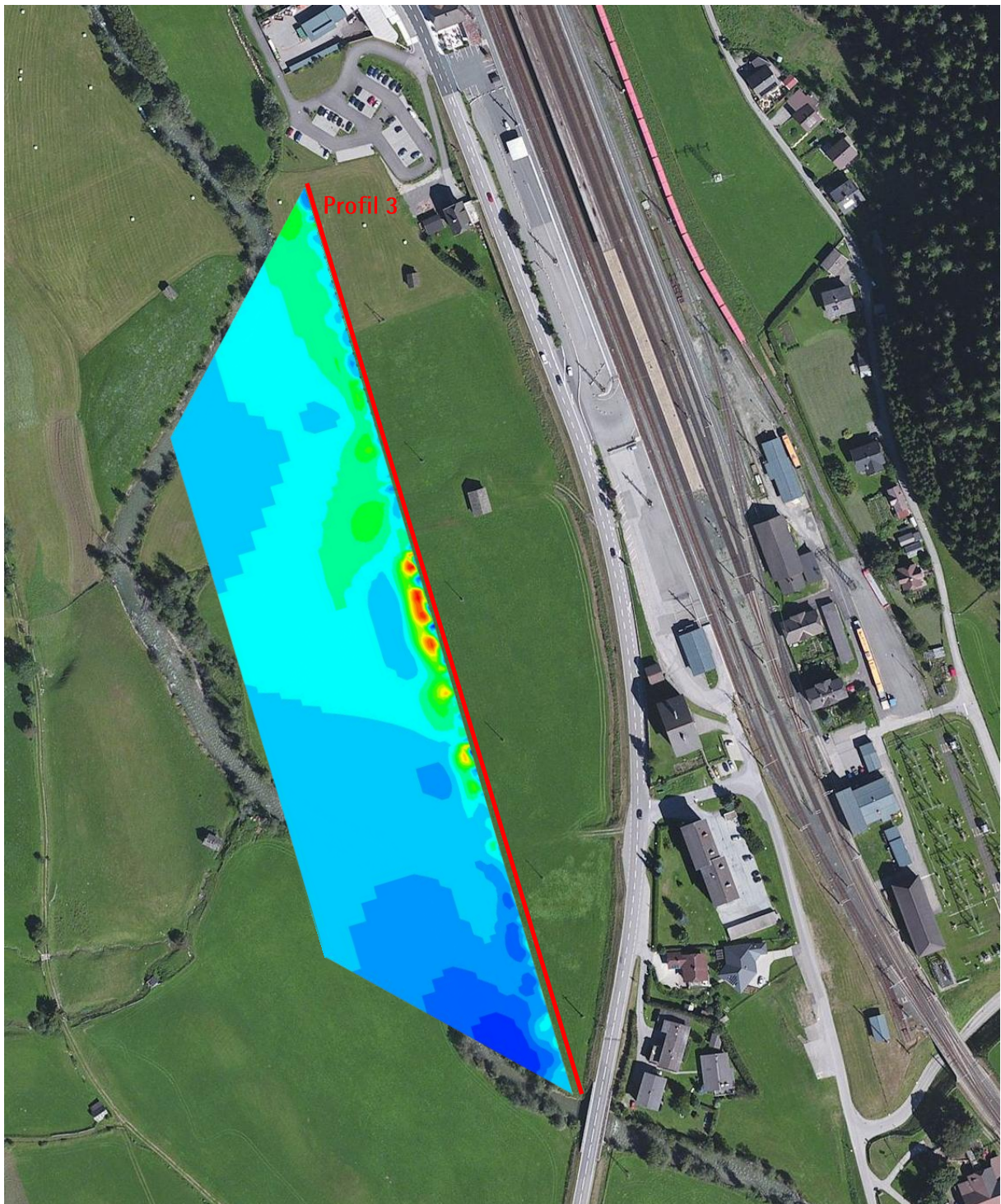


Abb. 11.13: Resultat der Geoelektik-Inversion lagerichtig auf dem Orthofoto des Untersuchungsgebietes

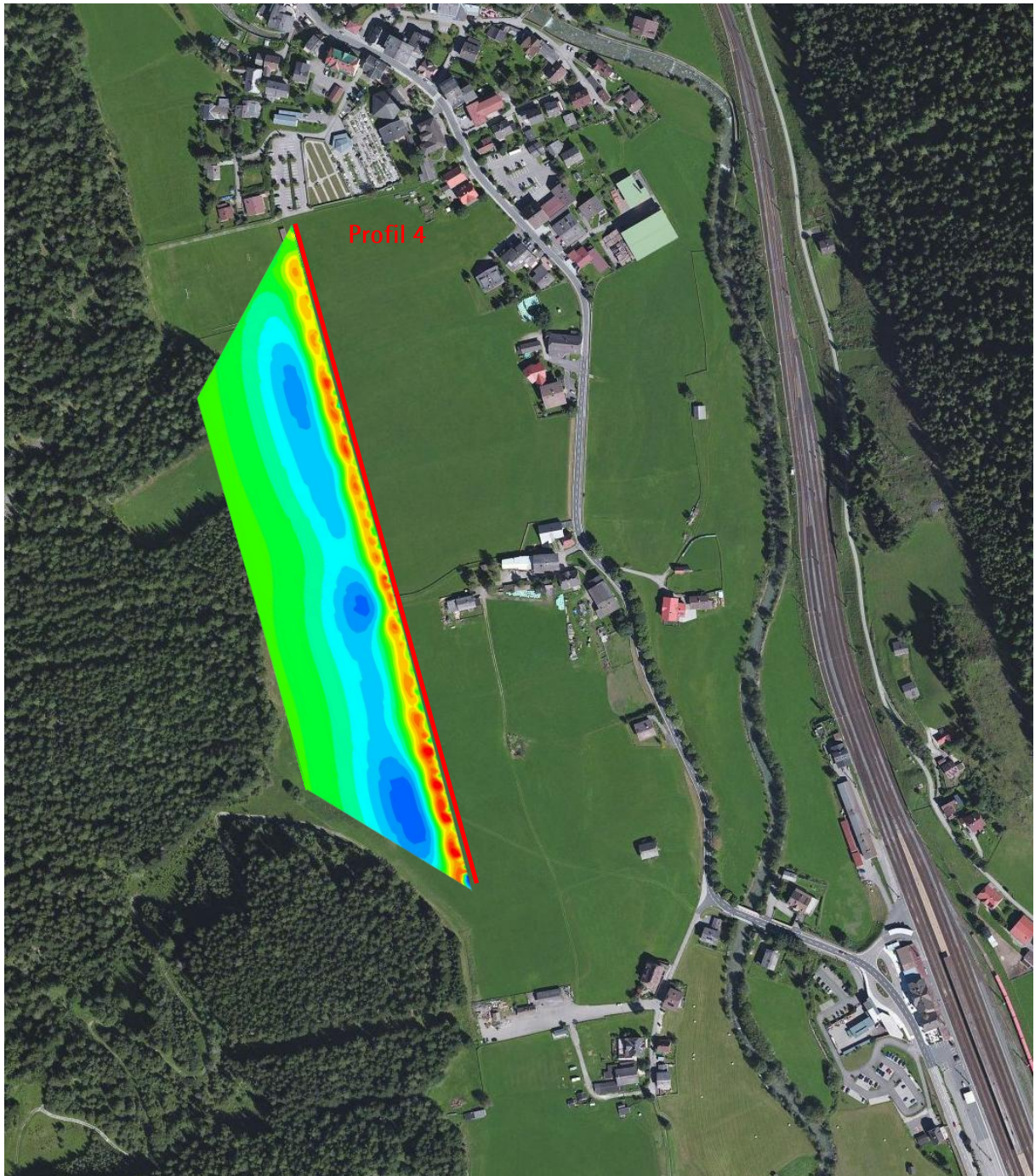


Abb. 11.14: Resultat der Geoelektik-Inversion lagerichtig auf dem Orthofoto des Untersuchungsgebietes

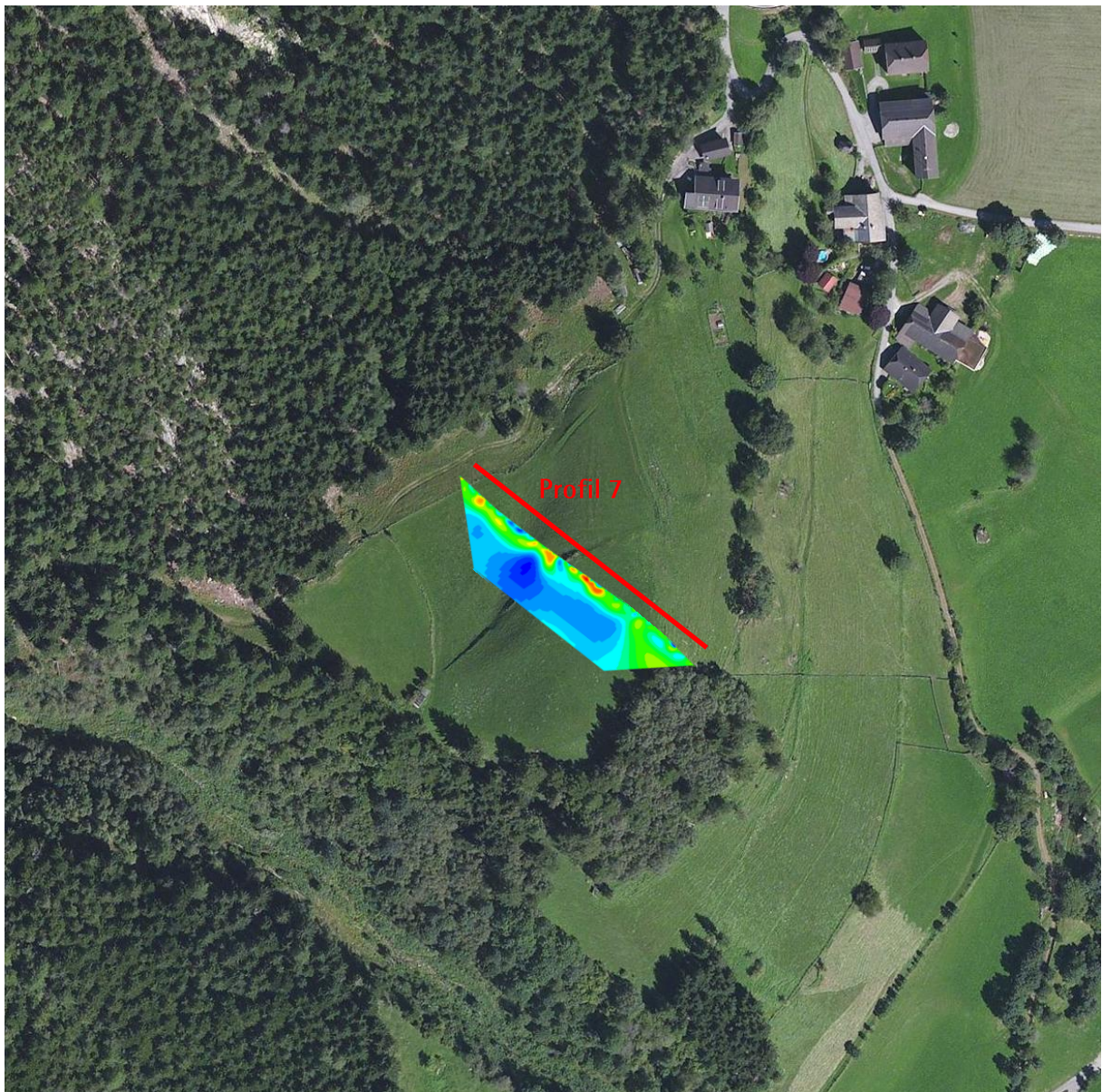


Abb. 11.15: Resultat der Geoelektik-Inversion lagerichtig auf dem Orthofoto des Untersuchungsgebietes



Abb. 11.16: Situationsfotos bei Profil 1, Blick Richtung Süden



Abb. 11.17: Situationsfotos bei Profil 6, Blick Richtung Süden (links) und Norden (rechts)

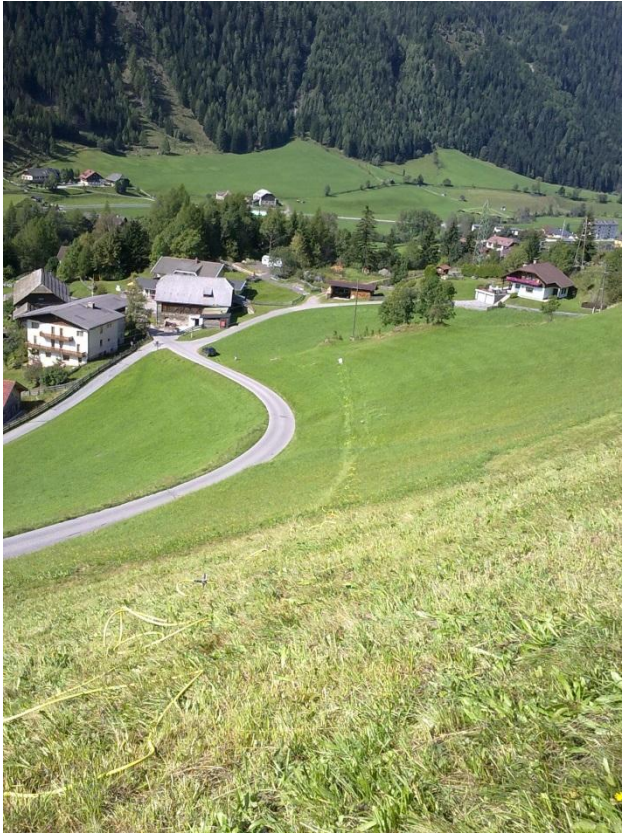


Abb. 11.18: Situationsfoto bei Profil 2, Blick Richtung Westen



Abb. 11.19: Fotos der Vorbegehung bei Profil 3 (gelb markiert), Blick Richtung Norden (links, Profilende) und Süden (rechts, Profilanfang).



Abb. 11.20: Situationsfotos bei Profil 4, Blick Richtung Süden (links) und Norden (rechts)



Abb. 11.21: Situationsfotos bei Profil 5, Blick Richtung Osten (links) und Westen (rechts)

12 Längental (Tirol)

12.1 Einleitung und Fragestellung

Die geoelektrischen Untersuchungen wurden in einem gemeinsamen Projekt mit dem BFW (*Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Institut für Naturgefahren, Innsbruck*) durchgeführt.

12.2 Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes

Nachfolgend werden die wichtigsten geologischen Einheiten des Untersuchungsgebietes kurz beschrieben (für eine Übersicht über die Geologie siehe auch Abb. 12.1). Die Messgebiete liegen im Ötztalkristallin- Kristallinkomplex. Tektonisch ist dieser Komplex Teil des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems (nach M. Schmid et al. 2004). Diesem hochgradig metamorphen Grundgebirgskomplex sitzt im Osten das Brennermesozoikum auf, eine noch erhaltene primäre sedimentäre Auflagerung mit einem Schichtumfang vom Perm bis in den Jura.

Der Ötztal-Kristallinkomplex ist ein polymetamorphes, großteils variszisch amphibolitfaziell geprägtes Kristallin. In den westlichen und südlichen Bereichen, dort wo die variszische Metamorphose am höchsten war, treten partial Sillimanit, Disthen und Andalusit auf. Lokal erfuhr es eine Anatexis (Winnebachgranit). Die frühalpide (kretazische) Metamorphose überprägte im nördlichen Bereich das Kristallin retrograd grünschieferfaziell, gegen Süden nimmt die frühalpide Metamorphose bis in den Bereich der Amphibolitfazies zu.

Lithologisch gesehen ist das Ötztalkristallin ein mächtiger Komplex aus unterschiedlichsten Para- und Orthogesteinsserien. Weit verbreitet sind Paragneise (feinkörnige Biotit-Plagioklas-Gneise) und Glimmerschiefer, z. Teil mit größeren Feldspatblasten. Diese Gesteine führen oft Granat und Staurolith. Im zentralen und westlichen Teil sind Alumosilikate vorhanden. Es können Disthen-, Sillimanit- und Andalusitzonen abgegrenzt werden. Ebenso differiert wie die Paragneise und Glimmerschiefer sind die basischen Gesteinszüge, die in diese eingelagert sind. Von Hornblendegneisen bis hin zu Wechsellagerungen von Amphiboliten mit Gneisen, Biotit-, Plagioklas-, Granat-, Epidot- und Eklogitamphiboliten sind alle Varietäten vorhanden. Im Süden sind auch Peridotitvorkommen bekannt. Die sauren Orthogesteine sind vor allem granitischer, granodioritischer bis dioritischer Natur. Bei den Orthogneisen handelt es sich um Muskowitgranitgneise, Muskowit-Biotit-Granitgneise, Augengneise, Aplite und Pegmatite.

Ein Charakteristikum für die Ötztal-Decke ist die Schlingentektonik, das sind Faltenstrukturen im km-Maßstab mit steil stehenden Achsen, die präalpide Deformation belegen und die alle Lithologien, mit Ausnahme der spätvariszischen Diabasgänge, gleichsam erfassen.

Die Talbereiche des Längentales sind mit glazialen und postglazialen Sedimenten bedeckt. In den inneren Abschnitten des Längentales sind Moränen dominant. Weiter talauswärts, im Bereich des geoelektrischen Messgebietes (Profil 1/06, Profil 1/2011, Profil 2/2011, Profil 3/2011, Profil 4/2011) sind alluviale Bachsedimente abgelagert, die von den Hängen her von Hangschuttkörpern und von Muren- und Schwemmfächern überschüttet werden.

Die Kartengrundlage bildet neben der topographischen Situation (ÖK 1:50.000) die geologische Karte - Geofast, 1:50.000 - 146 Ötz (Kreus 2011).

Legende Geologie (Auszug) (Geofast 1:50.000, 146-Ötz)

Quartär

-  1 Antropogene Aufschüttung
-  2 Talboden, jüngste Ablagerungen, rezenter Talboden, Talalluvion (Schluff, Sand, Kies)
-  4 Hangschutt, Schuttkegel
-  5 Hangschutt
-  6 Schuttfächer, Schuttkegel
-  7 Blockschutt, Grobblockwerk
-  10 Schwemmkegel, Schwemmfächer
-  15 Solifluktion
-  21 Bergsturzablagerung aus Gneisen
-  25 junge Moränen (der neuzeitlichen Gletscherhochstände)
-  26 verschwemmte Moräne
-  30 Blockgletscherablagerungen (Spätglazial - Holozän)
-  34 Moräne der Seitentalgletscher (Rückzugsstadien)

OSTALPIN - Ötztal-Kristallin

-  38 Biotit-Plagioklas-Gneis (Schiefergneis) und Gneisglimmerschiefer
-  40 Schuppiger Biotitgneis
-  41 Feinkörnige Biotitschiefer
-  45 Glimmerschiefer, granat- und staurolithführend
-  49 Zweiglimmeriger Augen- u. Flasergneis (Granitgneis)
-  57 Biotitgranitgneis
-  62 Granodioritgneis
-  64 Amphibolite und Hornblendeschiefer

Streichen/Fallen

	flach
	mittel
	steil
	saiger

Abbildung 12.1: Legende Geologie, Ausschnitt Geofast 1:50.000 - 146 Ötz (Kreus 2011)

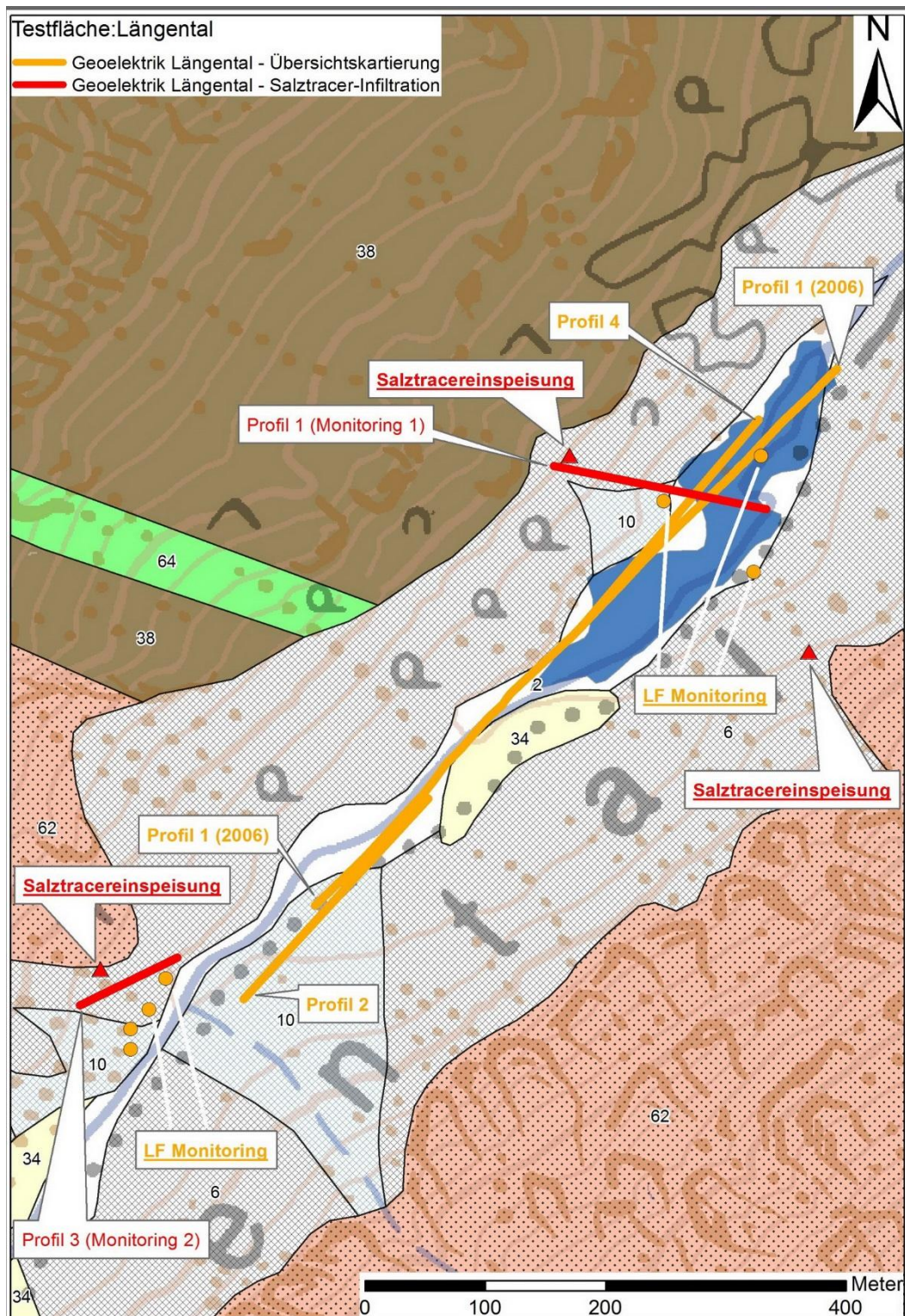


Abbildung 12.2: Lage der Geoelektrikprofile für die Untergrunderkundung (Übersichtskartierung) und Lage der Monitoringprofile für die Testflächen Längental

12.3 Ergebnisse Geoelektrik Längental

Mittels Messungen von mehreren Geoelektrik-Profilen wurde versucht eine Abschätzung der relevanten Untergrundverhältnisse (z. B. Ausbildung und Mächtigkeit von Hangschuttkörper, Muren- und Schwemmfächer sowie die Lage des Anstehenden/Moränenkörpers, u.a.) durchzuführen. In die Interpretation der Ergebnisse wurde ein geoelektrisches Profil mit einbezogen, welches im Rahmen einer Messkampagne für die TIWAG im Längental 2006 vermessen wurde.

Tabelle 12.1 gibt die Spezifikation für die Profile im Gebiet Längental an.

Geoelektrikprofil	Elektrodenabstand [m]	Profillänge [m]	Messrichtung
Profil1	3	180	NW-SE
Profil2	3	237	S-N
Profil3	2	94	SW-NE
Profil4	3	237	SW-NE
Profil1/2006	5	620	NE-SW

Tabelle 12.1: Spezifikation der Geoelektrikprofile Längental

Die Position der bodengeoelektrischen Untersuchungen ist in Abbildung 12.2 dargestellt. Bei der Interpretation der Profile wurde der Versuch unternommen, den elektr. Widerständen geologisch/lithologische Einheiten zuzuordnen. Die Abbildung 12.3 zeigt diesen Interpretationsversuch. Unterstützt wurden die Interpretationen durch Ergebnisse einer Diplomarbeit (Wolf 2010), die Bodenradarmessungen im Längental zum Inhalt hatte.

Die in allen Profilen auftretenden extrem hohen elektr. Widerstände ($> 5000 \Omega m$) werden als postglaziale Ablagerungen (Schuttfächer, Schuttkegel) interpretiert, die an den unteren Hangabschnitten und im Bereich des Talbodens vorkommen. Während an den oberen Talflanken der Hangschutt direkt auf anstehenden Fels (Mächtigkeit ca. 10 m) aufliegt, ist die Situation im und knapp oberhalb des Talbodens deutlich komplexer aufgebaut (Wolf 2010). Hier kommt es zu Verzahnungen von Hangschutt, Murgängen, Moränenmaterial (Seiten- Grund- und umgelagerte Moränenbereiche) und fluviatiler Sedimentation, die sich in ihrer Komplexität nicht im Detail in den geoelektrischen Ergebnissen interpretieren lassen. Deutlich sind aber, wie bereits erwähnt die Hangschuttbereiche, die z.T. von geringmächtigen niedrigeren elektr.

Widerständen überlagert werden, als hochohmigen Strukturen in Mächtigkeiten von 10 bis 20 m zu erkennen. Mit Hilfe von Bohrungen der TIWAG konnten in den einzelnen Profilen die verschiedenen elektr. Widerstandsbereiche geologisch/lithologischen angesprochen werden.

12.4 Literatur

Kreuss, O. (2011): Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der GBA 1:50.000 146 - Ötz (Wien, 2011).

Schmid, S.M., B. Fügenschuh, E. Kissling und R. Schuster (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, Vol. 97, 93–117.

Wolf, P. (2010): Geophysikalische Untersuchung zur Rekonstruktion der sedimentologischen Talgeschichte des Längentals (Stubai Alpen), Diplomarbeit an der Univ. Augsburg, Fak. für angew. Informatik, 51. Abb., 7 Tab., Augsburg, 2010.

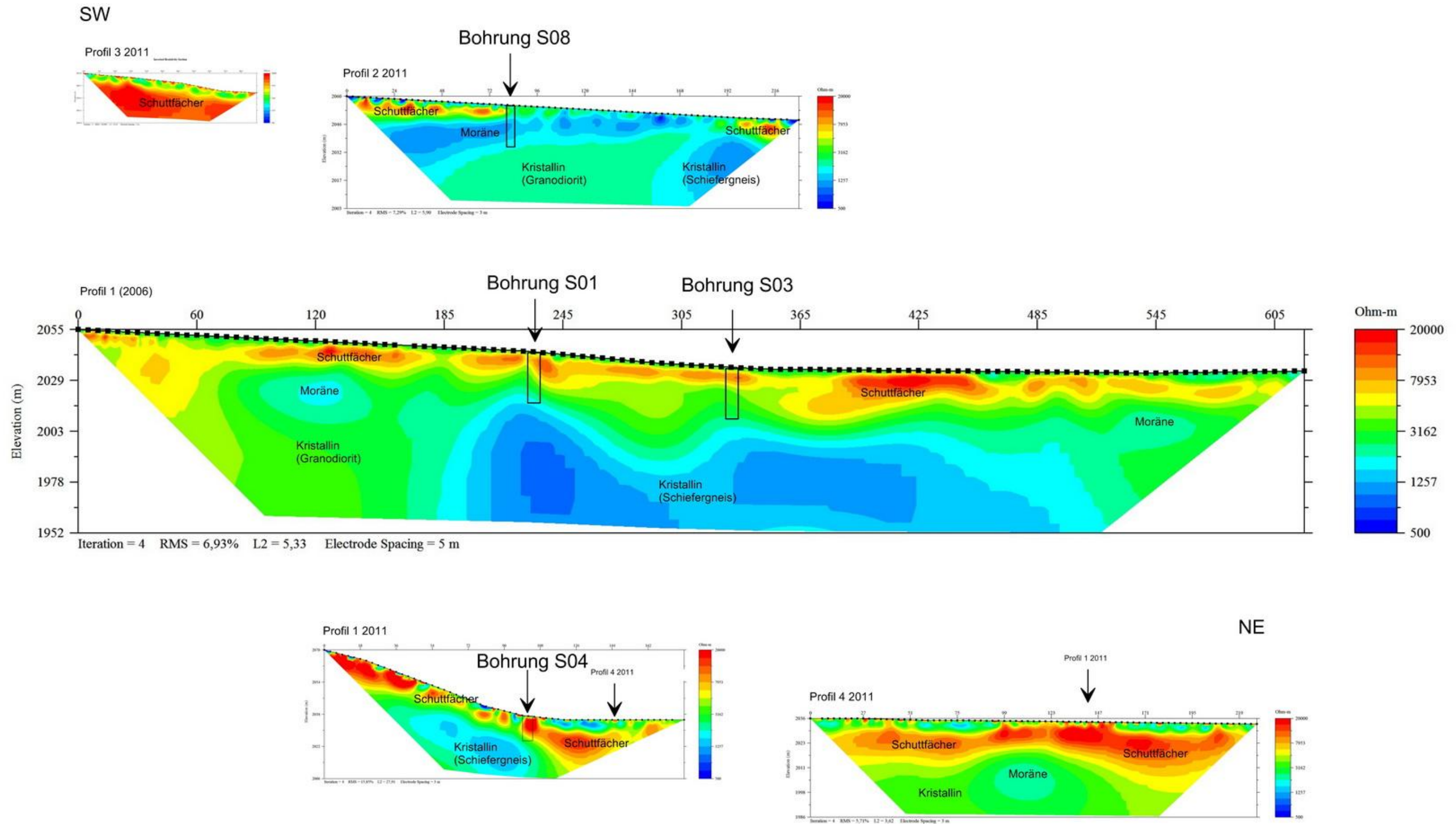


Abbildung 12.3: Ergebnisse der geoelektrischen Profile Längental mit geologisch/lithologischer Interpretation

13 Trins (Tirol)

13.1 Einleitung

Im Juni 2009 wurden zur Unterstützung der geologischen Kartierung auf Blatt 148 im Bundesland Tirol geophysikalische Messungen durchgeführt. Es wurden 8 geoelektrische Messprofile in der Umgebung von Trins in Tirol im Zeitraum 07.- 10. Juni 2010 durchgeführt. Die Auswertungen der Ergebnisse wurden im ÜLG35-Jahresbericht 2010 (Supper, et. al., 2012) dargelegt.

Die Position der Profile auf der topographischen Karte BEV, 1:50.000 ist in Abbildung 13.1 ersichtlich.

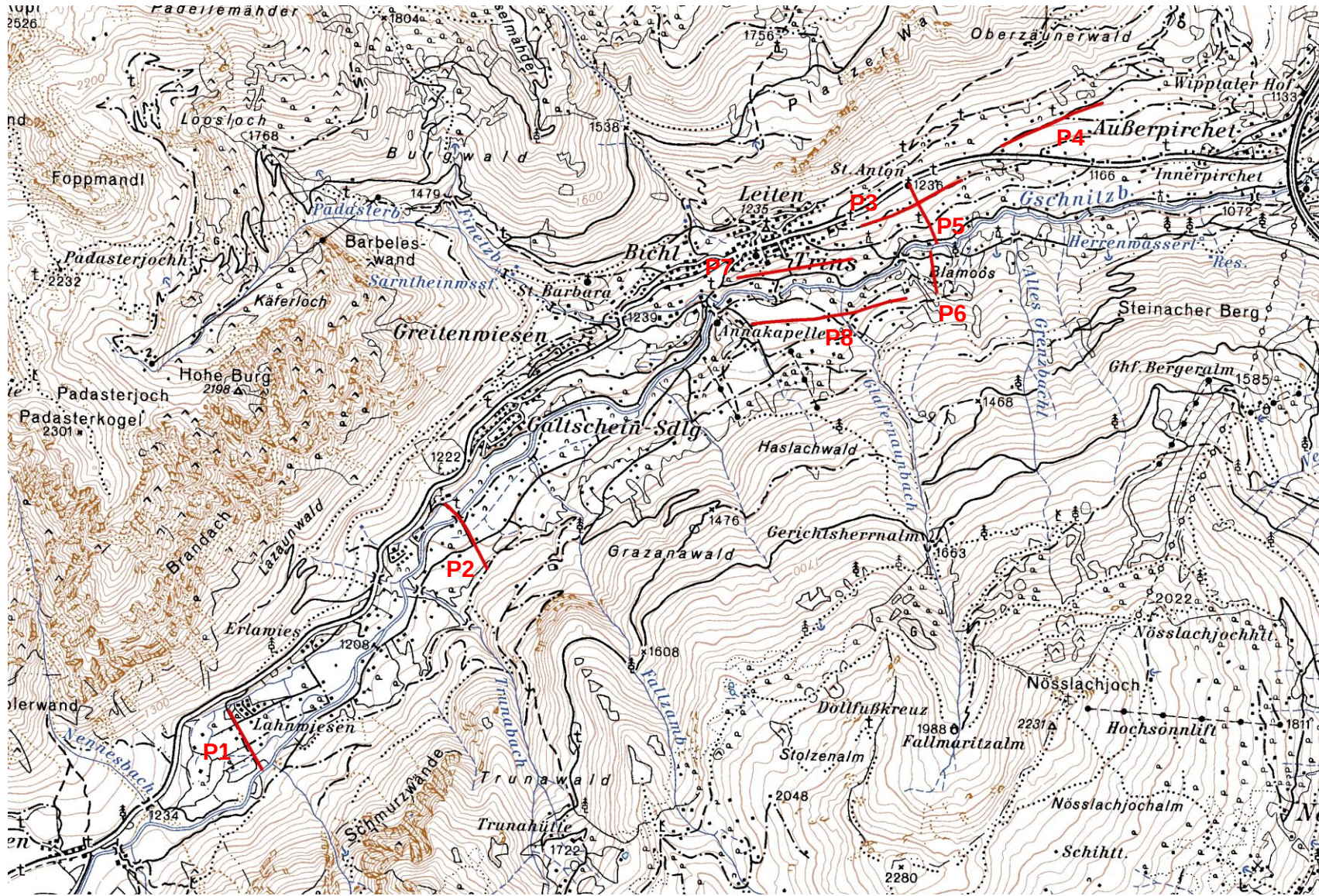


Abb. 13.1: Lageplan Geoelektrik Trins, Auszug Datenbak Geophysis, Karte AMAP, BEV 1:50.000

13.2 Interpretation der geoelektrischen Profile

Abb. 13.2. zeigt die Ergebnisse der Auswertung der geoelektrischen Profile von Trins. Die Darstellung erfolgt in einer einheitlicher Farbverteilung, um die Vergleichbarkeit der Profile besser darzustellen. In den Abb. 13.3. bis 13.10 wird profilweise eine geologische Interpretation durchgeführt. Diese Interpretation wurde gemeinsam mit Dr. M. Rockenschaub (FA Kristallingeologie) durchgeführt.

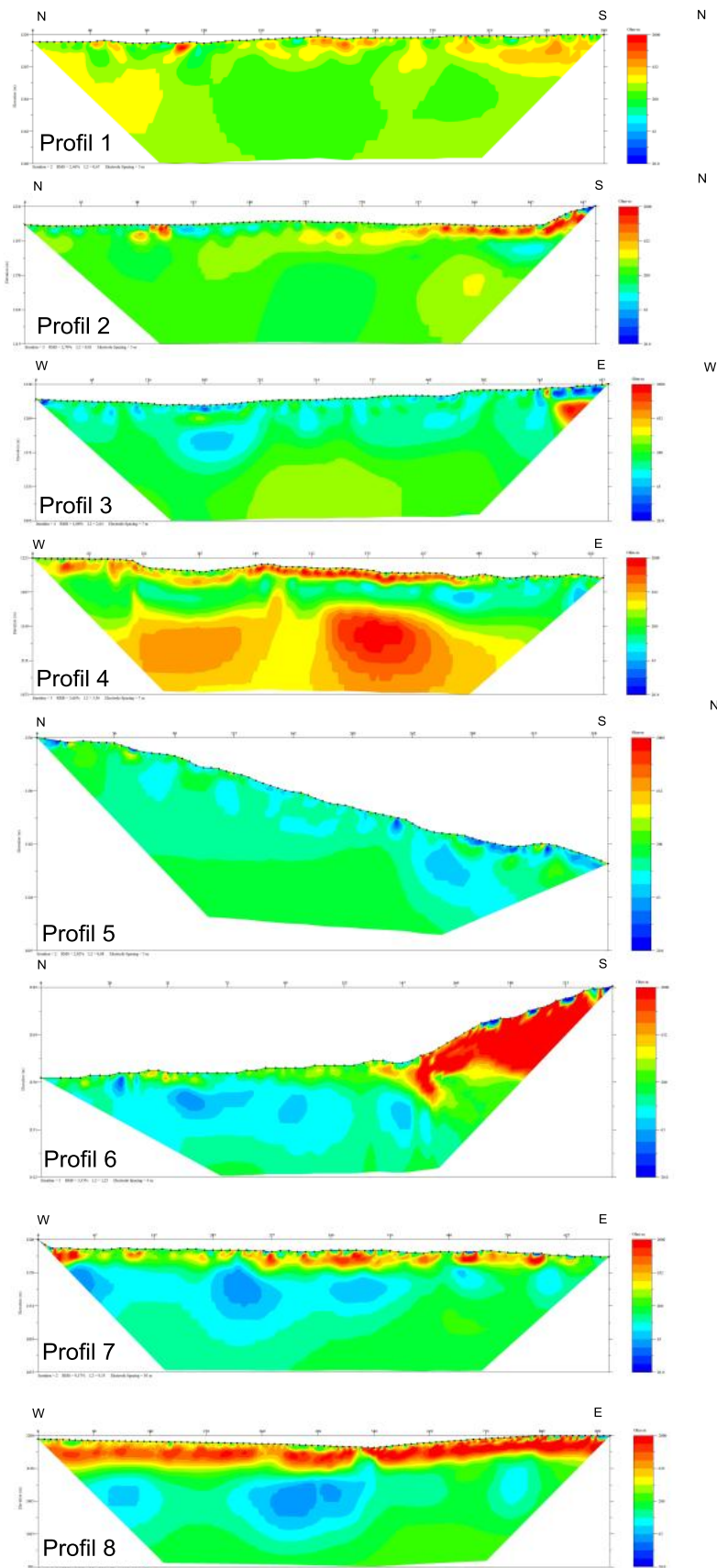


Abb. 13.2: Ergebnisse der Inversionsrechnung der geoelektrischen profile Trins 2010

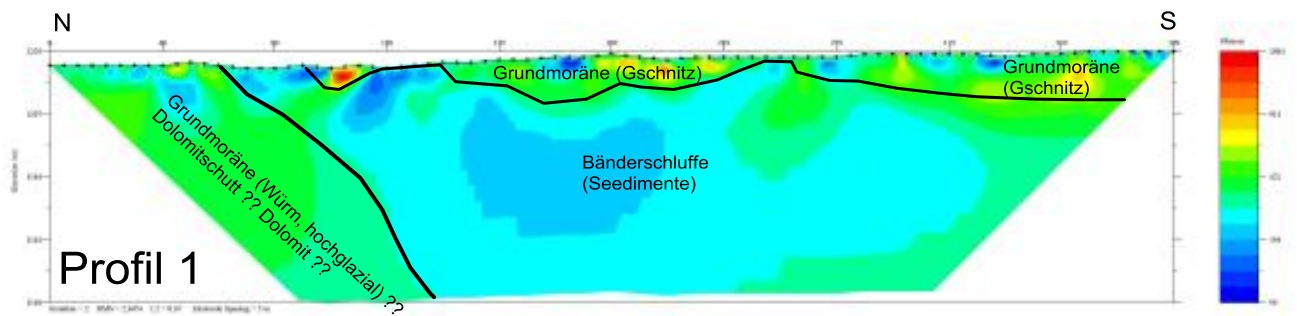


Abb. 13.3: Geoelektrikprofil 2

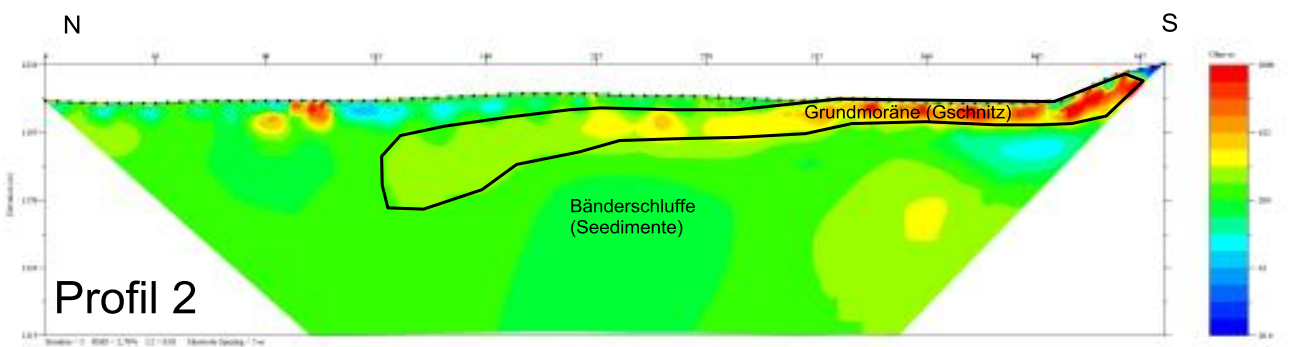


Abb. 13.4: Geoelektrikprofil 3

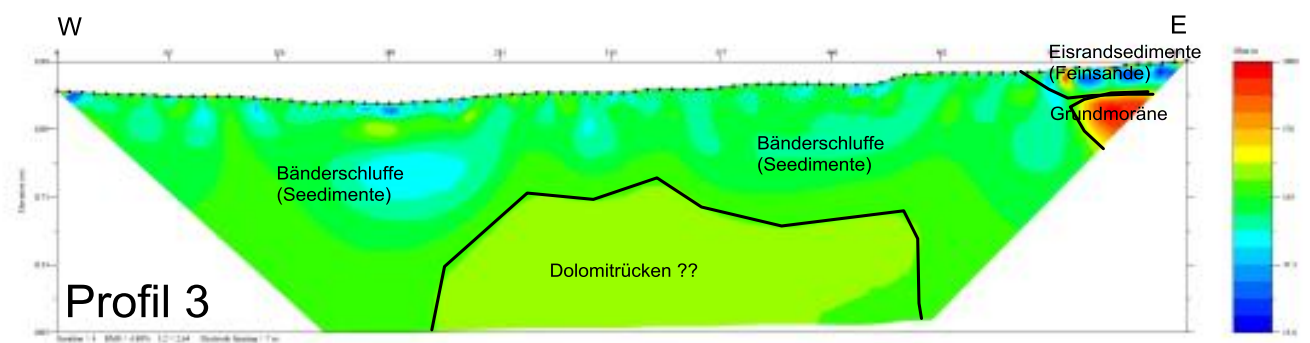


Abb. 13.5: Geoelektrikprofil 4

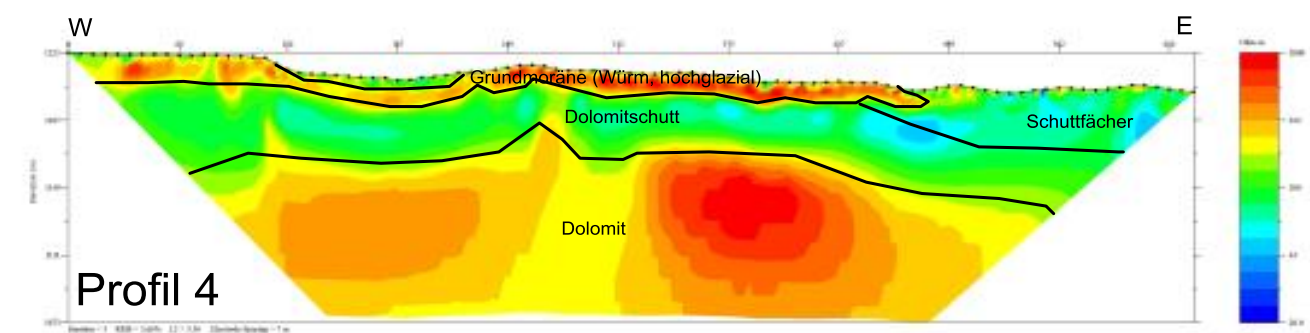


Abb. 13.6: Geoelektrikprofil 5

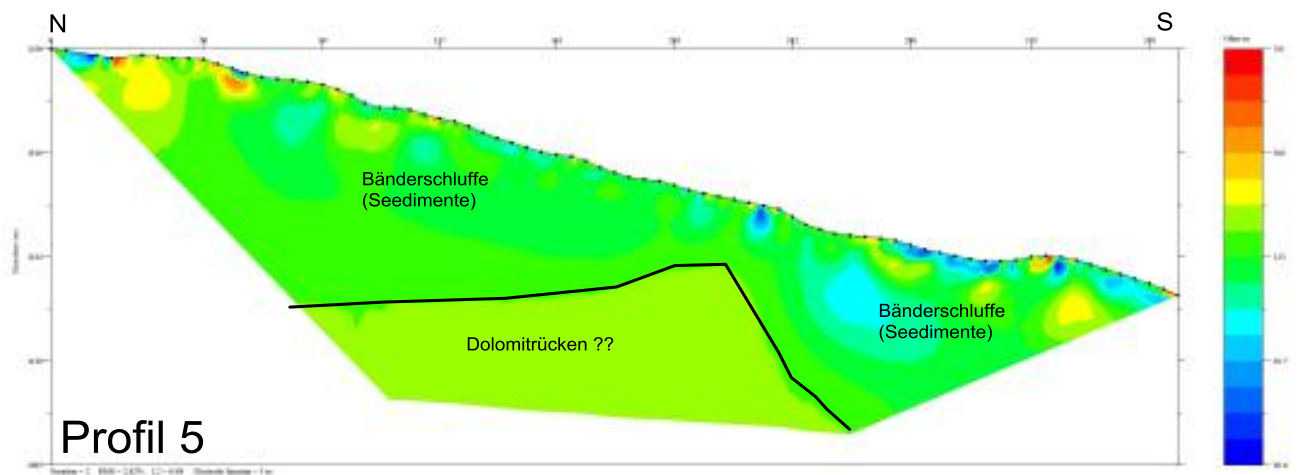


Abb. 13.7: Geoelektrikprofil 6

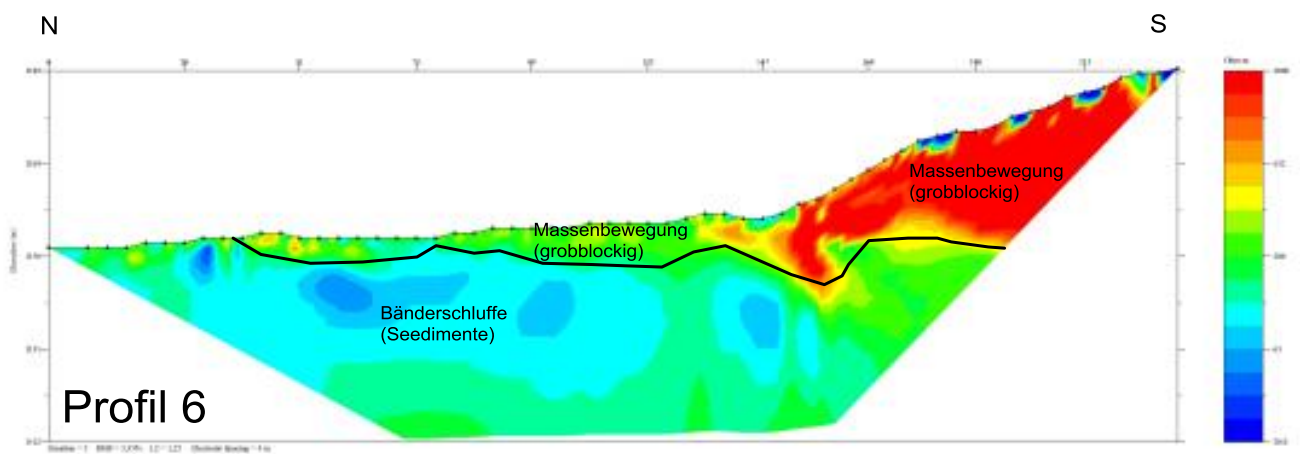


Abb. 13.8: Geoelektrikprofil 7

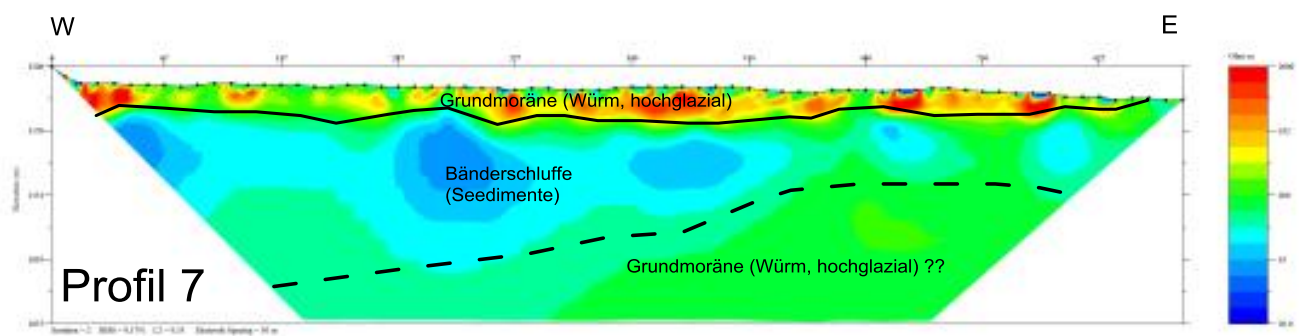


Abb. 13.9: Geoelektrikprofil 8

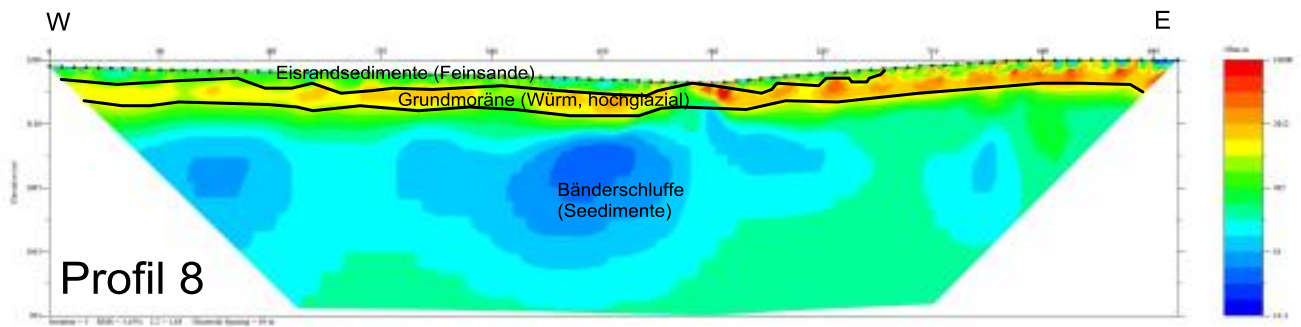


Abb.13.10: Vergleich der Ergebnisse AEM-Modell mit Ergebnis Geoelektrikprofil

13.3 Literatur

R. SUPPER, A. RÖMER, B. JOCHUM, G. BIEBER, A. ITA, , A. LÖWENSTEIN, D. OTTOWITZ (mit Beiträgen von I. BARON): PROJEKT ÜLG35/2010: *Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten*, 241 Seiten, 225 Abb., 17 Tab., unveröffentl. Projektbericht, Geologische Bundesanstalt, Wien, 2012.

14 Iselsberg (Tirol)

14.1 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 und die Interpretationen werden daher gemeinsam im nächsten ÜLG35 Jahresbericht präsentiert.

Die Details zu den Profilen Iselsberg 2011 sind in der nachfolgenden Tabelle. 14.1. angegeben.

Geoelektrikprofil	Elektrodenabstand[m]	Profillänge[m]	Messrichtung
Profil 1	6	552	SW-NE
Profil 2	7	553	NE-SW

Tab. 14.1.: Spezifikationen Geoelektrikprofile Iselsberg 2011

Die Lage der des Untersuchungsgebietes zeigt die Abbildung 14..1. auf der Karte, BEV 1:50.000.

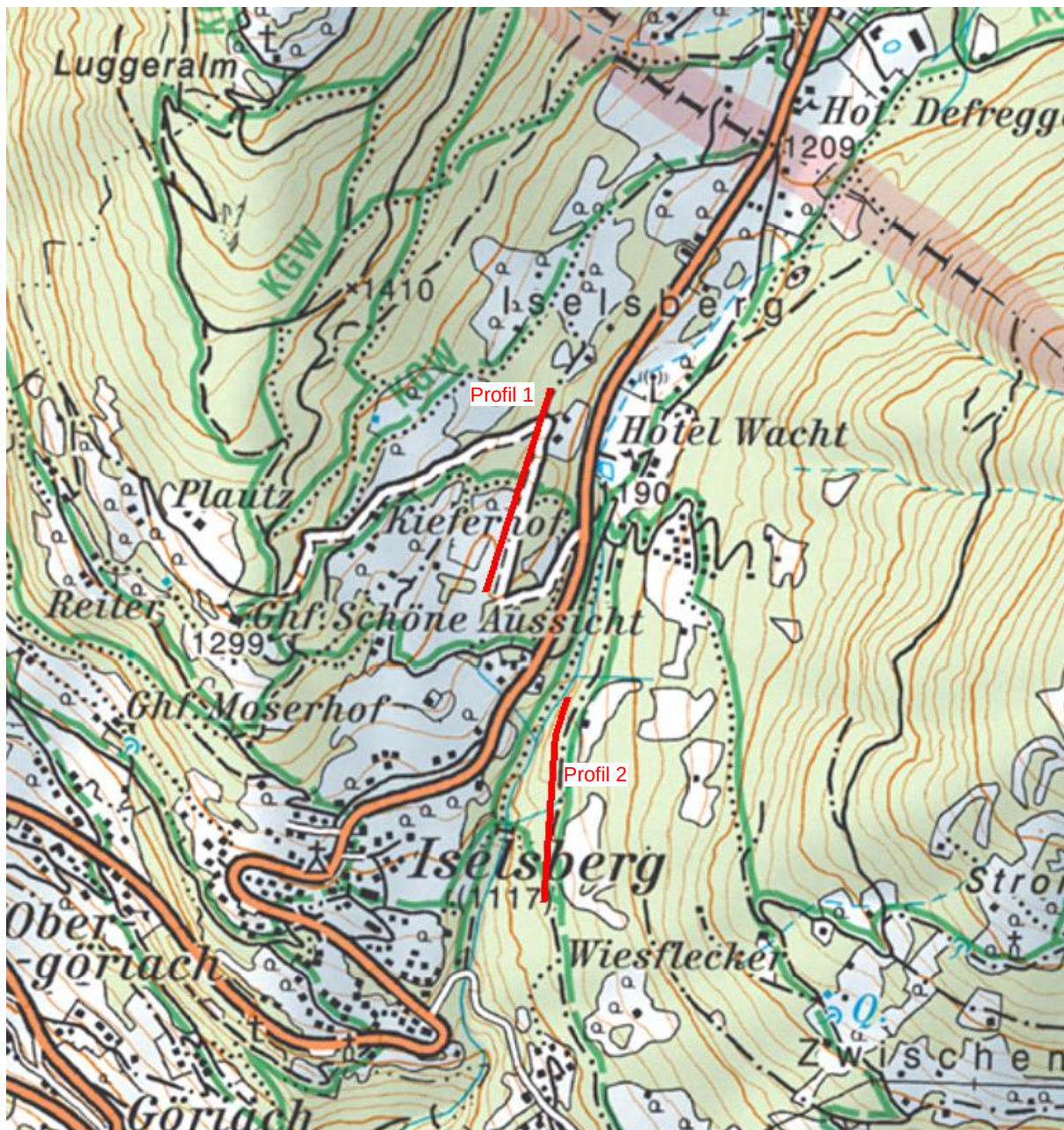


Abb. 14.1: Lage der geoelektrischen Profile Iselsberg P1, P2

15 Permafrostmonitoring

15.1 Einleitung

Die in den letzten Jahren erworbenen Erkenntnisse über geoelektrische Messungen im Eis bzw. in Permafrost Gebieten sollen in diesem Kapitel überblicksmäßig zusammenfassend dargestellt werden. Grundlage dieses Kapitels bildet ein bei dem Journal „Near Surface Geophysics“ eingereichter Fachartikel, der hier um viele zusätzliche Schwerpunkte erweitert wurde. Aus diesem Grund ist dieses Kapitel in Englisch ausgeführt.

15.2 Geoelectrical monitoring of permafrost in Alpine areas: long term field studies and considerations towards an optimised measuring technology

Robert Supper¹, David Ottowitz¹, Birgit Jochum¹, Alexander Römer¹, Stefan Pfeiler¹, Stefanie Kauer¹, Markus Keuschnig^{2,3}, Anna Ita¹

¹Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, A-1030 Vienna, Austria

²University of Salzburg / Department of Geography and Geology / Research Group
Geomorphology and Environmental Systems

³AlpS - Centre for Climate Change Adaptation Technologies, Innsbruck, Austria

15.2.1 Introduction

In the Alpine Region the change of climatic parameters is evident. To an increasing degree climate warming causes a seasonal cycling process of thawing and freezing in areas previously regarded as all-the-year permafrost regions. Consequently mass-wasting processes are encouraged, which may affect even valleys below the periglacial belt. Detailed knowledge about underlying processes is still lacking.

Consequences of permafrost 'warming' include the increase of permafrost creep rates due to present unfrozen water / reduction of frictional resistance (French 1996, Hoelzle et al. 1998, Ikeda et al. 2003), a possible decrease of slope stability (Zimmermann & Haeberli 1992, Matsouka et al. 2003, Gruber & Haberli 2007) and a reduction in rock wall stability (Noetzli et al. 2003, Davies et al. 2003). Hirschmugl (2003) correlated debris flows with possible permafrost occurrence. The reported results showed that about 50% of the 296 debris flows under investigation could be connected with unstable permafrost conditions. Consequently permafrost thawing could produce serious and far reaching environmental and engineering problems in permafrost regions and beyond (Smith 1993, Haeberli et al. 1998, Harris et al. 2001), causing endangerment of buildings in mountainous areas, e.g. of alpine huts. Therefore the acquaintance of freezing and thawing processes in permafrost regions is of high priority. The advancement of innovative methods, such

as geoelectric monitoring, allowing all-seasonal, permanent monitoring of remote areas, is in demand.

The geoelectric method, which has been widely used for environmental assessment, groundwater exploration and natural hazard mitigation during recent years, determines the distribution of the specific electrical resistivity within the subsurface. This parameter mainly depends on porosity, water saturation, conductivity of pore fluid and clay content and to a minor extent on particle shape and pore geometry. During the process of permafrost thawing and freezing, the amount (equivalent to a change in porosity) and salinity of the fluid pore water fraction is expected to vary. Therefore geoelectric monitoring could be an appropriate tool to investigate such processes.

15.2.2 The application of geoelectrics in permafrost MONITORING: a state-of-the-art review

The applicability of the geoelectric method (especially of its state-of-the-art technology electrical resistivity tomography – ERT) for permafrost investigations was demonstrated by several authors, e.g. by Kneisel *et al.* (2000), Hauck (2001, 2002), Hauck & Vonder Mühll (2003), Marescot *et al.* (2003), Hauck *et al.* (2004), Sass (2004), Kneisel (2004, 2006), Farbrøt *et al.* (2005), Kääb & Kneisel (2006), Vanhala *et al.* (2009), Laxton & Coates (2010), Oldenborger (2010) and Lewkowicz *et al.* (2011). Rödder & Kneisel (2012) combined a number of parallel and perpendicular ERT transects for quasi-3D resistivity imaging of frozen ground in order to analyse permafrost occurrence.

Within recent years several papers describe innovations in geoelectrical data acquisition technology and field test for the application of geoelectrics for permafrost monitoring.

Krautblatter & Hauck (2007) conducted ERT in solid permafrost-affected rock faces. Four DC resistivity transects were repeatedly measured during summer. They concluded that resistivity monitoring could be an appropriate tool to observe seasonal permafrost phenomena, however improvements in data acquisition and inversion are needed.

Ribolini & Fabre (2007) conducted repeated DC resistivity soundings and temperature monitoring at a rock glacier in order to recognize the most important seasonal processes that account for the existence or thawing of permafrost. The geoelectrical survey was used to define the permafrost thickness, whereupon resistivities $> 100 \text{ k}\Omega\text{m}$ were interpreted as permafrost affected layers. Hilbich *et al.* (2008) presented a 7-year study on short-term, seasonal, annual and long-term variations of mountain permafrost, using electrical resistivity tomography and thermal monitoring. Time-lapse inversion of repeated ERT measurements allowed the delineation of active layer dynamics and inter-annual permafrost conditions and confirmed the applicability of ERT monitoring to observe freezing and thawing processes at different time-scales. Noetzli *et al.* (2008) combined ground temperature measurements, electric resistivity tomography monitoring and numerical modelling to investigate the 3-dimensional thermal regime below the Schilthorn crest. Between 1999 and 2006 several geoelectric transects were installed across the crest, yielding datasets that could be used to analyse 3D permafrost distribution. Hilbich *et al.* (2009) applied ERT

monitoring to coarse blocky and ice-rich permafrost landforms. Inversion and interpretation of data were challenging due to large resistivity contrasts and high contact resistances. To assess true temporal changes in resistivity they therefore tried to separate inversion artefacts from true subsurface changes, using special appraisal techniques including synthetic modelling, the depth of investigation index technique and the resolution-matrix approach. The application of these methods helped identifying unreliable model regions and improved the interpretation of temporal resistivity changes due to permafrost degradation.

Krautblatter *et al.* (2010) conducted high-resolution ERT along a 276 m long gallery in the permafrost-affected north face of the Zugspitze and tried to calibrate it with frozen rock temperatures. Laboratory analysis of rock samples indicated a bilinear temperature-resistivity relationship, indicating that temperature dominates resistivity changes in rocks at temperatures lower than -0.5°C .

Hilbich *et al.* (2011) described an adopted system for automated ERT measurements, which is based on an existing Geotom multi-electrode resistivity instrument. The system was installed in 2009 at an existing monitoring profile at Schilthorn, where manual measurements had been conducted since 1999. Automated ERT monitoring generated stable 2D time series of resistivity datasets, provided that contact resistance remains low throughout the year. In the study at hand, electrode contact was good and temporally stable, with contact resistances of less than $10\text{ k}\Omega\text{m}$ even during winter. Measurements during the thaw season showed, that infiltrating water from melting snow induces the beginning of thaw processes in the active layer, long before snow cover completely melted. Due to the fact that the automated monitoring data were of lower quality than manual measurements, new automated data-processing algorithms were necessary, including filtering and de-spiking, calculation of mean apparent resistivity values for different depth levels, batch-inversion of the filtered datasets and post-processing of the inverted datasets.

Schneider *et al.* (2011) installed two ERT profiles in the Murtèl-Corvatsch Area in 2009 and 2010, covering bedrock, talus slope, and rock glacier. ERT measurements were performed every two months to analyse for seasonal resistivity changes.

Recently some work was also done on capacitive coupled measurements, which could help to minimize the influence of high contact resistivities on the geoelectrical results. Hauck & Kneisel (2006) compared a capacitively-coupled AC resistivity system and a standard galvanically-coupled DC multi-electrode resistivity system in terms of permafrost detection. Kuras *et al.* (2011) applied Capacitive Resistivity Imaging (CRI), a low-frequency, capacitively-coupled measurement approach, in order to emulate ERT without the need for galvanic contact on frozen ground. A prototype instrumentation was developed and applied to laboratory experiments, simulating permafrost growth, persistence and thaw in bedrock. At the Geological Survey of Austria, research for geoelectric permafrost monitoring was started in 2006 with the adaptation of the geoelectrical monitoring system Geomon^{4D}, followed by several field tests. Some very preliminary results are described in Supper *et al.* (2007b), Supper *et al.* (2010), Hausmann *et al.* (2010), Supper *et al.* (2011) and Ottowitz *et al.* (2012).

To conclude, the review of literature documented that within recent years several attempts were conducted in geoelectric permafrost monitoring. However, hardly any complete time series for whole seasonal cycles exist. Moreover published research results showed that conventional geoelectric instrumentation and inversion have to be adapted to suite the special requirements of permafrost monitoring. The fact, that current injection in completely frozen soil is possible, also suggests that not only ionic conductivity might be responsible for current conduction in permafrost soils, but also other processes might have to be taken into account, which will be discussed in the following chapter.

15.2.3 Development of an optimized measuring technology for permafrost monitoring

The electrical conductivity of permafrost soil, ice and snow

Before going into details on data interpretation it is necessary to recall the basic processes of charge movement that we expect to encounter when measuring the resistivity of permafrost soils. For sediments and rocks, the rock matrix usually does not contain any conductive material (this is in fact true for most rocks and sediments). Therefore the electrical conductivity is determined by the electrolytic conduction of fluids present within the pore space or inside fractures. The electrolytic conductivity of a fluid is defined by the ease with which a free ion can move under the influence of an electric field, i.e. the electrolytic ion mobility. Ion mobility in turn depends on the saturation of the solution and significantly decreases with decreasing temperature. Consequently the quantity of the dc conductivity of porous or fractured subsurface matters depends on porosity, saturation of the pore space and conductivity of the pore fluid, additionally on the connectivity of possible migrations paths and their tortuosity.

Under standard conditions, water freezes at 0°C. However for salt solutions the situation is different. In case the salt concentration of the initial liquid is below the eutectic composition, ice forms progressively during freezing. The residual liquid then becomes more saline until the eutectic temperature is reached, at which point the remaining liquid freezes suddenly to the eutectic composition of ice and salt hydrate (Stillmann et al. 2010, Marion & Grant 1994). Above the eutectic temperature (-4.15°C for MgSO_4 , -21.2°C for NaCl and -51.15°C for CaCl_2 ; Grimm et al. 2008), ice interlayers first begin to form in the central portions of water filled pores (Derjaguin & Churaev 1978) and connected brine channels, responsible for static (DC) conductivity, are developed around the ice nuclei, provided that the initial concentration of the solution is above 3 mM (Grimm et al. 2008). A concentration of 3 mM is equivalent to approx. 333 mg/l of CaCl_2 , 175.2 mg/l of NaCl and 360 mg/l of MgSO_4 , a concentration usually found in mineral waters. For calculation of the dc conductivity, still Archie's Law (Archie, 1942) can be applied (factor $m \approx 2$; Grimm et al. 2008), highlighting the nonlinear relationship between unfrozen water content and DC conductivity. Below this threshold brine exists inside isolated brine pockets and therefore does not contribute to dc conductivity. In fact pore fluids of Alpine permafrost soils are usually very

little mineralized due to their origin directly from precipitation or snow melt. Therefore the latter situation will be prevailing. Consequently in such a case the DC conductivity is determined solely by the conductivity of comprised ice, which is based on protonic point defects in the hydrogen-bounded ice lattice (see below for further description) and is orders of magnitudes lower (approx. 10^{-8} Sm^{-1} at -10°C to 10^{-10} Sm^{-1} at -40°C ; Grimm et al. 2008). Only at temperatures very close to 0°C connected channels might exist. Laboratory measurements (Stillmann et al. 2010) showed that also in substrate with small pores (below micrometers), connected brine channels could not develop. However for clay-like substrates, e.g. for montmorillonite, an enhanced DC conductivity (almost three orders of magnitudes higher than other substrates with comparable specific surface area) was found, attributed to surface charge (cation) and/or proton mobility in thin films of H_2O within swelling clay interlayers (Stillmann et al. 2010).

Similar to this observation several other authors report that as freezing continues, mobile ions can also be found in continuous thin films of unfrozen, interfacial water, lining the soil particle pores (Murrmann, 1973; Moore & Maeno, 1993). Their thickness depends on the surface forces of the substrate (Derjaguin & Churaev, 1986) and decreases with temperature. Moore & Maeno, 1993, reported that soils with only ice-hydrophobic boundaries contain mobile molecules down till temperatures of -15°C to -20°C , whereas in systems with ice-hydrophilic boundaries, mobile ions can be found even at temperatures between -50°C to -100°C . The special structure and behaviour of very thin films is very different from that of water in bulk (Derjaguin & Churaev, 1978) and therefore involved processes are quite complex. Further details on processes and the calculation of ice/free water proportions are given by Derjaguin & Churaev 1985, Komarow 2003, Lukin et al. 2008 and Komarov et al. 2012 whereas Frolov 2003 developed a complex macrosystem model of frozen ground.

As stated above, in case of existing brine channels (sub-eutectic composition), conductivity sharply decreases when cooling below the eutectic temperature takes place. Below the eutectic temperature and assuming initial condition below eutectic composition, segregated ice is surrounded by the eutectic mixture of ice and hydrate, whereas hydrate seems to be connected (Grimm et al. 2008). DC conductivity is then dominated by the conductivity of the hydrates, which is based on the same principles as that of massive ice, i.e. protonic point defects and connected migration of protons through the lattice, but is much higher.

Hobbs (1974), Glen (1974, 1975), Glen & Paren (1975), Petrenko (1993), Wolff *et al.* (1997), Petrenko & Withworth (1999) and De Koning & Antonelli (2007) gave very comprehensive reviews on the electrical properties of massive ice. Here we will focus only on the basic aspects that might be important for geoelectric monitoring (electrode-soil passage, snow cover, freezing of electrodes...). Petrenko (1993) focused on the theory of Jaccard (Jaccard 1959) to explain the empirically derived properties of ice. This model is based upon the concept of two different types of charge carriers, namely ionic (H^3O^+ and OH^- ions) and Bjerrum defects (L- and D-defects), and changes occurring in the ice structure due to motion of these defects, triggered by thermoactivation. Additionally, impurities (HF , HCl , NH_3 , KOH , NaOH , KCl , NH_4F) can drastically

change the protonic carrier concentration. He further reported, that ice shows a low frequency dc (σ_s) and a high-frequency (σ_∞) conductivity. The first one is of three orders of magnitude lower, since for static (DC) conduction majority charge carrier (intrinsic Bjerrum defects for pure ice) as well as minority charge carriers (intrinsic ionic defects) are required to move. Therefore the latter dominate dc conduction (Grimm et al. 2008). The transition frequency, called Debye frequency, is temperature dependent and changes from 10^5 Hz (0°C) to zero at low temperatures (Petrenko, 1993). If a steady electric field is applied to ice, the frequency dependence generates an unusual time dependency of the electric current through it, which can be approximated by an exponential decrease from $E\sigma_\infty$ to the constant value $E\sigma_s$. This practically means that we have to introduce a sufficient time delay between start of the current injection and potential data sampling in order to stabilise the input current before starting measurement of the actual potential differences.

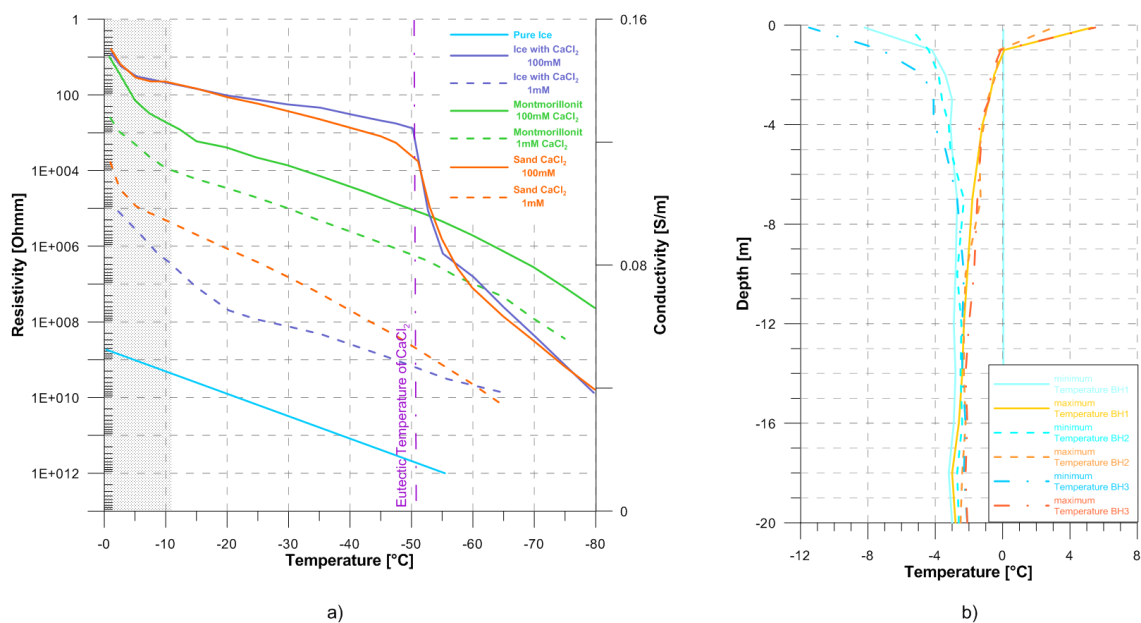


Fig. 15.1: a) Resistivity of pure ice, impure ice, clay and sand (based on data published by Grimm et al. 2008 and Stillman et al. 2010); b) Maximum and minimum temperatures recorded over one year at 3 drill holes close to the Sonnblick observatory (3106 m), data kindly provided by the Central Institute of Meteorology and Geodynamics (ZAMG)

Fig. 15.1a demonstrates the characteristic temperature dependency of different material. Sand and ice with a high ion concentration of 100 mM clearly show the abrupt increase of resistivity for temperatures below the eutectic temperature. For sand and impure ice with a concentration of 1 mM this change is not apparent. They generally show a much higher resistivity even above the eutectic temperature due to a lack of connected brine channels (minimum resistivity at -3°C around $8000 \Omega\text{m}$ for sand and approximately $80000 \Omega\text{m}$ for impure ice). The lower resistivity of sand might be due to conductivity along the thin liquid water layer lining soil particles. However this effect is much more expressed for montmorillonite, showing a much lower resistivity (approximately $10 \Omega\text{m}$ for 100 mM and $500 \Omega\text{m}$ for 1 mM at -3°C). For permafrost measurements

in the Alpine area, a very limited temperature range can be assumed. Based on the available data from Magnetköpfl (for most time no snow cover), the minimum temperature at 0.8 m was measured around -12°C whereas data from Sonnblick (thick snow cover during winter, Fig. 15.1b) -7°C could be recorded at 1 m depth, decreasing almost linearly to -2.5°C at 7 m. Below that depth no significant temperature changes were recorded. This range is indicated as shaded area in Fig. 15.1a. Consequently based on the result from Fig. 15.1a and assuming a concentration of 1mM, which seems to be realistic for most areas as upper value, we can expect a resistivity between 500 and 10000 Ωm for montmorillonite, 500–200 $\text{k}\Omega\text{m}$ for saturated sand and 60 k to 2 $\text{M}\Omega\text{m}$ for impure ice. The results suggest large variations with temperature with a gradient larger than the one at deeper temperatures, which might indicate that for temperatures close to 0°C partial melting, super-cooling and/or the development of brine channels takes place even at low ion concentrations.

According to Petrenko (1993), much attention has to be put on the fabrication of proper electrodes. Since metals are electronic conductors and ice is a protonic conductor, it is difficult to ensure efficient charge exchange. This might have significant effects for current injection into the subsurface. First of all, it could be difficult to ensure a stable DC flow through the metal/ice interface. Secondly the flow has to be high enough to obtain a sufficient signal-to-noise ratio for accurate potential difference measurements. For long time monitoring applications electrolytic decomposition of ice at electrode surfaces, when low DC voltages (6–30 V) are applied, could cause severe problems. Ice in contact with the electrode will be completely converted to gas thus eliminating the bound. The approximate response time is in the range of minutes (Petrenko & Qi 1999, Petrenko & Courville 2000, Haehnel 2001). Another important issue is also related to the question, if and how ice temperature and structure is changed due to the repeated injection of dc current. Petrenko & Ryzhkin 2011 showed that a dc current applied to ice causes Joule and non-Joule heating, in some special cases also non-Joule cooling, whereat the effect of non-Joule processes is larger at deeper temperatures. However the whole effect is very short-lived (Petrenko & Ryzhkin 2011) and partially equalized by the reversed current injection. Therefore, based on our current knowledge, we expect no significant impacts.

These findings imply that permafrost monitoring by geoelectric measurements could encounter several difficulties, which have to be taken into account when designing a proper measuring technique. Apart from that, the measurement of very high resistivities, the operation of a system at very remote locations at very deep temperatures as well as the selection of a robust and long lasting power supply impose additional challenges.

Measurement of ERT profiles in highly resistive environment – considerations regarding limiting factors of measuring technology

Conventional geoelectrical surveys are usually carried out in geological environments exhibiting resistivities between 1 and 5000 Ωm . Therefore commercially available instruments are optimised

for this range of values. To take reliable measurements within this resistivity range, a maximum input voltage range of ± 10 V is usually sufficient, which therefore is nowadays the upper input limit implemented with most commercial systems.

This limitation in fact could cause crucial problems for measurement of permafrost related phenomena, typically related with resistivities above 10 k Ω m, as will be shown in the following section.

Traditionally several different electrode arrays are used for geoelectric exploration (Dahlin & Zhou, 2004). For theoretical evaluation of the expected measuring response at the potential input channel of the instrument we will focus on the Wenner configuration, one of the most commonly applied array types. The Wenner array is a special case of the Schlumberger array (with equally spaced electrodes), which is in turn the special, symmetrical form of the gradient array. For simplicity we assume the subsurface to be a homogenous halfspace with a constant resistivity. Its values will be varied from 500 Ω m to 10 M Ω m. For this simplification, the calculated apparent resistivity R_{app} is equal to the true bulk resistivity of the subsurface.

R_{app} is calculated as (Koefoed, 1979)

$$R_{app} = 2\pi a R_{meas} \quad (1)$$

a.....electrode separation

$$R_{meas} = \frac{U_{meas}}{I_{inj}} \quad (2)$$

An empirical formula for the penetration depth of measurements using Wenner configuration is given as $a/2$ (Edwards, 1976). For most of the areas within the Alpine region, permafrost dewing processes are expected to happen within the first two meters of the subsurface. Therefore electrode arrays starting with a minimum electrode separation of 25 cm up to a spacing of 4 m were used for the following calculations. Inserting equation 2 into equation 1 considering the used units yields

$$U_{meas} [V] = 0.001 \frac{I_{inj} [mA] R_{app}}{2\pi a} \quad (3)$$

Consequently, to examine the range of the theoretically expected potential difference, U_{meas} was calculated for electrode distances of 0.25, 0.5, 1, 2 and 4 m (equal to penetration depths of 0.1, 0.25, 0.5, 1 and 2 m) and subsurface resistivities between 500 Ω m and 1 M Ω m. I_{inj} was set to 1 mA. Fig. 15.2 shows the results of the calculation. Fig. 15.2 illustrates, that for the smallest electrode spacing of 25 cm only resistivities below 15000 Ω m for 1 mA of injected current can be measured within the given potential input limit of the instrument of ± 10 V. Since a much higher resistivity

is expected for permafrost areas, lower currents have to be injected or the voltage input range has to be enlarged. Both possibilities pose a technological challenge.

For most geoelectrical instruments the minimum voltage applied for current injection depends on the voltage of the attached battery (typically between 12 and 24 V), which is eventually not low enough to produce the required injection currents below 1 mA. Moreover the exact measurement of currents in the range of 0.1-0.001 mA requires a very sensitive current sensor usually not necessary for conventional resistivity surveys. Consequently we conclude that much attention has to be focused on the evaluation of the reliability of the acquired data.

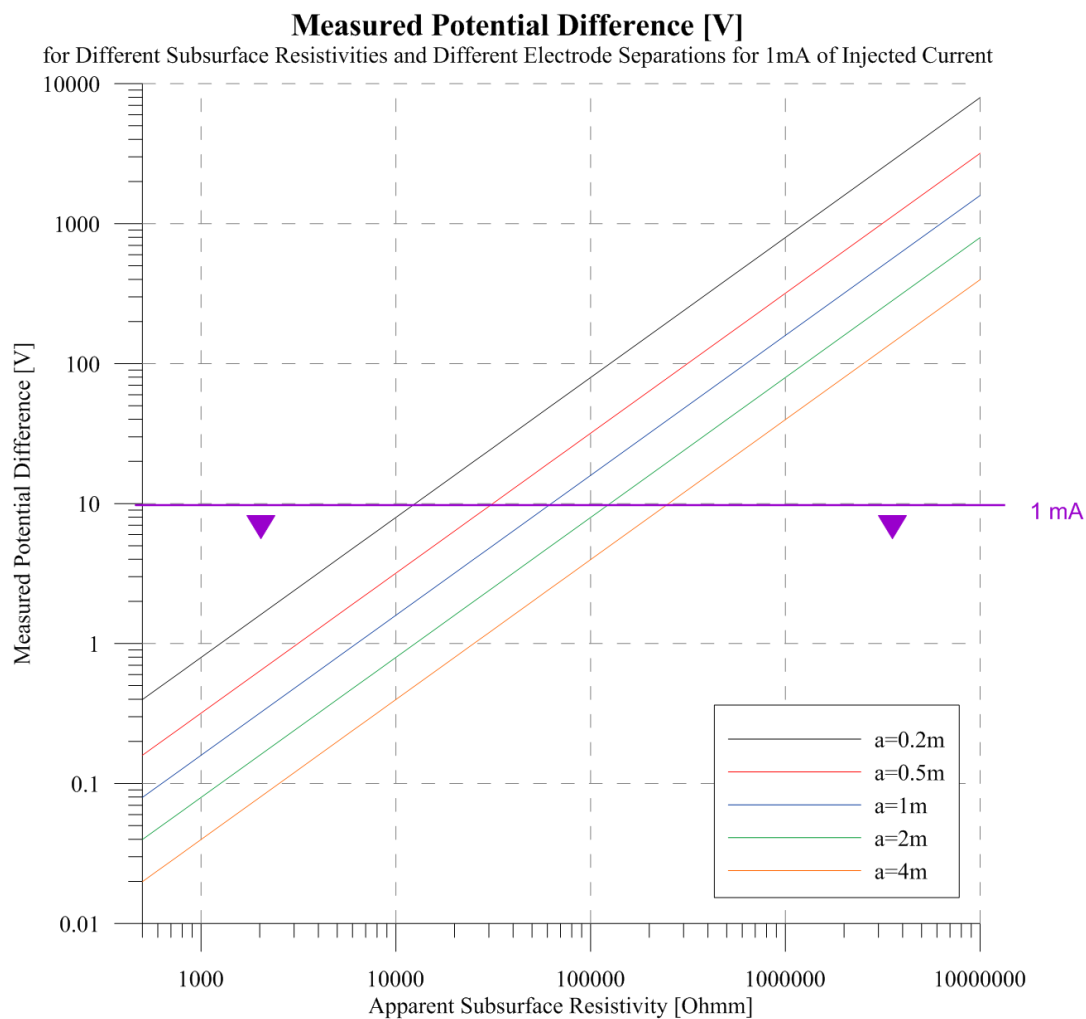


Fig. 15.2: Calculated relation between subsurface resistivity and measured potential difference for an injection current of 1 mA

Pilot monitoring attempts at the Sonnblick observatory

To practically evaluate constraints to optimize the Geomon^{4D} system for permafrost monitoring, geoelectrical test measurements were carried out at the "Hoher Sonnblick" summit, close to a meteorological observatory (Fig. 15.3). Located at an altitude of 3106 m, problems with permafrost thawing had already produced serious and far reaching engineering problems there. Consequently, the Sonnblick observatory had to be stabilized with extensive geo-mechanic activities (rock anchor, etc.) during the last years.

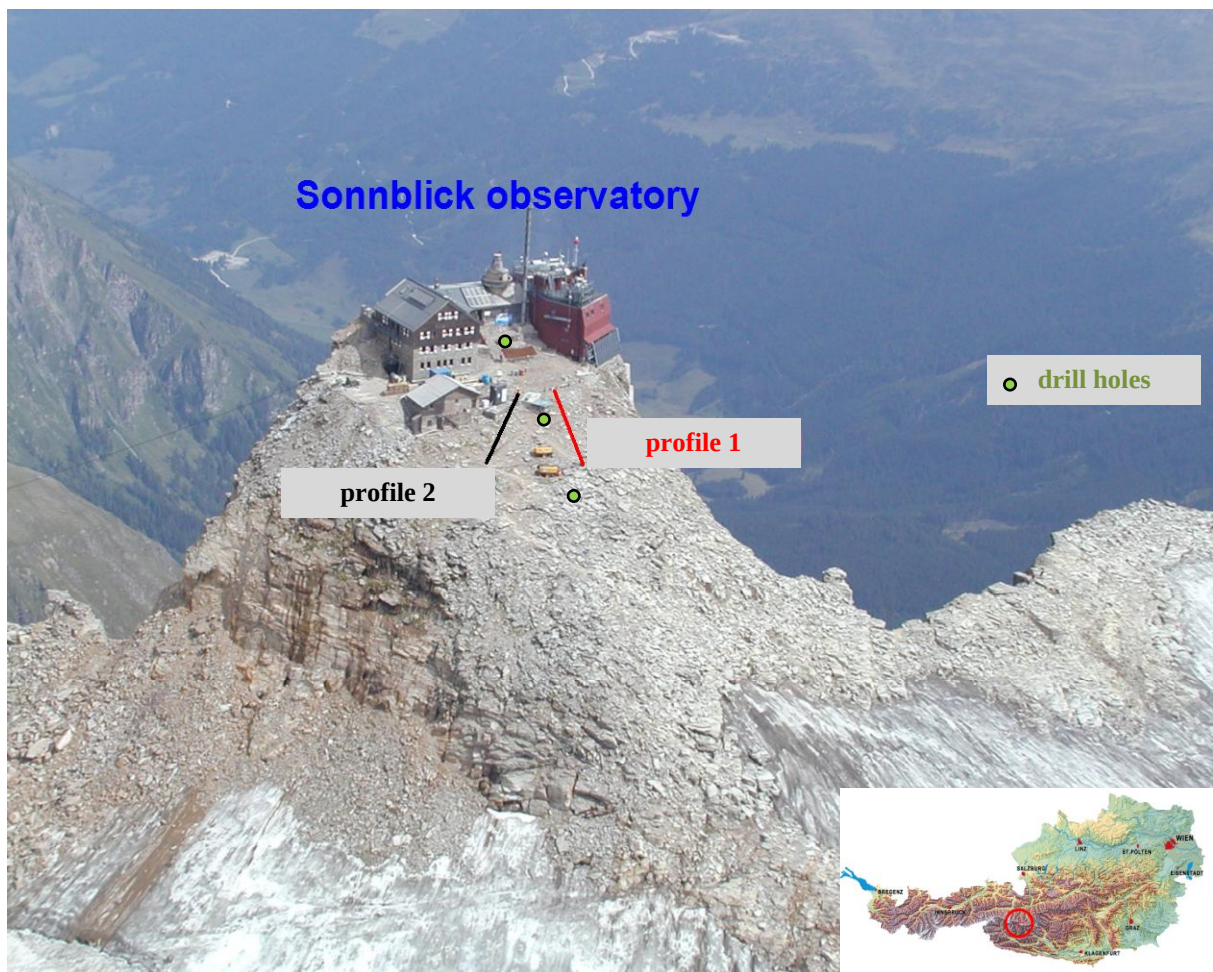


Fig. 15.3: Location of the geoelectrical profiles at "Hoher Sonnblick" (photo: Michael Staudinger, ZAMG)

The first geoelectrical measurement campaign was carried out in August 2006 with a Sting RI (AGI) multielectrode and the Geomon^{4D} system for comparison. Due to the occurrence of a summer snow storm, only a limited number of electrodes could be positioned, thus data inversion was of very limited resolution. However both data sets showed reliable and comparable measurements. Within a second campaign in September 2006, a profile with 40 electrodes at 0.5 m spacing was implemented as a fixed geoelectrical monitoring profile (red line, Fig. 15.3). In **Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.** the locations of both profiles at the summit area of "Hoher Sonnblick" are displayed. The location was chosen since high resolution temperature monitoring

data were sampled by the Central Institute of Meteorology and Geodynamics (ZAMG) in three 20 m deep drill holes close to the profile.

The first test measurement proved that a significant amount of current could be injected (5-35 mA), resulting in considerable potential differences for forward and reverse current injection. The measured electrical potential was in most cases below the voltage limit of the input channel. Nevertheless in total about 20% of all measurements had to be discarded since they did not fulfill this criterion. After pouring the electrodes with salt brine, 70% of all samples did not meet this constraint.

In fact, since the system was destroyed several times due to lightning strokes, no continuous monitoring data set could be acquired. However two data sets are available to compare autumn and winter conditions. Fig. 15.4a shows the results of the geoelectrical inversion from data measured in September 2006. Very high resistivities appear at the bottom (1.5-2 m depth) of the section, which can be interpreted as the permanently frozen part of the bedrock (permafrost area). The overlying structure is characterized by a heterogeneous distribution of resistivity anomalies, ranging from a few hundred up to some thousands of Ωm . During winter time the results show significantly higher values above 100 k Ωm , correlated with the totally frozen conditions. This area is addressed as the fragmented/broken rock with some silt fillings and consequently represents the active layer.

The results proved that the geoelectrical method could be a possible tool for monitoring of permafrost; however they also defined the need for improvements of the Geomon^{4D} system.

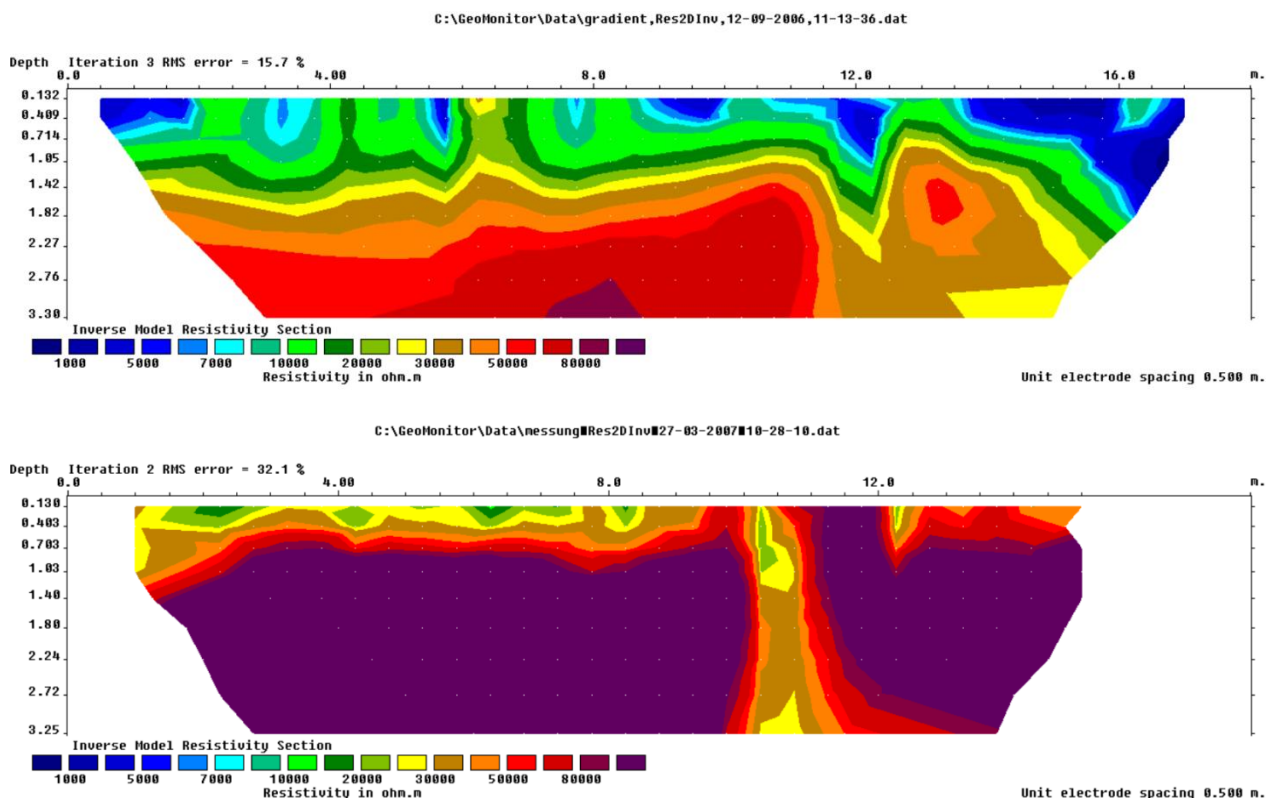


Fig. 15.4: Results of geoelectric inversion from profile 1 at "Hoher Sonnblick" (gradient array), top (a): inversion results from September measurements; bottom (b): inversion results based on March measurements

Adaptations to the Geomon^{4D} geoelectric system for permafrost monitoring

The Geomon^{4D} automatic geoelectrical monitoring system was originally developed by the Geological Survey of Austria (Supper et al. 2003, 2004, 2005) for an optimized monitoring of landslides (Supper, 2007). Due to the application of innovative electronic components and the employment of a new measuring sequence (only every fourth electrode is used for current injection to avoid polarization effects), data acquisition time was significantly reduced compared to other commercially available systems, thus allowing generation of snapshots of the subsurface structure. Additionally several options for remote access and data transfer were implemented to the system: measuring results are sent automatically each day by email and system maintenance and data download can be done remote controlled. However the results from the Sonnblick test site showed that several adaptations had to be applied to the Geomon^{4D} system to improve its performance for long term permafrost monitoring.

To allow the injection of constant and very low currents, as necessary for permafrost applications, a special constant current source was developed which allows fixing the injected current at very low values necessary to produce required input voltages below 10 V (thus allowing any required injection voltage even below 12 V) and keeping it constant during the whole injection cycle through applying a regulation procedure. Additionally the resolution of the current detector was enhanced.

Since permafrost monitoring is usually carried out at very remote and exposed locations, a special module had to be developed for lightning protection, which permits protecting every input and output channel against overvoltage. Additionally as access to the installation site of the system would be almost impossible during winter time, a power supply by fuel cells was implemented and tested, allowing a permanent operation without the need to refuel for more than 8 months. An additional solar power supply was not foreseen due to the danger of lightning strikes. To save power, only one measurement of a full section per day as well as an automatic shut down after the measurement and rebooted one day later for the next measuring cycle was foreseen. The geoelectrical equipment, fuel cell and batteries were placed in cases especially developed for harsh conditions. The exhaust heat from the fuel cell was used also to heat the geoelectrical system.

Test measurements in an Alpine ice cave

One important aspect of further test surveys was to discover, if and under which conditions the injection of a proper and steady current signal into the ground is possible.

In several caves of the Alpine area, massive ice accumulations can be found of which some have already persisted for more than hundred years. Therefore they are also classified as permafrost phenomena. Dating of some ice blocks yielded ages of up to 5000 years (Achleitner, 1995). These ice bodies usually are formed by water which penetrates through the surrounding porous limestone. Although the temperature inside the cave remains almost constant over the whole year, some minor growth and degradation can happen during the year due to ventilation dynamics (Cigna, 2004; Yonge 2004).

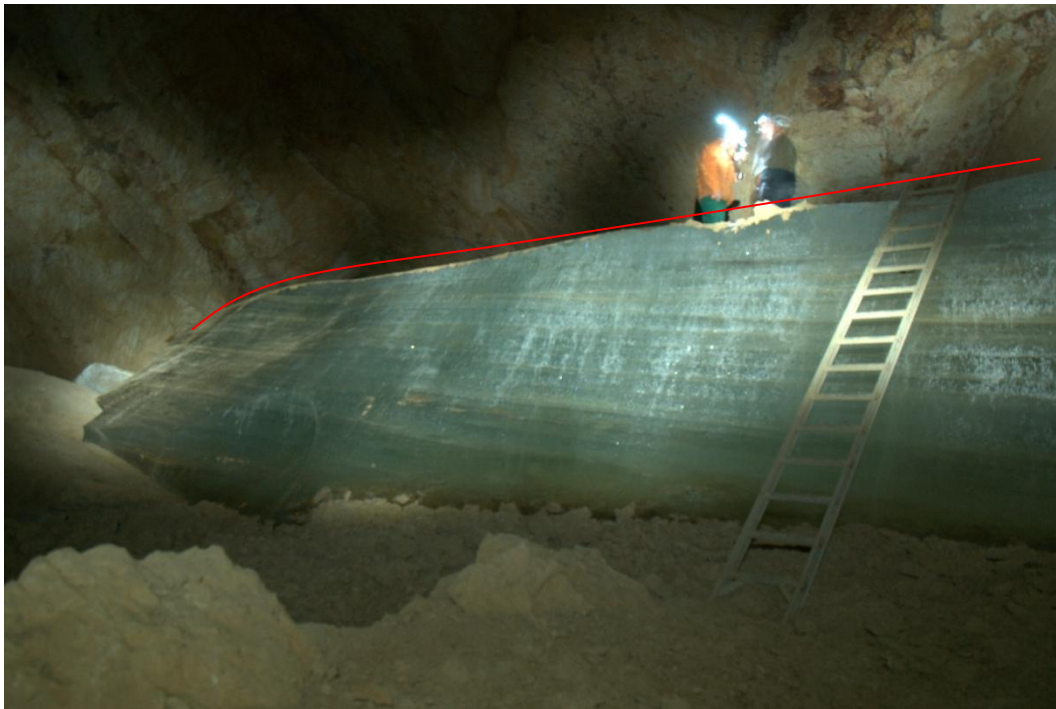


Fig. 15.5: Location of the geoelectric profile (red line) on the ice cliff inside the "Feenpalast" ("Fairy Palace") of the Dachstein-Mammut-Cave system

Since especially during winter time temperatures are very constant and some few degrees below zero, temporal dewing of the ice and wetting along the cables can mostly be avoided during the measuring period (January). Therefore ice caves represent a good target to test geoelectric current injection in ice under equilibrium condition at temperatures little below 0°C . The measurements were performed on a massive ice cliff (dimensions: 25×20 m wide, 3–4 m thick) inside the "Feenpalast" ("Fairy Palace") of the Dachstein-Mammut-Cave system (Fig. 15.5) in January 2010 (yearly air temperature variations $+0.5$ to -3°C , Mais & Pavuza 2000; yearly variations in ice temperature -0.3 to -0.5°C at 3 m and -0.1 to -1.5°C at 0.5 m below the ice surface, Obleitner & Spötl 2011, Schöner et al. 2011). Ordinary screws were used as electrodes. After drilling them into the ice, the melt water formed a 'good' contact to the screw surface when it froze again. Although only 10% of the acquired measurements met the required quality criteria (only injection currents above 0.06 mA were allowed; max. current: 0.16 mA, mean current: 0.1 mA), an inverted 2D section for part of the profile could be derived, which is shown in Fig. 15.6. The results yield resistivity values between 10 and $100 \text{ k}\Omega\text{m}$ for the massive ice cliff and values above $100 \text{ k}\Omega\text{m}$ for the underlain layer, in a first stage interpreted as frozen clay and limestone debris. If this interpretation was true, the depth to the base of the ice was definitely underestimated, compared to GPR measurements (Behm & Hausmann 2007, Hausmann & Behm 2011), which might point out that the available inversion algorithm cannot handle such high contrasts adequately or that another interpretation of the results has to be found. For the ice melt, no chemical data is available but the water conductivity was found around 250 – $300 \text{ }\mu\text{S/cm}$, which might be from the

magnitude close to a concentration of 1 mM. We can conclude that in the shallow part (till 0.5 m), where temperature variations still can be assumed, lower values (20 k Ω m) than that expected according Fig. 15.1, were detected, indicating the existence of connected brine channels, whereas in deeper parts of the ice body, hardly influenced by any yearly temperature variation, high values above 750 k Ω m were measured, indicative for a lack of connected channels.

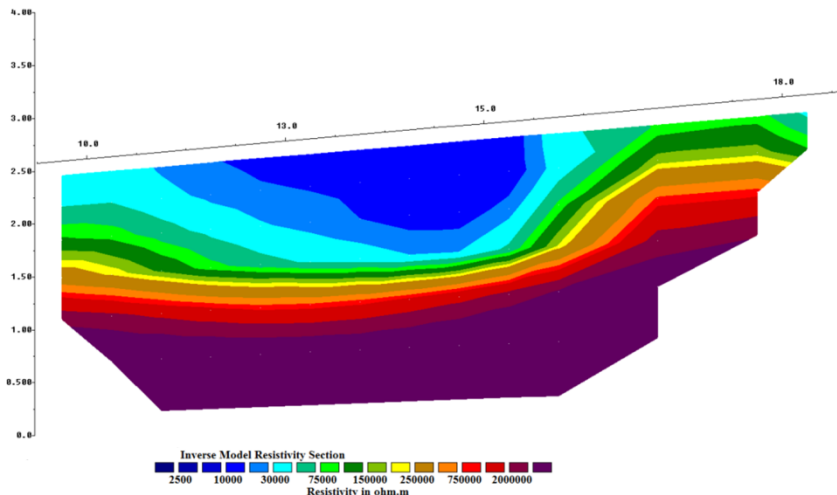


Fig. 15.6: Inversion results from the geoelectric profile on the ice cliff inside the "Feenpalast" of the Dachstein-Mammut cave system

Test measurements on ice sheets of Austrian lakes

Further test measurements were performed on the ice sheets of two Austrian lakes, namely Lake Neusiedl and Lake Wienerberg. At Lake Neusiedl, profile 1 was positioned at the transition between the frozen beach and the lake area. Consequently half of the profile was installed on frozen beach clays, the other part directly on the approximately 30 cm thick ice sheet of the lake (Fig. 15.7). Profile 2 was set up entirely on the ice sheet. Analysis of the raw data showed that an average of 6 mA of current could be injected (range 1.8–19 mA) and that a well defined measuring signal significantly above noise level could be registered.

Fig. 15.8 shows the inversion outcome from profile 1. The results of the standard inversion (Res2dinv with robust (L1-norm) constraints; Loke et al. 2003) with no fixed resistivities clearly show high resistivity values in the area covered by the ice sheet (3–20 k Ω m). However the thickness of this layer is overestimated. It seems that the resistive ice sheet and the underlying water layer (around 10 Ω m) are interpreted as one layer with medium resistivity. In the beach area, where the resistivity contrast is much less, we can find a high resistivity top layer (250–800 Ω m) above the non-frozen clay. Values are one magnitude larger than those expected from Fig. 15.1, which again might be due to an overestimation of the thickness of the frozen layer. Similar results are obtained along profile 2 (Fig. 15.9). When fixing resistivity and depth of the first two layers close to the expected 'real' values (ice sheet: 0.3 m, 25 k Ω m; water layer: 1 m, 15 Ω m; gravel layer: 1 m, 350 Ω m; below clayey sediments: 15 Ω m), inversion results with a comparable inversion error, but with

a more realistic model were obtained (Fig. 15.10). This once again points out that inversion algorithms tend to smooth out high resistivity contrasts, which could lead to misleading interpretations, in particular regarding the thickness of the active permafrost layer. However the case of a frozen lake is an example with extreme resistivity contrasts.

Additional measurements were performed on the ice sheet of Lake Wienerberg. There the resistivity of the ice sheet was found to be much higher (between 20 and 80 k Ω m). Determination of the electrical conductivity as well as a chemical analysis of major minerals of molten ice samples from both lakes also showed significantly different results (values given for Lake Neusiedl / Lake Wienerberg respectively: electrical conductivity: 257 μ S cm⁻¹ / 37.3 μ S cm⁻¹; total ionic content: 179/27 mg/l; Na: 26/2.1 mg/l; K 7/2.3 mg/l; Cl: 23/3.5 mg/l). This outcome proves that the ionic content of ice influence its electrical conductivity. In the case of "Neusiedlersee", most probably a larger volume of connected brine channels was present due to the higher ionic content thus increasing electrical conductivity significantly. In general it can be concluded that the test measurements in the ice cave and on ice sheets of lakes proved that even if electrodes were placed directly in frozen material, the injection of significant amounts of current was possible. The rather low electrical resistivity suggests that brine channel conductivity and not surface conductivity, which can be much larger than ice bulk resistivity (Caranti & Illingworth 1983, Petrenko & Ryzhkin 1997, Khusnatinov et al. 1997), is the dominating process.



Fig. 15.7: Layout of the geoelectrical line on the ice cover of lake Neusiedl (right); coupling of cables to the ice sheet using screws

lake

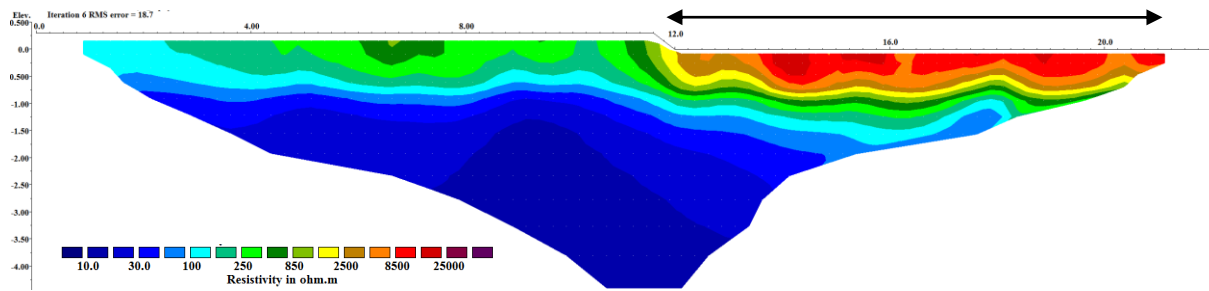


Fig. 15.8: Inversion results of profile 1 at Neusiedlersee, stretching from the frozen beach area (left) onto the closed ice sheet (right)

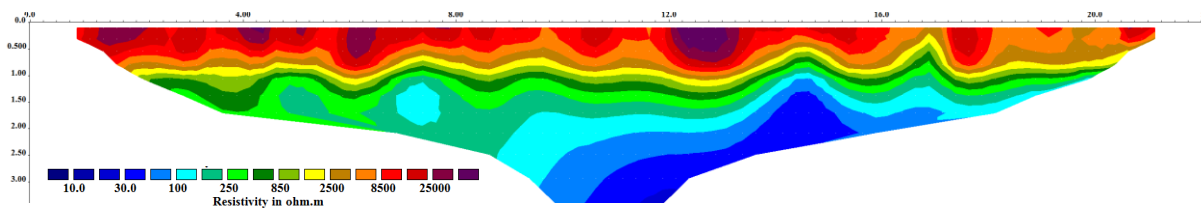


Fig. 15.9: Inversion results of profile 2 at Neusiedlersee; the whole profile was situated on the ice sheet (rms error 14.6%)

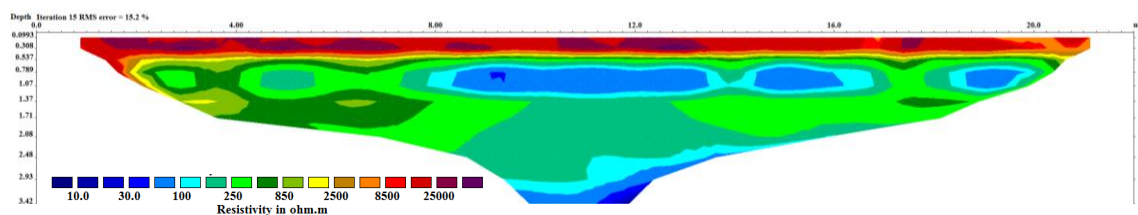


Fig. 15.10: Inversion results of profile 2 at Neusiedlersee with realistic starting model; the whole profile was situated on the ice sheet (rms error 15.2%)

Results of short period monitoring experiments in a freezer

To simulate field monitoring measurements under (partly) controlled conditions and to derive some basic knowledge about expected processes, several monitoring experiments were performed in a freezer. The experimental setup is displayed in Fig. 15.11. We used a chest freezer filled half up by a mixture of sand, natural soil and water. Whereas laboratory measurements by Stillmann et al. were performed with fully saturated samples, we tried to simulate real field conditions by an unsaturated soil sample and using a short array of 17 electrodes at 5 cm spacing. The main focus of the experiment was to test the improved equipment in permanent mode and to derive characteristics about the time evolution of the resistivity-temperature dependency and not to determine absolute resistivity values. The 'sample subsurface' was cooled down from room temperature (17°C) to -18°C, kept at constant temperature for several days, then the freezer was shut down and the box opened to allow successive dewing. The temperature in the soil was measured by two sensors, one positioned close to the surface of the sample and one at the bottom

of it. Every half an hour a complete section using gradient configuration was recorded. All results showed a very similar behavior. Therefore we here discuss the results of one selected configuration. Fig. 15.12a shows the time series of temperature and apparent resistivity measurements. The effect of the latent heat of freezing/melting is clearly shown in the temperature data from the upper/lower sensor around 0°C. This shows that freezing starts from the bottom (hardly any effect on the bottom sensor) and dewing from the top (as implied by the experimental setup). The apparent resistivity values show an almost linear rise and decay (in the log scale) during the period of decaying and rising temperatures. However for the duration of constant temperatures, still an increase of resistivity can be recognized, which is indicative for a continuation of the freezing process.

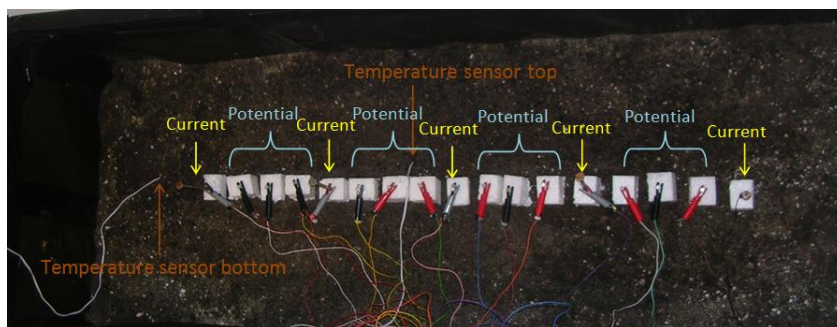


Fig. 15.11: Experimental setup of monitoring experiments in a freezer

These points out that a state of equilibrium was not reached during time of the experiment. Therefore we can conclude that the velocity of the cooling/dewing process is important for the determination of absolute resistivity values. Fig. 15.12b shows the curves of the resistivity-temperature relation for the upper and lower temperature sensor. At positive temperatures resistivity first increases with almost constant slope (in logarithmic scale). Around 0°C resistivity continues to increase with time at almost the same rate although temperature stays at nearly the same level, which is shown in the resistivity-temperature diagram by a dramatical increase of slope. At this point energy is set free by the freezing process (latent heat of freezing), which prevents from further cooling, although resistivity definitely indicates that the freezing of pore fluid (brine channels?) continues. Below -1°C resistivity increases again with almost constant, but larger slope (in log scale) than at positive temperatures. At the time cooling was finished and the freezer opened, resistivity drastically dropped from 60000 Ωm to 5000 Ωm although soil temperature hardly changed, which could be due to a sudden decrease of contact resistivity of the electrodes and/or an increased surface conductivity along the dewed soil surface. Close to 0°C the decrease of resistivity was much smaller than the increase during freezing. In general the experiment showed that freezing and thawing curves might not be identical, but usually show a hysteresis shape due to different processes. We also conclude that, assuming a similar time constant of several days for outdoor freezing and dewing processes, the subsurface system is not necessarily in an equilibrium condition. Therefore the process time has also to be taken into

account when interpreting the data and recorded absolute resistivity values cannot always be directly correlated to those from laboratory measurements.

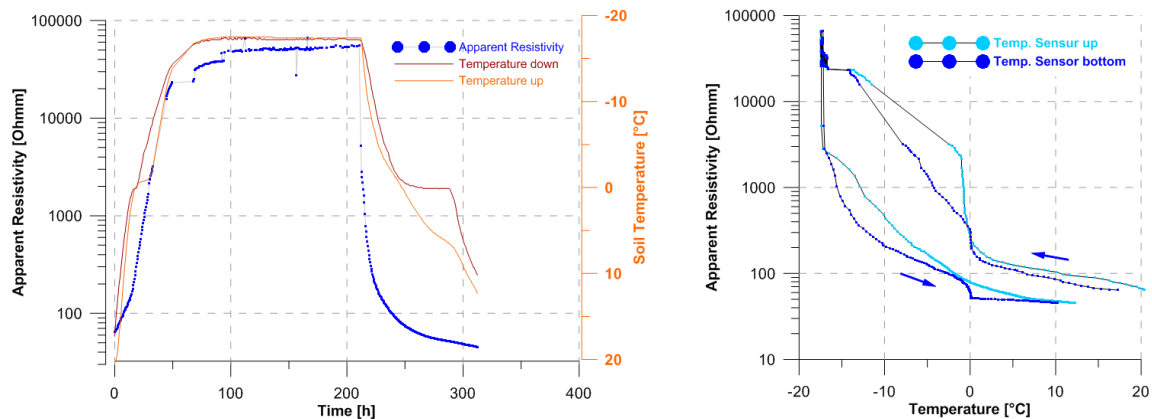


Fig. 15.12: Example of results from short period monitoring experiment in a freezer. Left: time series of temperature and apparent resistivity; Right: Dependency of apparent resistivity on temperature for upper and lower temperature sensor

Data quality criteria for the selection of an optimized data set for further processing

The special capability of the Geomon^{4D} system, i.e. to save all single samples of raw measurements, was used to thoroughly check and analyze data quality of each measurement. Careful analysis of several thousands of raw samples showed, that mainly four typical categories of sample shape exist. Fig. 15.13 shows examples of these typical categories of raw signals. The top left picture displays measurement with a very good signal-to-noise ratio whereas in the top right figure, a measurement done with a low injection current is displayed. Due to the high noise (mainly 50 Hz and multiples), hardly any differences between forward and backward potentials can be derived. The bottom left graph shows again a measurement performed with a very low injection current. Potential differences in this case contain a smooth drift, whereas no 50 Hz (+ multiples) noise component is detectable in the recorded potential signal. This case is typical for none or badly connected electrodes. Finally the bottom right chart presents a measurement with a sufficiently strong current injection, however potentials show significant drifts which might be due to polarization effects.

Based on these findings, the following criteria were used to evaluate the quality of the measurements.

1. Injection of a **constant** current should be possible at an **adequate level** (15.13a).
2. Measured Potential differences need to be **within the potential input range** of the instrument.
3. Potential differences measured for forward/reverse current injection should show **clearly distinguishable levels** significantly above noise level (see 15.13 as negative example).
4. A **linear fit** of forward and backward potential measurements should be **constant** (no polarization effects or drifts; see 15.13c and d as negative examples)

The results of test measurements highlighted the requirement for introducing a delicate data quality assessment procedure into the raw data processing workflow. Consequently only measurements meeting the requirements above were regarded as "reliable" and were thus used for further processing of all field results. In most of the cases meaningful inversion results could only be derived when applying a strict selection based on these criteria. It needs to be pointed out that such a selection is only possible if the instrumentation used for monitoring allows saving raw sample data. Consequently in our point of view this is a precondition to assess data quality and to produce high quality results.

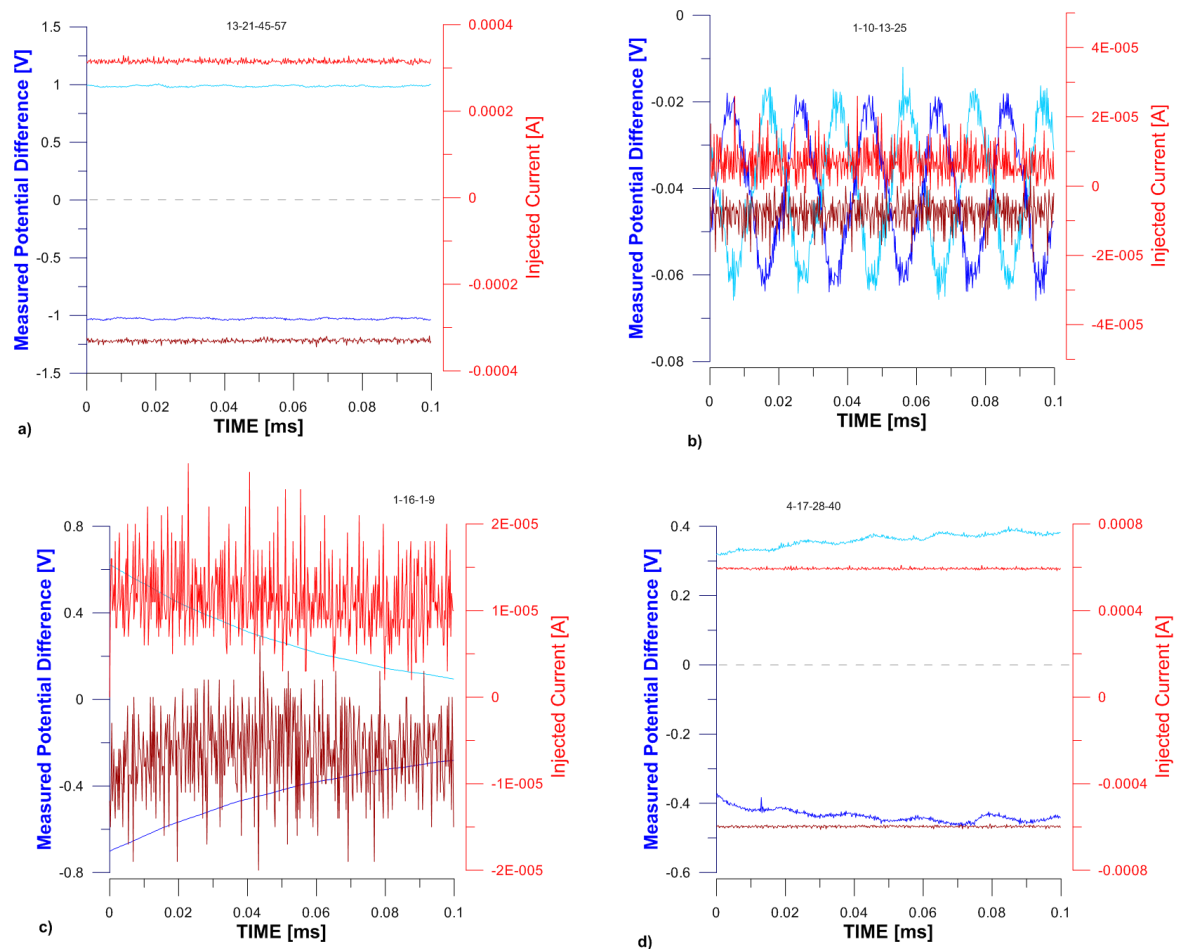


Fig. 15.13: Typical categories of raw signals measured at the "Magnetköpfl" site; light blue: measured forward potential difference; dark blue: measured backward potential difference; light red: forward current; dark red: backward current

15.2.4 Results from permafrost monitoring Field TEST sites

Due to the high noise level at the Sonnblick (influence of the observatory), the danger of lightning strokes as well as the limited accessibility during bad weather conditions, alternative locations, i.e. the Mölltaler Glacier and Kitzsteinhorn/Magnetköpfl, were selected as sites for long time installations.

The geoelectric monitoring installation close to the Mölltaler Glacier

Due to the good accessibility even during winter time, an area close to the Mölltaler Glacier in the Austrian Alps was selected for the set up of the first permanent monitoring installation. At the end of September 2010 a profile consisting of 81 stainless-steel electrodes, positioned at an equal spacing of one meter, was installed at an altitude of around 2770 m (Fig. 15.14).

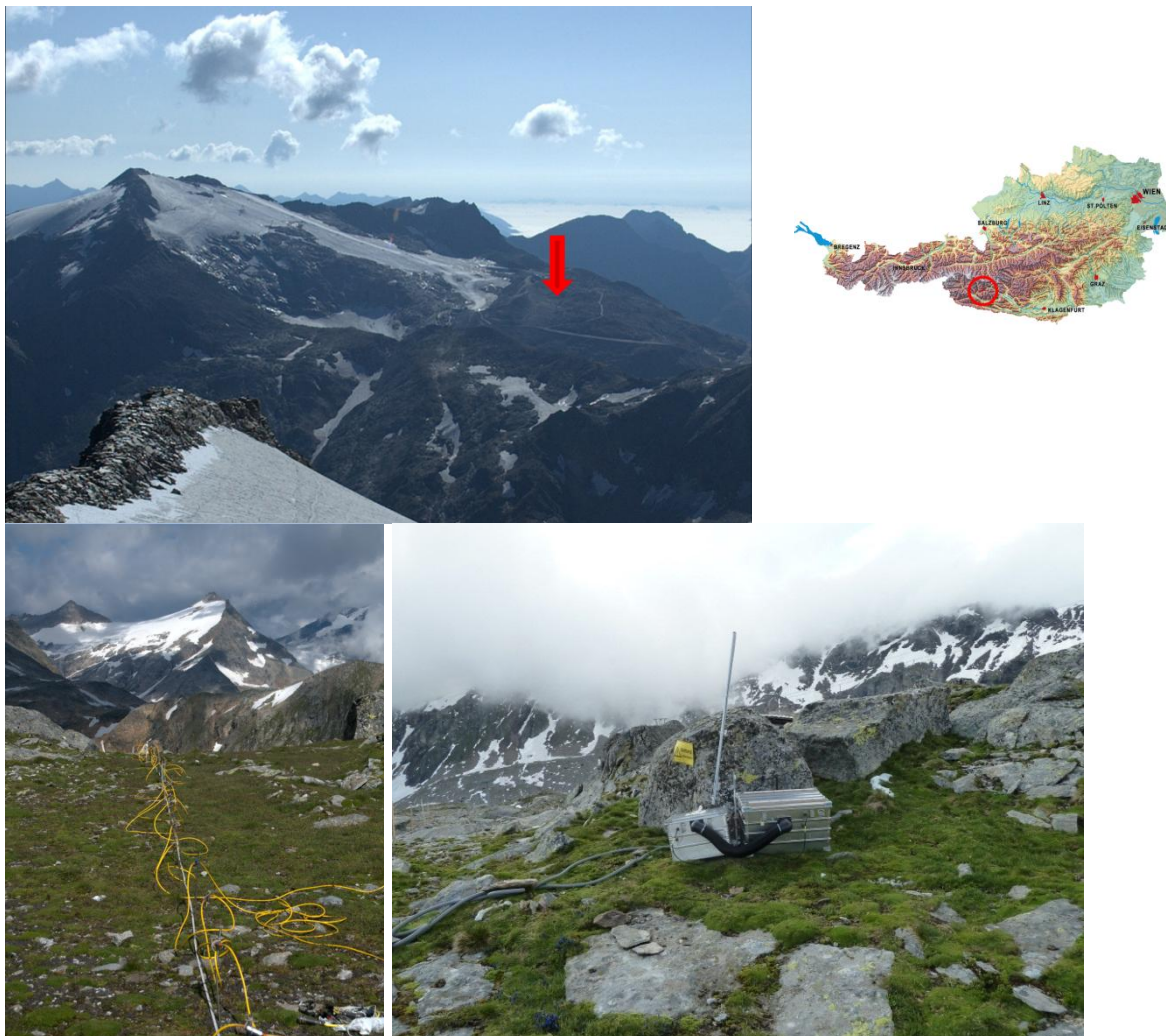


Fig. 15.14: Location of the geoelectrical monitoring profile close to the cable car station Eisseehaus at the base of the Mölltaler glacier (top left), location of the test site within Austria (top right); view on the monitoring line towards "Hoher Sonnblick" in the back; casing of the Geomon^{4D} system and of the fuel cell

The adopted Geomon^{4D} system was used as measuring device and a SFC Efoy Pro[®] 600 fuel cell with two methanol tanks as power supply. Data transfer was implemented using a commercially available USB internet stick from a local mobile telephone company. From October 2010 till September 2011 one complete data set consisting of 2590 single measurements distributed in a gradient array was measured once a day, thus providing a continuous data set for almost a full seasonal cycle. The fuel cell had to be refueled only once in May after 8 months of permanent operation.

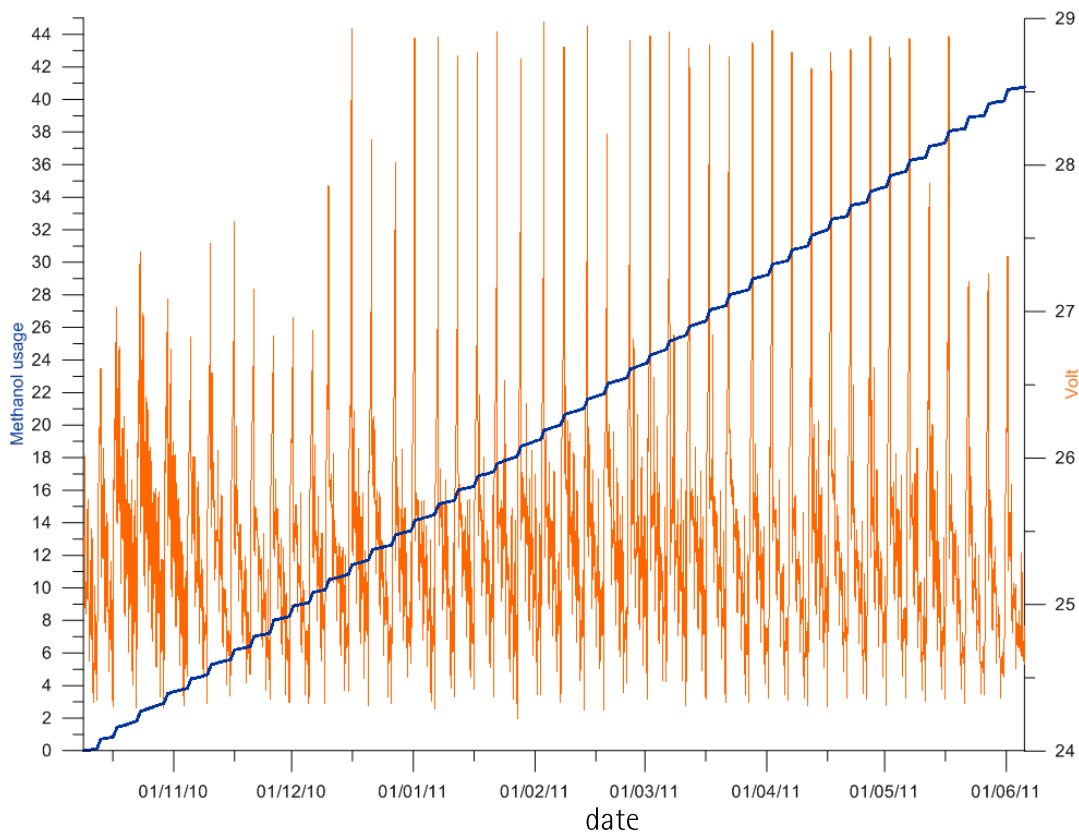


Fig. 15.15: Methanol consumption (blue curve) of the fuel cell at the monitoring site "Mölltaler Glacier"; red line: voltage of Geomon^{4D} supply batteries.

15.16 shows the statistical distribution of injected currents for different times. During the first days of measurements most of the injected currents were found between 2 and 6 mA (in fact the maximum range allowed by the system). Some days after the installation, when surface soil temperatures dropped significantly below zero degrees, most of the injection currents were detected in the range between 0.5 and 2 mA, whereas after another major temperature drop mid of December, mainly currents in the range between 0.05 and 0.3 mA could be injected. Values remained in that low range till the end of April, when most registered currents were again above 1 mA.

15.17 and 15.18 displays the change of apparent resistivity for selected configurations positioned at successive locations along the profile (profile distance 16, 22, 24, 28, 32 and 76 m) for an approximate penetration depth of 1 and 4 meters respectively. The given temperatures refer to

temperatures measured in boreholes close to the Sonnblick observatory, which is only 5 km away but at a slightly higher altitude, since no soil temperature data is available for the Mölltal Glacier area. Consequently absolute temperature values will be a little different and are therefore not used for quantitative interpretation, whereas the general temperature trend will be very similar. Borehole temperature values at 0.8 m clearly show several distinct phases: a period with almost constant values around zero degrees (phase 1) lasted till mid of October, when a sudden temperature drop was followed by a time with slowly decaying values, lasting till the end of November (phase 2). At the end of phase 2 surface temperatures dropped suddenly below -12° , thus inducing a sudden decrease of temperatures also at 0.8 m depth with a certain delay. This event marks the transition to phase 3 (winter period), characterized by a very constant temperature (average -5°C at a depth of 0.8 m), which lasted till the beginning of April, when it was followed by a sudden rise of temperature (phase 4 till end of April). Afterwards temperatures smoothly rose again marking the period of successive dewing of the subsurface (phase 5). This behavior is also reflected in the changes of apparent resistivity. Till the first drop of temperature, resistivity stayed at a very constant and relatively low value, whereas, initiated by the first temperature decrease, resistivity values started to rise continuously. The sharp temperature drop at the beginning of December initiated a strong rise of the apparent resistivity. The following phase is characterized by rapidly changing values, which lasted almost till mid of April. With a delay of more than two weeks compared to the temperature trend, resistivity values reached the original low values again at the end of May.

We can interpret these five phases in the following way: In phase 1 only freezing of the surface layer with periodical dewing took place. The electrodes penetrated the frozen layer, variations in resistivity are small. In phase 2 freezing of the surface layer proceeded and resistivity changes are mainly caused by a reduction of porosity due to an increased fraction of frozen water. A significant amount of fluid water is still present within connected channels. In the third phase, resistivity suddenly increases rapidly.

We assume that in this phase almost all brine channels are disconnected. Only a very small and probably very variable amount of them still seem to be connected. The background conductivity most probably can be attributed to surface charge mobility. Injection currents during this phase were also very low, thus the error in determining values for apparent resistivity is also very high. A comparison of 15.17 and 15.18 show that for shallow depths apparent resistivity values vary quite a lot along the profiles whereas values at depth exhibit a very similar behavior along the profile.

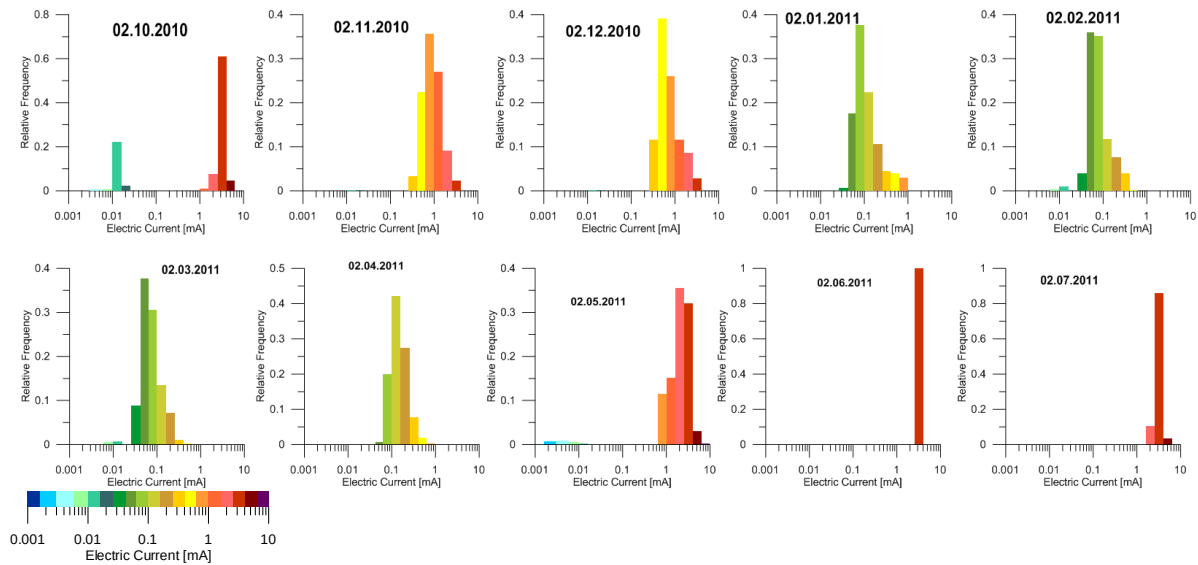


Fig. 15.16: Statistical distribution of injected currents at different times, monitoring profile Mölltaler Glacier, colors indicate ranges of current

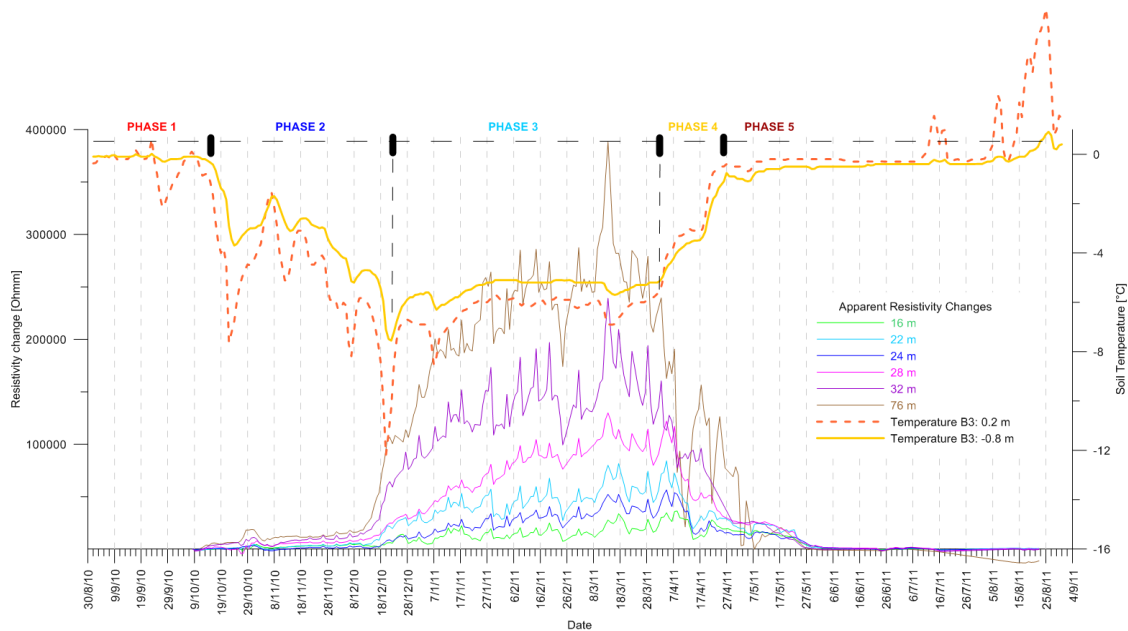


Fig. 15.17: Comparison between apparent resistivity change and soil temperature for an apparent depth of 1 m at different locations along the profile, borehole temperatures given for a depth of 0.2 (orange hatched line) and 0.8 m (yellow solid line).

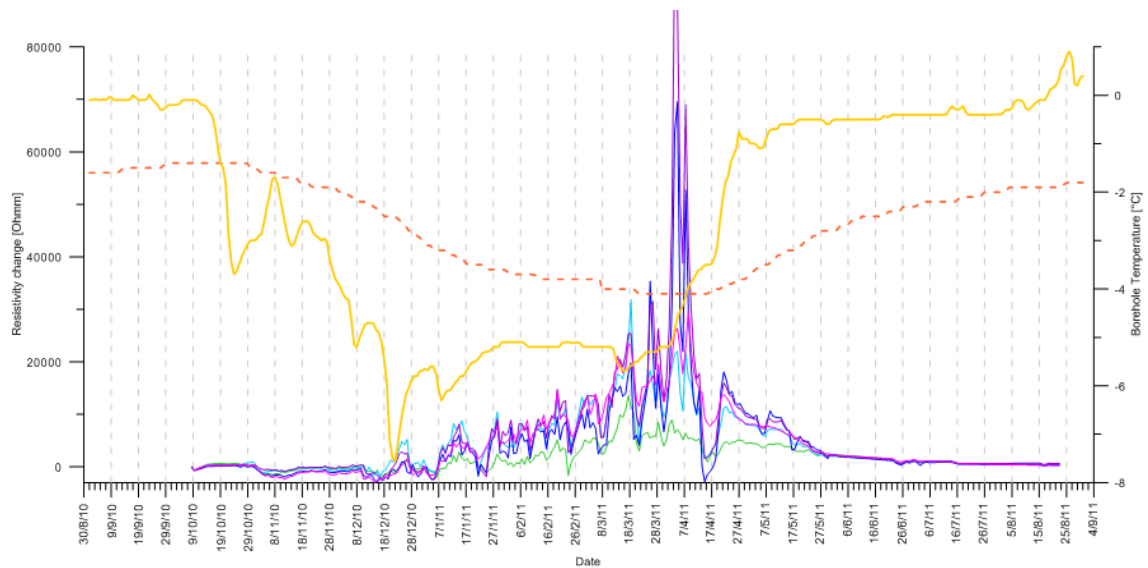


Fig. 15.18: Comparison between apparent resistivity change and soil temperature for an apparent depth of 4 m at different locations along the profile, borehole temperatures given for a depth of 1 (yellow solid line) and 4 m (orange hatched line)

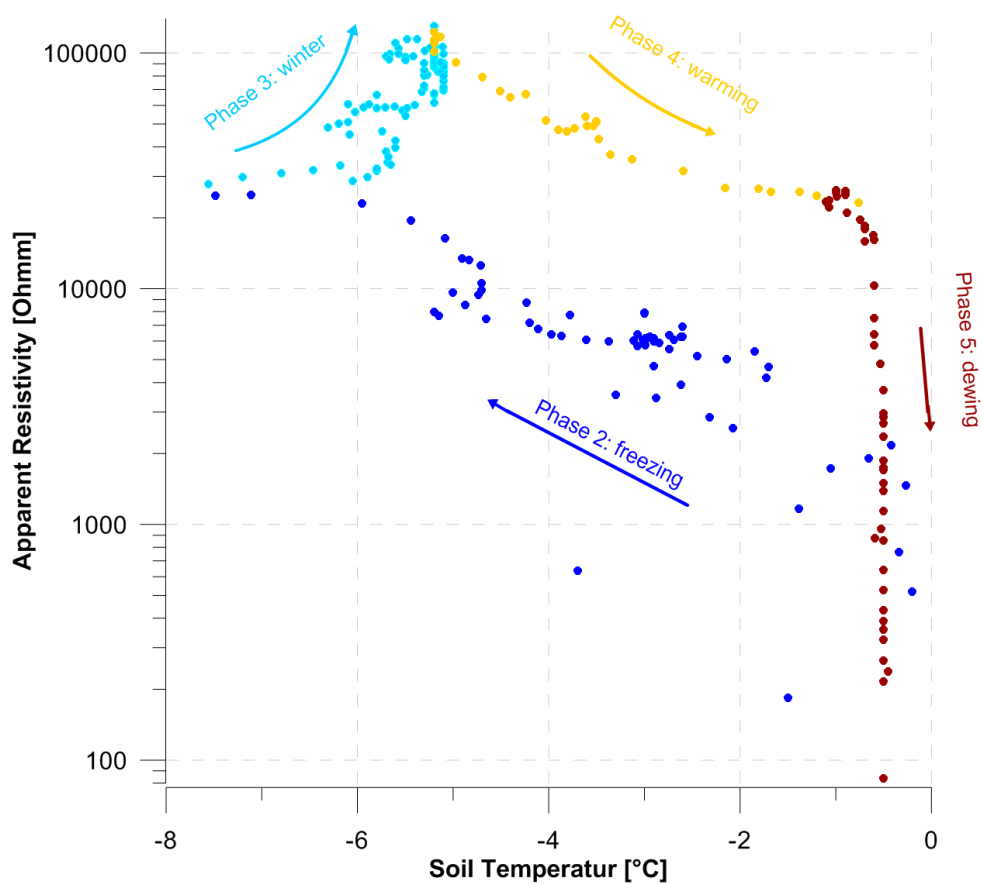


Fig. 15.19: Relation between temperature and apparent resistivity: profile distance 28m, AB=8m

15.19, showing the dependency between apparent resistivity and soil temperature, also highlights the different characteristics of each phase: whereas during phase 2 and 5 the dependency seems to be almost linear, but with a very different slope, results of phase 3 and 4 suggest a different, non linear dependency but with opposite gradient (positive in phase 3 and negative in phase 4). We can assume that in phase 2 (freezing) the domination process is ionic conductivity, its value is mainly determined by the amount of liquid phase in connected channels (equivalent to the effective porosity) and temperature, whereas in phase 3 channel connectivity at first and at later times surface conductivity determines the curve shape. This is also true in phase 4 but in opposite order. In phase 5 (dewing) the successive development of connected channels starts unless resistivity reaches almost the same value as in autumn the year before. It seems that the curve of temperature dependency of the apparent resistivity follows a hysteresis like curve, whose shape might be used to characterize the active layer of a certain area. A hysteresis like behavior was already reported by Lukin et al. (2008), Murrmann (1973) and Grimmet al. (2008) and could perhaps be contributed to the supercooling of the pore fluid (Lukin et al. 2008) instead of freezing point depression. To investigate this in more detail, further long time observations are necessary. Finally all data sets were inverted using the commercial EarthImager software. The results (Fig. 15.20) show a clear penetration of the freezing front (layer of high resistivity gradient) till the beginning of April, when the depth of the front started to decrease again. It is also obvious that the major decrease of values and increase of depth was initiated mid to end of December. However the results also showed that resistivity values at medium depth remained at very low values between 1000 and 5000 Ωm during the whole winter period. Only in spring a small but general increase of resistivity at medium depth, most probably due to the infiltration of highly resistive snow melt water, was detected. Therefore we can conclude that at this test site, no permafrost is present. Consequently a topographically higher location was chosen as test site for the following seasonal cycle.

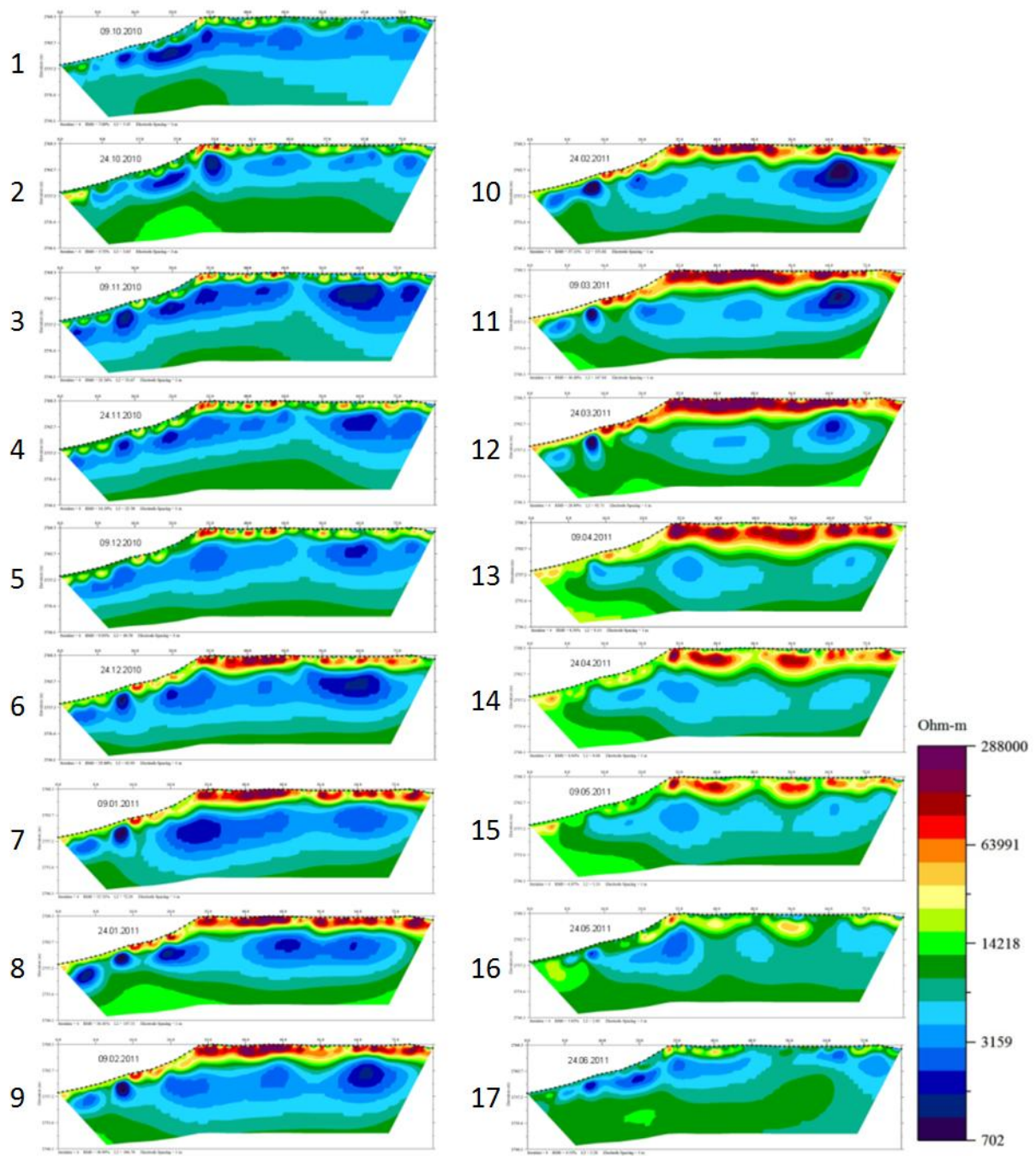


Fig. 15.20: Selected inversion results covering the monitoring period from October 2010 to June 2011 measured at monitoring site "Mölltaler Glacier"

Geoelectric monitoring at the Magnetköpfl/Kitzsteinhorn site

In October 2011 the monitoring system from Mölltaler glacier was removed and re- installed on the north facing ridge of the Magnetköpfl, close to the Kitzsteinhorn peak at an altitude around 2920 m (for location see Fig. 15.21), where an increasing rock instability due to the disappearance of the permafrost as well as the decrease of glacier height followed by a lack of counter pressure at the flanks of the slope was already observed (Hartmeyer et al. 2012).

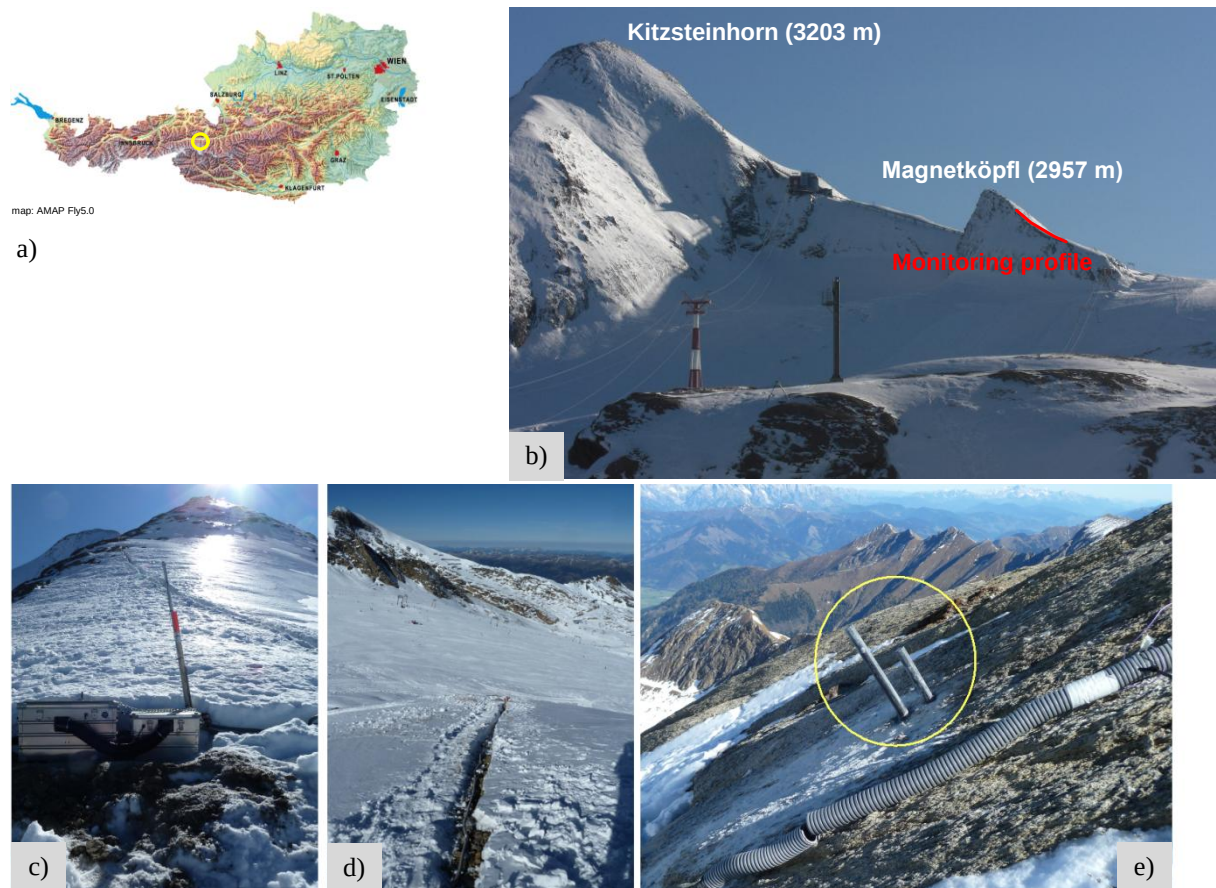


Fig. 15.21: Location of the monitoring site Magnetköpfl in Austria (a); location of the monitoring profile (b), view on the monitoring line (c, d) and location of the rock temperature sensors (e).

To support the interpretation of geoelectric monitoring data, four temperature sensors were installed at two locations directly on the profile (Fig. 15.21e). The sensors were placed at two different depths (10 and 80 cm bgl.) with a measuring interval of 3 hours (Keuschnig et al. 2012). Unfortunately due to an inflow of water, melted by the exhaust gases of the fuel cell, the power supply of the system failed on December, 27th and the fuel cell froze. Only mid of March the site could be accessed again and the system repaired. However due to a bad cable connection of one transmitter board, only part of the system worked properly between March and June. Consequently only time series of apparent resistivity and no inversion results are available for the period from March till June 19th, when the system was finally repaired.

Fig. 15.22 shows the results of the soil temperature, snow depth and precipitation measurements. The soil temperature time series at 10 and 80 cm depths in general shows a successive decrease till the end of January, when the deepest temperatures of -15°C were reached at 0.8 m of depth. After the 15th of February temperatures started to rise again with three periods of increased gradient mid of February, end of April and mid of June. The most important temperature rise was that at the end of April from -5°C to almost 0°C within 14 days at 0.8 m of depth. The detailed data (Fig. 15.24) from the freezing period before the breakdown of the fuel cell allow to recognise four phases: at first a period with almost constant (sensor at 10 cm) or smoothly decreasing (sensor at 80 cm) temperature is apparent, followed by a sudden decrease after November 8th till the end of November, when temperature slightly rose again and stayed almost constant till the 17th of December. At this date temperatures started to decrease again. Fig. 15.24 shows selected apparent resistivity values for an apparent depth of 80 cm for different locations along the profile. It is obvious that the resistivity trend (Fig. 15.24) correlates well with the changes in soil temperature till December 13th: a decreasing temperature trend goes hand in hand with an increase in resistivity. Until November 8th, resistivity increased very smoothly. During the phase of temperature decrease afterwards, resistivity rose significantly up to more than $1\text{ M}\Omega\text{m}$. Within the third phase of almost constant average soil temperatures, resistivity on an average remained very high but its absolute values change rapidly. So far the trend correlated well with our expectations and can be interpreted in the same way as the results from Mölltaler Glacier. However after the 13th of December, resistivity suddenly decreased again, followed by a temperature decline after December 17th, which was not correlated with any obvious change in resistivity. The same trend is apparent in Fig. 15.31, which shows the average apparent resistivity (averaged over the whole data set): within phase 1 and 2 the average apparent resistivity rose from $100\text{ k}\Omega\text{m}$ almost linearly up to $600\text{ k}\Omega\text{m}$, whereas in phase 3 the apparent resistivity showed an almost constant trend around an average of $1.5\text{ M}\Omega\text{m}$. After December 13th the average apparent resistivity showed again, after a short period of sudden decrease, constant values, but at a significant lower level of $600\text{ k}\Omega\text{m}$. Fig. 15.23 shows the distribution of the sum of absolute values of forward and backward potential, which is a measure of the signal to noise ratio. The results definitely show very similar distributions for all phases. Therefore we can conclude that even during the period of very high subsurface resistivity, a potential signal with a good signal to noise ratio could be measured.

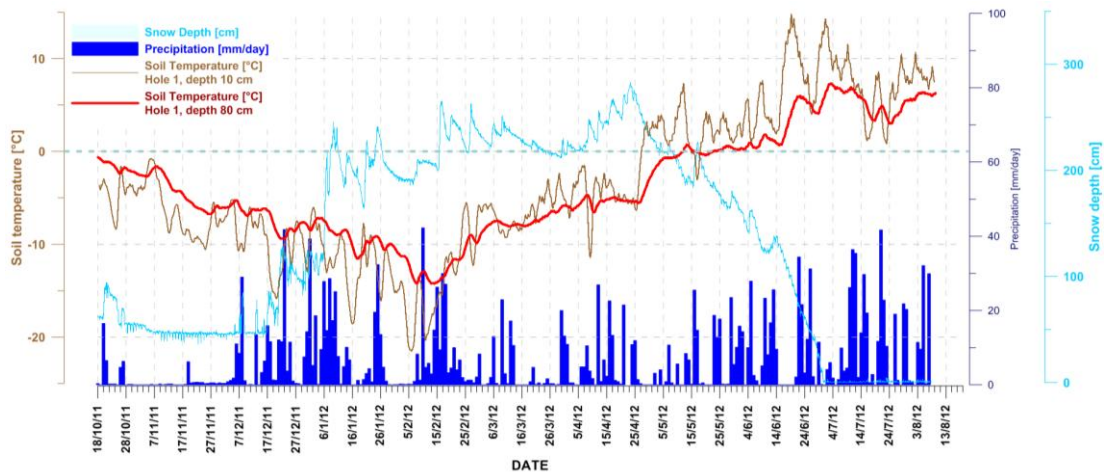


Fig. 15.22: Results of soil temperature (red and brown line), snow depth (light blue line) and precipitation data (dark blue bars)

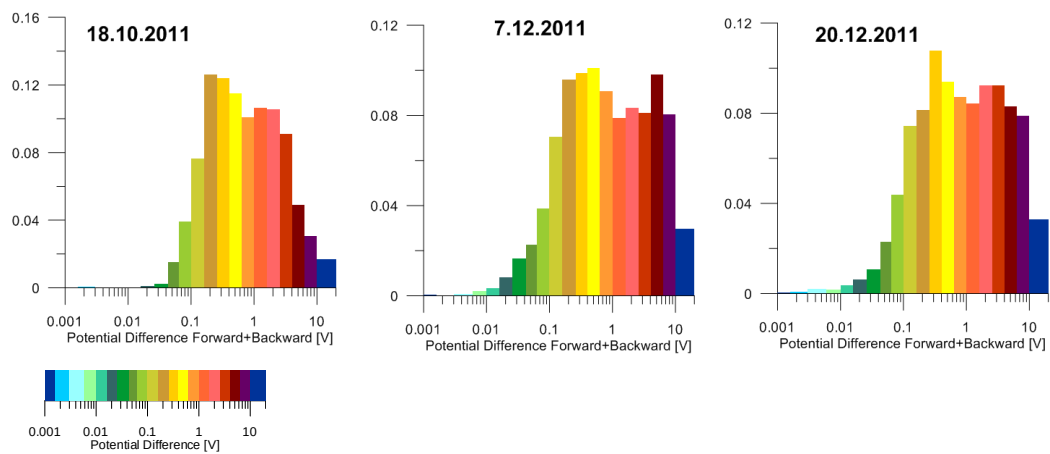


Fig. 15.23: Statistical distribution of values of the sum of the measured potential difference for forward and backward current injection (absolute values taken), which is a measure for the signal-to-noise ratio; colors indicate ranges of potential differences

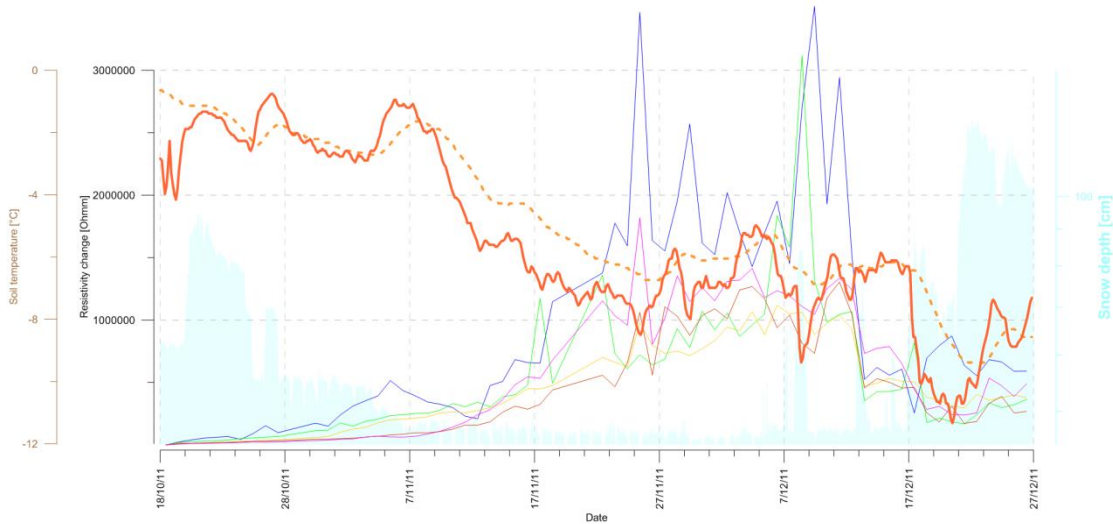


Fig. 15.24: Comparison between apparent resistivity change and soil temperature for an apparent depth of 1.5 m at different locations along the profile, borehole temperatures given for a depth of 0.1 (orange solid line) and 0.8 m (yellow hatched line), monitoring profile "Magnetköpf"

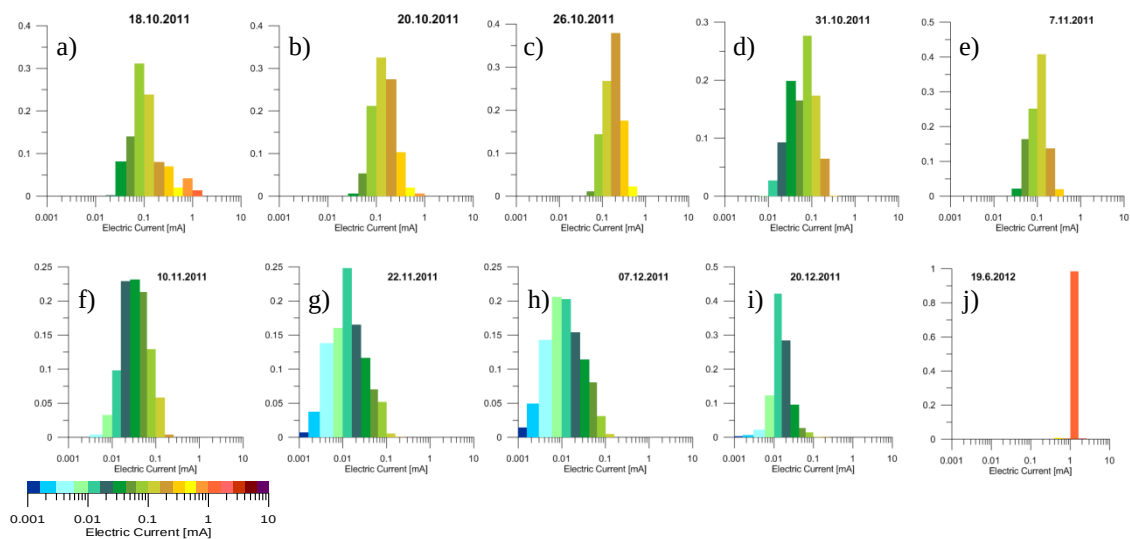


Fig. 15.25: Statistical distribution of injected currents at different times, monitoring profile "Magnetköpf", colors indicate ranges of current

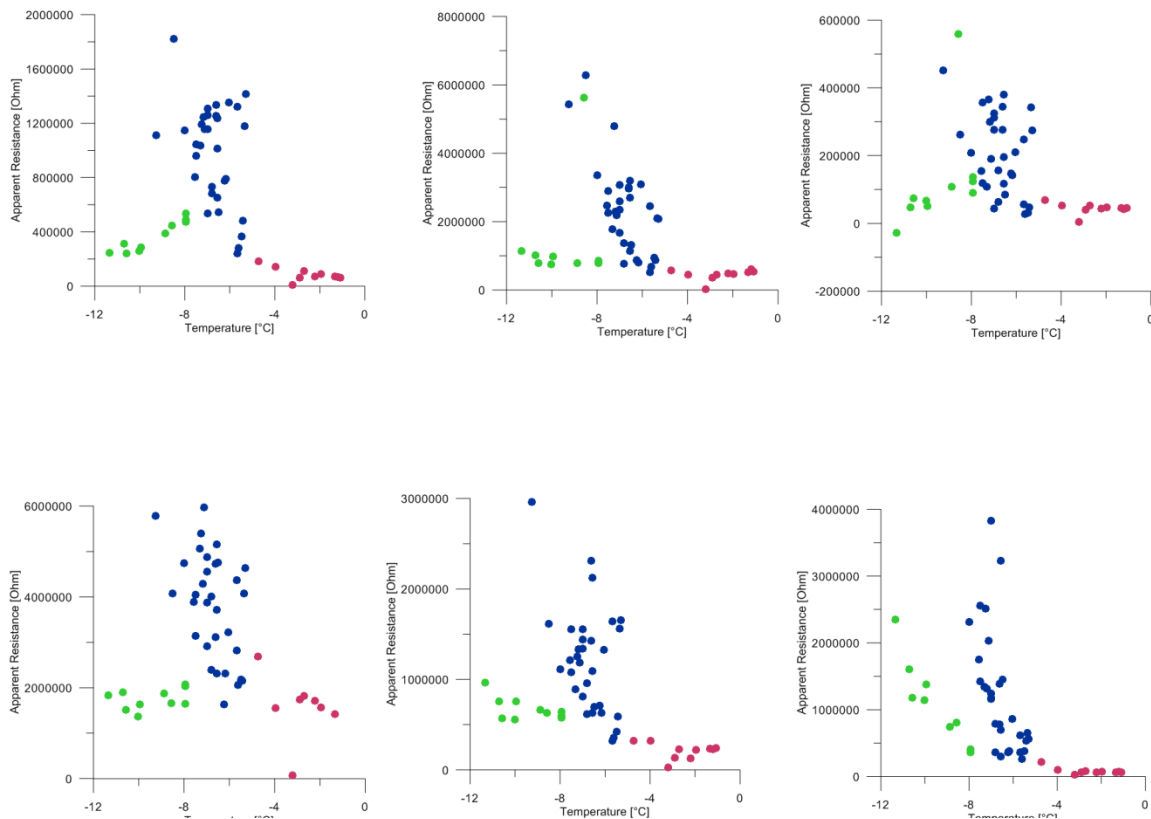


Fig. 15.26: Correlation between soil temperature and apparent resistivity for selected configurations during the freezing period, monitoring site "Magnetköpf"; colors indicate different phases

displays the distribution of values of the injected current (see also average injected currents in Fig. 15.30). At the beginning of the monitoring period (soil temperatures were already below 0°C) currents between 0.03 and 1 mA could be injected (Fig. 15.25a-e). Soon after, the median value was shifted successively towards lower values (range phase 2: 0.01-0.1 mA; f), until in phase 3, when only very small current between 0.001 and 0.1 mA (median value around 0.01 mA, g-h) could be injected. In phase 4 the values of injected currents were once gain shifted to the 0.01 to 0.1 range (i). Fig. 15.26 shows a correlation of apparent resistivity values and soil temperature for selected configurations. The different phases are indicated with different colors (phase 1+2: red, phase 3: blue, phase 4: green). This plot clearly shows that within the temperature range between -5°C and -7°C of soil temperature (value at 0.8 m depth taken) values of apparent resistivity vary a lot, whereas above and below very consistent values could be detected. For temperatures above -5°C the typical temperature dependency for ionic conductivity (decreased temperature -> increased resistivity) is visible. Below -7°C a kind of inverse dependency could be detected for some electrode configurations. It could be speculated that the decrease of resistivity could be due to an increase

of the number of charge carrier which can happen as the thickness of the thin boundary layer of water around the soil particles decreases (increase of water dissociation with increased ice

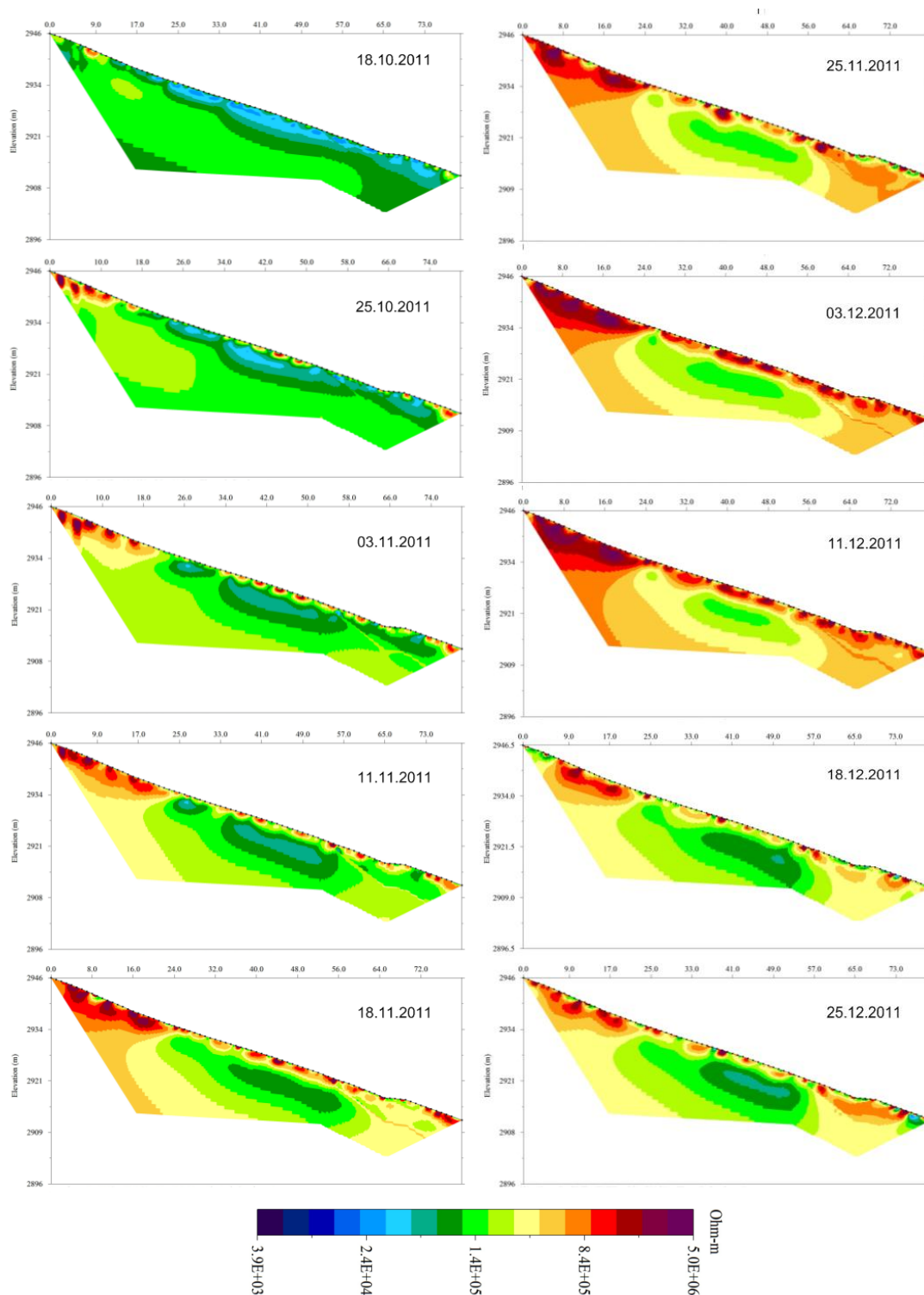


Fig. 15.27: Selected inversion results covering the monitoring period from October 2011 to December 2011 measured at the monitoring site "Magnetköpf"

content; Murrmann, 1973, p.357). However a further prove for this theory is required. Apparent resistivity-temperature relations are only discussed qualitatively due to the problems of inversion ambiguities debated below.

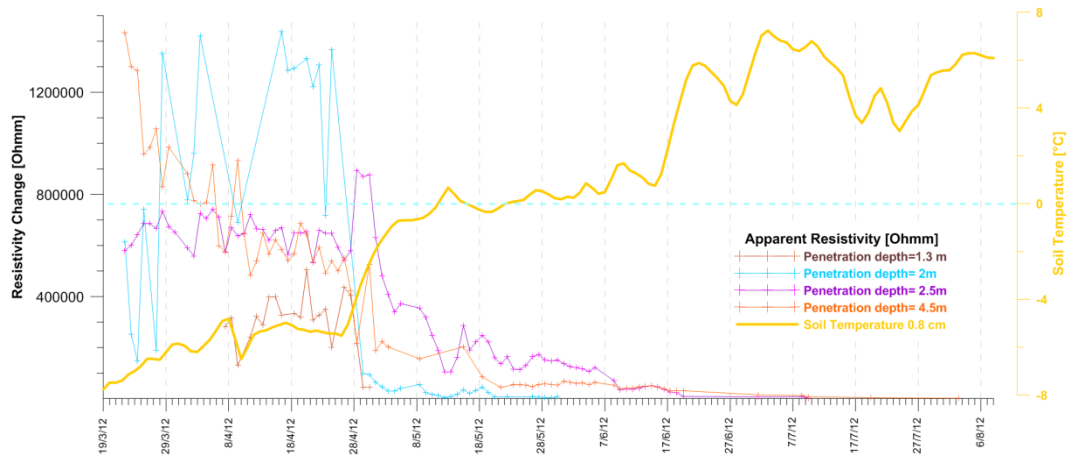


Fig. 15.28: Apparent resistivity change for the spring to summer period for different penetration depths

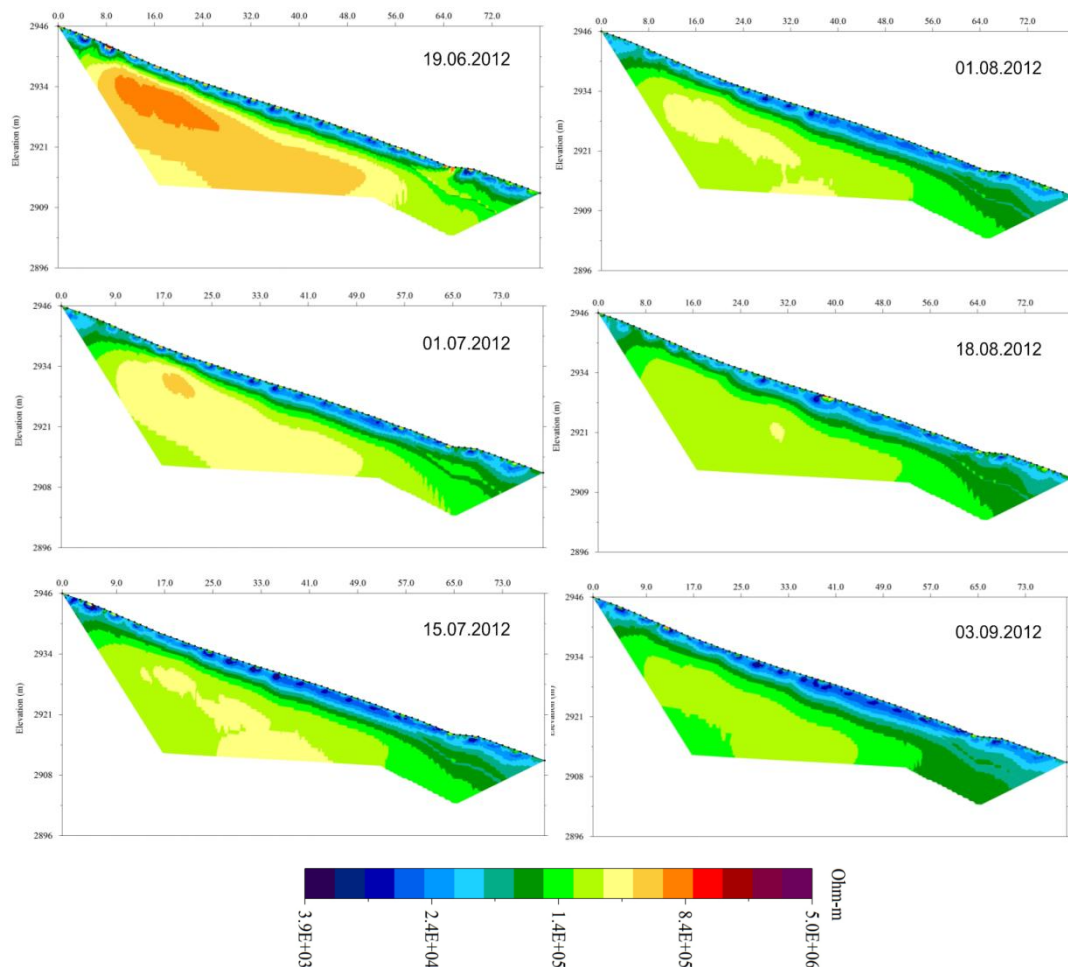


Fig. 15.29: Selected inversion results covering the monitoring period from June 2012 to September 2012 measured at the monitoring site "Magnetköpf"

Finally during springtime, when connected brine channels again developed, all injected currents were found in the 1-2 mA range (Fig. 15.25j). Time series of average currents of the whole data set (Fig. 15.30) showed a sudden increase from 0.02 mA to 1.5 mA starting on April, 26th, initiating the rise of temperature within the active layer from -5°C to little below 0°C, which was correlated with a decrease of the average apparent resistivity from 1 MΩm to 50 kΩm (Fig. 15.31).

All data values were carefully checked on sufficient high signal-to-noise ratio. Finally the data sets were inverted using the Earth Imager software.

Fig. 15.27 shows the results for data sets at selected times of the autumn to winter period, Fig. 15.29 for those parts of the spring-summer period, where complete data sets are available. At the beginning relatively low values of resistivity are still apparent close to the surface. However successively more and more high resistivity areas develop within the shallow subsurface and resistivity at larger depths also slowly decrease. In phase 3, the thickness of the highly resistive surface layer has increased whereas the resistivity at depth stays almost constant, but much higher than till November 18th. After December 13th, the thickness of the surface layer has decreased again especially in the middle part of the profile. The inverted section for the spring period show a relatively low resistive surface layer (partly thawed surface), whose thickness is increasing with time, and also resistivities at depth are successively increasing. Finally in September, almost the same resistivity distribution is reached as the one when the monitoring was started in October 2011.

15.2.5 Discussions

Within recent years in-depth research has been performed to optimize the data acquisition technology for geoelectrical monitoring of permafrost related phenomena. Several field tests proved that it is possible to inject constant currents into frozen ground or ice yielding constant potential differences at reliable values above noise level. However to derive good data quality much attention has to be turned on the quality of the measuring technology as well as a comprehensive data quality assessment: First of all, since very low currents have to be injected to measure the high resistivities expected in such environments (100-1000 kΩm), very sensitive current sensors are needed, which allow to measure currents in the range of 10 μA in case that the surface layer is frozen. To fulfill the second constraint, raw data samples and not only arithmetic averages of these values have to be recorded and analyzed to ensure that only reliable high quality measurements (i.e. potential differences definitely caused by the injected current and not by background noise potentials) are used for further data inversion. A detailed analysis of raw data values did not give any indications on possible IP related problems like those described by Petrenko and Qi, 1999 and Pertenko, 1993 (see above).

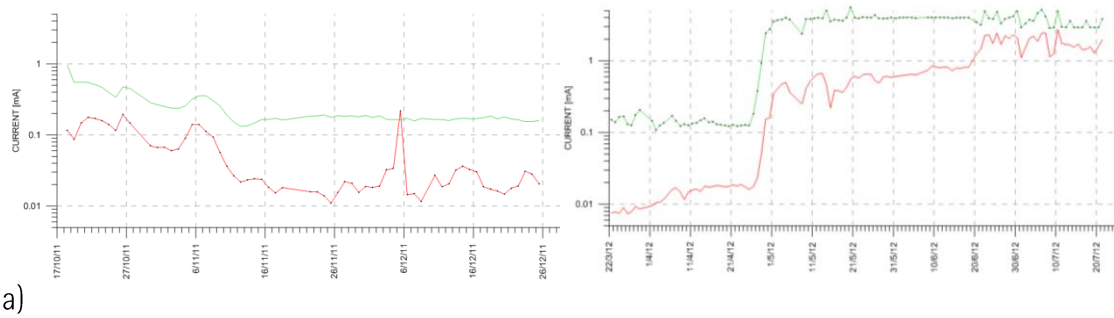


Fig. 15.30: Average (red curve) and maximum (green curve) injected currents for a) the autumn and b) the spring period

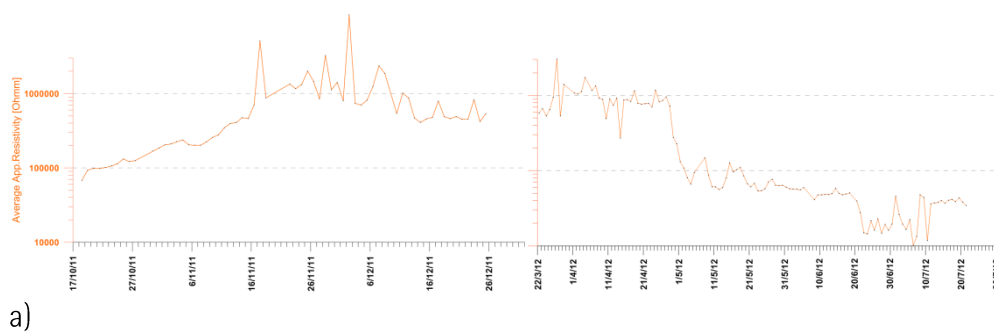


Fig. 15.31: Average apparent resistivity for a) the autumn and b) the spring period

From the long period monitoring results at Mölltaler Glacier and Magnetköpfl, we could observe several phases within the active layer: At first during the autumn and early winter period, successively more and more brine channels get disconnected, resulting in a smooth increase of resistivities (several 1000 to 10000 Ωm ; see also the time series of average apparent resistivity change in Fig. 15.31). Within this phase it can be assumed that still ionic conductivity is the dominating process of conductivity due to the availability of enough free pore water inside connected channels with increased electrical conductivity (below the eutectic composition) within the active layer. This behavior of values continues until a several days long period of very low surface temperatures (-15 to -20°C) happened, causing a dramatic increase of subsurface resistivities (increasing from 10 $\text{k}\Omega\text{m}$ to several 100 $\text{k}\Omega\text{m}$ (Mölltal) up to 3000 $\text{k}\Omega\text{m}$ (Magnetköpfl)) and a decrease of soil temperatures (below -6°C at 10 cm and -4°C at 0.8 m of depth). After that event electrical resistivity values start to vary intensively. In this period average values of injected currents are very low between 0.01 and 0.02 mA (Fig. 15.30). It can be questioned if the resolution of the used current sensor is good enough to accurately determine values of such low injected currents, thus only pretending these variations, whereas the potential values measured passed all applied quality checks and can definitely be charged as reliable. The measured high resistivity and big variations might suggest that hardly any continuous fluid-filled passages for ionic conduction

are left due to the closure of connected brine channels. The results of both test sites also slightly indicate a somehow direct dependency between temperature and resistivity (Fig. 15.26), which could lead to the speculation that boundary layer conductivity is the dominating mechanism of charge conductivity within this phase. At the test site of Magnetköpfl, even after a further decrease of soil temperature of 2°C, resistivity dropped again from an average of 1000 kΩm to an average of 450 kΩm, injected currents are also slightly increased. At the current state of our knowledge, we can only explain this behavior by an increased dissociation of water due to an increased surface of the water-ice boundary layer (Murrmann, 1073). However a longer observation interval and a more accurate current sensor are needed to verify these speculations. There is obviously also no correlation of this general resistivity decrease with an increase of the thickness of the snow cover and with any other available data. However it has to be mentioned that, although very unlikely, an effect of temperature variations on the performance of the electronic components cannot be fully excluded. Therefore the next version of the Geomon^{4D} equipment will also incorporate a device for temperature stabilization.

In the spring period, resistivity monitoring clearly shows that thawing (of course) starts with the dewing of the shallow surface layer (Fig. 31, Fig. 15.27 and Fig. 15.29). This effect increases the amount of current that can be injected at 400 V of applied voltage to more than 1 mA (Fig. 15.25 and Fig. 15.30). The resistivity of the active surface layer decreases down till 10 kΩm.

15.2.6 Conclusions

In general we can conclude that the developed monitoring technology provided excellent data quality to monitor freezing and thawing processes. However to monitor changes during winter time in the "fully frozen state", the accuracy of the current sensor needs to be improved (an increase of the applied voltage for injection is not practicable in view of power efficiency). The latter period should be a special topic of further research since for the (nearly) completely frozen state further knowledge is required about the mechanism of charge conductance. Here further field studies in parallel with laboratory measurements might help to reveal further knowledge.

On the other hand forward modeling and successive inversion of geoelectric data for the processes expected within the active layer (Fig. 15.32; only the thickness of the surface layer was successively changed) also demonstrated that due to the large resistivity variations in the shallow subsurface, calculation of resistivity values for deeper areas using available inversion routines is very unreliable and high errors can be expected. This might also be due to the possible latent ambiguities of geoelectric inversion demonstrated in Fig. 15.9 and Fig. 15.10. Therefore in this paper we did not focus much on the interpretation of resistivity changes at depth. Future work should focus on developing inversion routines which can handle high resistivity values and high contrasts more accurately.

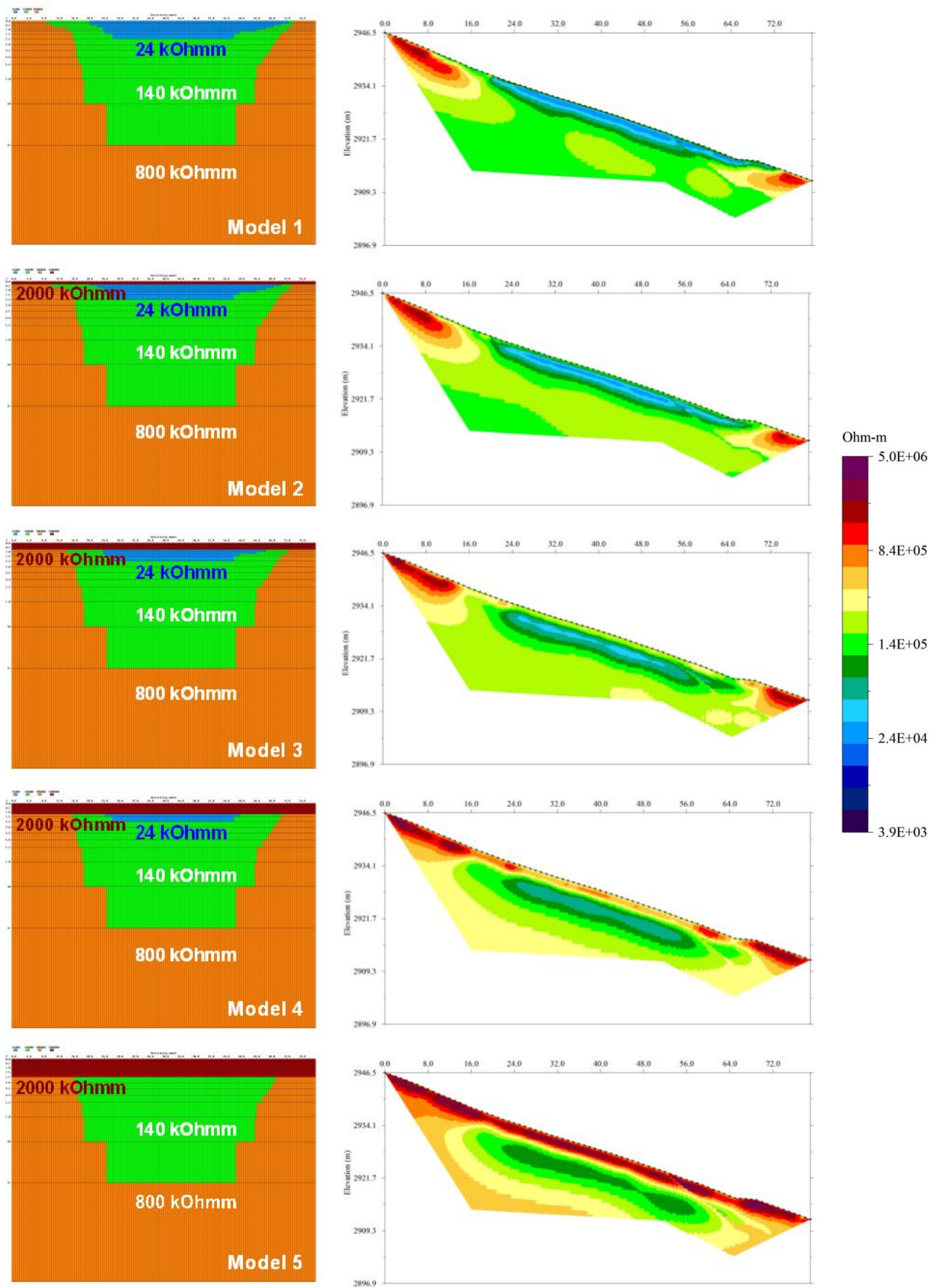


Fig. 15.32: Modeling of the freezing process (left: forward model; right: inversion results)

In a practical point of view the usage of fuel cells turned out to be reliable even under harsh conditions (if some basic rules for installation are followed) and it can be concluded that they can provide enough power for monitoring a whole seasonal cycle without refueling.

We also conclude that a reliable measuring technology for permafrost monitoring is now available. However to derive conclusions in view of the climate change topic, monitoring installations over several years or even decades need to be maintained at several locations. But in frame of the available sources of funding today, which mainly envisage research periods of 3-4 years, such long term studies are hardly supported. Therefore we hope that in future some sources are developed to make long term research possible.

Acknowledgements

The pilot study at Sonnblick was partly financed in frame of the "ALPCHANGE – Climate Change and Impact in Southern Austrian alpine region" – project, supported by the Austrian Science Fund (P18304) and the Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG). The soil temperature measurements at Kitzsteinhorn/Magnetköpfl are carried out in frame of the MOREPERT project (Keuschnig et al. 2011, alpS GmbH – Centre for Climate Change Adaptation Technologies and University of Salzburg). The borehole temperature data from Sonnblick were kindly provided by the Central Institute of Meteorology and Geodynamics, Vienna (ZAMG). We would further like to thank Gerhard Schauer (ZAMG), Sonnblick-Verein, Gletscherbahnen Kaprun AG and KELAG for their logistical and infrastructural support and M. Behm and H. Hausmann (TU Vienna) for their help organizing and performing the cave survey and I. Hartmeyer (University of Salzburg) for his involvement in performing the temperature monitoring at Magnetköpfl. We would like to thank Gerhard Kreuzer for the fruitful cooperation in implementing the electronic improvements for the GEOMON^{4D} system. In addition we want to thank the company KTS G.m.b.H. (P. Sporrer) for the support in operation and maintenance of the fuel cell system.

15.2.7 References

- Achleitner A. 1995. Zum Alter des Höhleneises in der Eisgruben-Eishöhle im Sarstein (Oberösterreich). *Die Höhle* **46**(1):1-5.
- Archie G. E. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. AIME*. **146**, S. 54-62, 1942
- Behm M., Hausmann H., 2007. Eisdickenmessungen in alpinen Höhlen mit Georadar, *Die Höhle* **58**:1-4.
- Carenti J.M. and Illingworth A.J. 1983. Frequency Dependence of the Surface Conductivity of Ice. *Journal of Physical Chemistry*, 87, 4078-4083
- Cigna A.A. 2004. Climate of caves. In: Gunn, J. Encyclopedia of caves and karst science. Fitzroy Dearbon, NewYork, 229-230.
- Dahlin T. and Zhou B. 2004. A numerical comparison of 2D Resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting* **52**, 379-398.
- Davies M., Hamza O. and Harris C. 2003. Physical modelling of permafrost warming in rock slopes. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 169-174.
- De Koning M. and Antonelli A 2007. On the Trapping of Bjerrum Defects in Ice I_h : The Case of the Molecular Vacancy. *Journal of Physical Chemistry B*, 111, 12537-12542
- Derjaguin B.V. and Churaev N.V. 1978. The Theory of Frost Heaving. *Journal of Colloid Interface Sciences*, 67, 391-396
- Derjaguin B.V. and Churaev N.V. 1986. Flow of non-freezing water interlayers and frost heaving. *Cold Regions Science and Technology*, 12, 57-66
- Dobiński W. 2010. Geophysical characteristics of permafrost in the Abisko area, northern Sweden. *Polish Polar Research* **31** (2), 141-158. doi: 10.4202/ppres.2010.08
- Edwards S. 1976. A modified Pseudosection for Resistivity and IP. *Geophysics* **42** (5), 1020-1036.
- Farbrot H., Isaksen K., Eiken T., Käab A. and Sollid J.L. 2005. Composition and internal structure of a rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard. *Norwegian Journal of Geography* **59**, 139-148. Doi: 10.1080/00291950510020619
- French H.M, 1996. The periglacial environment – Second edition. Harlow, Longman, 341.
- Frolov A.D. 2003. A physical model of frozen ground considered as a complex macrosystem. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 259-264
- Glen, J.W. 1974. The physics of ice. USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Monograph II-C2a.

- Glen, J.W. 1975. Mechanics of ice. USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Monograph II-C2b.
- Glen J.W. and Paren J.G. 1975. The electrical properties of snow and ice. – *Journal of Glaciology* **15**(73), 15-38
- Grimm R.E., Stillman D.E., Dec S.F. and Bullock M.A. 2008. Low-Frequency Electrical Properties of Polycrystalline Saline Ice and Salt Hydrates. *Journal of Physical Chemistry B*, 112, 15382-15390
- Gruber S. and Haeberli W. 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research* 112, F02S13,
- Haeberli W., Hoelzle M. and Maisch M. 1998. Gletscher – Schlüsselindikatoren der globalen Klimaänderung. In: Lozàn, J. L., Graszi, H. and Hupfer P. Warnsignal Klima – Wissenschaftliche Fakten, Hamburg, 213 p
- Haehnel R. B. 2001. Advances in ice control at corps hydraulic structures. *Ice Engineering* **31**.
- Harris C., Davies M.C.R. and Etzelmueller B., 2001. The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate. *Permafrost and Periglacial Processes* **12**, 145-156. doi: 10.1002/ppp.376
- Hartmeyer I., Keuschnig M., Delleske R., Schrott L., 2012. Reconstruction of the Magnetkoepl rockfall event – Detecting rock fall release zones using terrestrial laser scanning, Hohe Tauern, Austria. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 14, EGU2012-12488
- Hauck C. 2001. Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains. PhD-Thesis. ETH-Zurich.
- Hauck C. 2002. Frozen ground monitoring using DC resistivity tomography, *Geophysical research letters* **29**(21).
- Hauck C. and Vonder Mühll D., 2003. Permafrost monitoring using time-lapse resistivity tomography. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 361-366.
- Hauck C., Isaksen K., Vonder Mühl D. and Sollid J.L. 2004. Geophysical Surveys designed to delineate the altitude limit of Mountain Permafrost: an example from Jotunheimen, Norway, *Permafrost and Periglacial Processes* **15**, 191-205. doi: 10.1002/ppp.493
- Hauck C., and Kneisel C. 2006. Application of capacitively-coupled and DC electrical resistivity imaging for mountain permafrost studies. *Permafrost and Periglacial Processes*, **17**, 169-177. doi: 10.1002/ppp.555
- Hausmann H., Supper R., Ita A., Römer A., Mistelbauer T. 2010. The application of D.C. resistivity sounding in two Alpine ice caves. *Proceedings of the 4th International Workshop on Ice Caves*, June 5 - 11th, 2010, Obertraun, Austria.
- Hausmann H. & Behm M. 2011. Imaging the structure of cave ice by ground-penetrating radar, *The Cryosphere*, **5**, 329-340, doi:10.5194/tc-5-329-2011.

- Hilbich C., Hauck C., Scherler M., Schudel L., Völksch I., Hoelzle M., Vonder Mühll D. and Mäusbacher R. 2008. Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity tomography: A seven year study of seasonal, annual and long-term variations at Schilthorn, Swiss Alps. *Journal of Geophysical Research, Earth Surface* **113**, F01S90, doi:10.1029/2007JF000799.
- Hilbich C., Marescot L., Hauck C., Loke M.H. and Mäusbacher R. 2009. Applicability of Electrical Resistivity Tomography Monitoring to Coarse Blocky and Ice-rich Permafrost Landforms. *Permafrost and Periglacial Processes* **20**(3), 269-284.
- Hilbich C., Fuss C. and Hauck C. 2011. Automated time-lapse ERT for improved process analysis and monitoring of frozen ground. *Permafrost and Periglacial Processes* **22**(4), 306-319. doi:10.1002/ppp.732.
- Hirschmugl M., 2003. Possible debris flows in the mountain permafrost zone: Hohe Tauern national park. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 413-418.
- Hobbs P.V. 1974. *Ice Physics*. Oxford, United Kingdom: Clarendon Press.
- Hoelzle M., Wagner S., Kääb A. and Vonder Mühll D. 1998. Surface movement and internal deformation of ice-rock mixtures within rock glaciers at Pontresina-Schafberg, Upper Engadin, Switzerland. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost*, Yellowknife, Canada, 465-471.
- Hubbard B., Binley A., Slater L., Middleton R. and Kulesa B. 1998. Inter-borehole electrical resistivity imaging of englacial drainage. *Journal of Glaciology* **44**(147), 429-434.
- Ikeda A., Matsuoka N. and Kääb A. 2003. A rapidly moving small rock glacier at the lower limit of mountain permafrost in the Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 455-460.
- Jaccard C. 1959. Étude théorique et expérimentale des propriétés électriques de la glace. *Helvetica Physico Acta* **32**, 89-128.
- Kääb A. & Kneisel C. 2006. Permafrost creep within a recently deglaciated glacier forefield: Muragl, Swiss Alps, *Permafrost and Periglacial Processes* **17**, 79-85.
- Kamarov I.A. 2003. Effect of microscopic heterogeneities on water transfer in frozen ground, *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 579-583
- Kamarov I.A., Mironenko M.V. and Kiyashko N.V. 2012. Refinement of the standard basis for computational evaluation of thermophysical properties of saline soils and cryopegs. *Soil Mechanics and Foundation Engineering*, 49(2), 73-80
- Keuschnig M., Hartmeyer I., Otto J.C., Schrott L. 2011. A new permafrost and mass movement monitoring test site in the Eastern Alps – Concept and first results of the MOREXPART project. Managing Alpine Future II – Inspire and drive sustainable mountain regions. *Proceedings of the Innsbruck Conference*, November 21-23, 2011. (= IGF-Research reports 4). Austrian Academy of Science publishing, Vienna

- Keuschnig M., Hartmeyer I., Schmidjell A., Schrott L. 2012. The adaptation of iButtons® for near-surface rock temperature and thermal offset measurements in a high alpine environment – Instrumentation and first results, Kitzsteinhorn (3203 m), Hohe Tauern, Austria. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 14, EGU2012-12981, 2012 EGU General Assembly
- Khusnatdinov N.N., Petrenko V.F. and Levey C.G. 1997. Electrical Properties of the Ice/Solid Interface. *Journal of Physical Chemistry B*, 101, 6212-6214
- Kneisel Ch. 2004. New insights into mountain permafrost occurrence and characteristics in glacier forefields at high altitude through the application of 2D resistivity imaging. *Permafrost and Periglacial Processes* **15**, 221-227.
- Kneisel C., Hauck C. & Vonder Mühl D. 2000. Permafrost below the Timberline confirmed and characterised by geoelectrical resistivity measurements, Bever Valley, Eastern Swiss Alps, *Permafrost and Periglacial Processes* **11**, 295-304.
- Kneisel Ch. 2006. Mapping and monitoring mountain permafrost using electrical Resistivity tomography, *Geophysical Research Abstracts* **8**; 04181, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-04181.
- Koefoed O. 1979. *Geosounding Principles 1, Methods in Geochemistry and Geophysics* 14A, Elsevier.
- Kozhevnikov N.O. and Antonov E.Y. 2006. Fast-decaying IP in frozen unconsolidated rocks and potentialities for its use in permafrost-related TEM studies. *Geophysical Prospecting*, 54, 383-397
- Krautblatter M. & Hauck C. 2007. Electrical resistivity tomography monitoring of permafrost in solid rock walls. *Journal of Geophysical Research* **112**, F02S20, doi:10.1029/2006JF000546.
- Krautblatter M., Verleysdonk S., Flores-Orozco A. and Kemna A. 2010. Temperature-calibrated imaging of seasonal changes in permafrost rock walls by quantitative electrical resistivity tomography (Zugspitze, German/Austrian Alps). *Journal of Geophysical Research - Earth Surface* **115**, F02003, doi:10.1029/2008JF001209.
- Kuras O., Meldrum P.I., Haslam E.P., Wilkinson P.B., Krautblatter M., Murton J.B. and Ogilvy R.D. 2011. Time-lapse Capacitive Resistivity Imaging – A Novel Methodology for the Monitoring of Permafrost Processes in Bedrock. Near Surface 2011 – 17th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics Leicester, UK, 12-14 September 2011.
- Loke, M.H., Acworth I., Dahlin T. 2003. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics* **34 (3)**, 182-187.
- Lukin Y.I., Mironov V.L. and Komarov S.A. 2008. Investigation of the Dielectric Spectra from Moist Soils During Freezing-Thawing Processes. *Russian Physics Journal*, 51(9), 907-911
- Mais K & Pavuza R. 2000. Hinweise zu Höhlenklima und Höhleneis in der Dachstein-Mammuthöhle (Oberösterreich). *Die Höhle*, **51**, 4, 121-125.
- Marescot L., Loke M.H., Chapellier D., Delaloye R., Lambiel C., Reynard E. 2003. Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method, *Near Surface Geophysics*, 57-67.

- Matsuoka N., Ikeda A., Hirakawa K. and Watanabe T. 2003. Contemporary periglacial processes in the Swiss Alps: seasonal, inter-annual and long-term variations. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 735-740.
- Noetzli J., Hoelzle M. and Haeberli W. 2003. Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GISbased approach to determine critical factors. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 827-832.
- Noetzli J., Hilbich C., Hauck C., Hoelzle M., Gruber S. 2008. Comparison of Simulated 2D Temperature Profiles with Time-Lapse Electrical Resistivity Data at the Schilthorn Crest, Switzerland. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*. Institute of Northern Engineering, Fairbanks, Alaska, USA, 1293-1298.
- Marion G.M. and Grant S.A. 1994. FREZCHEM: A Chemical-Thermodynamic Model for Aqueous Solutions at Subzero Temperatures. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Special Report 94-18
- Moore J.C. and Maeno N. 1993. Dielectric properties of frozen clay and silt soils. *Cold Regions Science and Technology*, 21, 265-273
- Murrmann R.P. 1973. Ionic Mobility in Permafrost. *Proceedings of the Second International Conference on Permafrost*, Yakutsk, 1973: Washington, D.C., *National Academy of Sciences*, p. 352-359
- Obleitner F. & Spötl C. 2011. The mass and energy balance of ice within the Eisriesenwelt cave, Austria, *The Cryosphere*, 5, 245-257.
- Oldenborger G.A. 2010. Electrical Geophysics Applied to Assessing Permafrost Conditions in Pangnirtung, Nunavut. Geological Survey of Canada, Open File 6725, 39 p.
- Ottowitz D., Jochum B., Supper R., Keuschnig M. and Hartmeyer I. 2012. Permanent geoelectrical and temperature monitoring in the permafrost region Magnetköpfl, Salzburg, [EGU2012-1840](#), *Geophysical Research Abstracts* 14, Vienna, 2012.
- Petrenko V. 1993. Electrical Properties of Ice, Special Report 93-20, U.S.Army Cold Regions Research, New Hampshire.
- Petrenko V.F. and Ryzhkin I.A. 1997. Surface States of Charge Carriers and Electrical Properties of the Surface Layer of Ice. *Journal of Physical Chemistry B*, 101, 6285-6289
- Petrenko V. and Qi S. 1999. Reduction of ice adhesion to stainless steel by ice electrolysis, *Journal of Applied Physics* 86 (19), 5450-5454.
- Petrenko V. F. & Whitworth R. W. 1999. The Physics of ice. Oxford University Press, 384 pp. ISBN 0-19851-895-1.
- Petrenko V. and Courville Z. 2000. Active de-icing coating for aerofoils, *Proceedings of the 38th Aerospace Science Meeting and Exhibition*, Reno, Nevada.

- Petrenko V.F. and Ryzhkin I.A. 2011. Non-Joule Heating of Ice in an Electric Field. *Journal of Physical Chemistry A*, 115, 6202-6207
- Ribolini A. and Fabre D. 2007. Shallow active layer temperature and DC resistivity of a rock glacier in the Argentera Massif, Maritime Alps, Italy. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände* **51** Supplementary Issue 2, 55 – 77.
- Rödler T. and Kneisel C. 2012. Permafrost mapping using quasi-3D resistivity imaging, Murtèl, Swiss Alps. *Near Surface Geophysics* **10**(2), 117-127, doi: 10.3997/1873-0604.2011029
- Sass O. 2004. Rock moisture fluctuations during freeze-thaw cycles: Preliminary results from electrical resistivity measurements. *Polar Geography* **28** (1), 13-31.
- Schneider S., Hauck C. and Hoelzle M. 2011. Geophysical monitoring of different permafrost forms within the Murtèl- Corvatsch Area, Upper Engadin. *Proceedings of the 9th Swiss Geoscience Meeting*, Open Cryosphere Session.
- Schöner W., Weyss G., Mursch-Radlgruber E. 2011. Linkage of cave-ice changes to weather patterns inside and outside the cave Eisriesenwelt (Tennengebirge, Austria). *The Cryosphere*, **5**, 603-616.
- Scott W.J., Sellmann P.V. and Hunter J.A. 1990. Geophysics in the study of permafrost; Geotechnical and environmental geophysics **1**, SEG, Tulsa 1990
- Smith M. W. 1993. Climatic change and permafrost. In: H. M. French and O. Slaymaker (eds), *Canada's cold environments*. Montreal: McGill-Queen's University Press, 291-311.
- Stillman D.E., Grimm R.E. and Dec S.F. 2010. Low-Frequency Electrical Properties of Ice-Silicate Mixtures. *Journal of Physical Chemistry B*, 114, 6065-6073
- Supper R. & Römer A. 2003. New Achievements in Developing a High Speed Geoelectrical Monitoring System for Landslide Monitoring, *Proceedings of the Environmental and Engineering Geophysical Society*, 9th Meeting Prag.
- Supper R. & Römer A. 2004. New Achievements in Developing a High Speed Geoelectrical Monitoring System for Landslide Monitoring (GEOMONITOR2D), *Proceedings of the SAGEEP 2004 meeting*, Colorado Springs.
- Supper R., Römer A., Bieber G. and Jaritz W. 2005. A Complex Geoscientific Strategy for Landslide Hazard Mitigation – Case Study Sibratsgfall. *Proceedings of Near Surface Geophysics conference*, Palermo.
- Supper R., Ahl A., Römer A., Jochum B. and Bieber G. 2007a. A complex geo-scientific strategy for landslide hazard mitigation – from airborne mapping to ground monitoring, *Advances in Geosciences* **14**, 1-6.
- Supper R., Römer A., Avian M., Kellerer-Pirklbauer A. 2007b. Geoelectrical measurements for permafrost monitoring at the Hoher Sonnblick, Salzburg, Austria, *Geophysical Research Abstracts* **9**.

- Supper R., Ita A., Römer A., Jochum B., Ottowitz D. 2010. Geomon^{4D} – a new high speed tool for geoelectrical monitoring in permafrost regions, *Proceedings of the Permafrost Workshop Obergurgl*, 14. – 15. Oktober.
- Supper R., Römer A., Jochum B. 2011. Permanent geoelectrical monitoring in a permafrost region (Mölltaler Glacier), [EGU2011-8667](#), *Geophysical Research Abstracts* **13**, EGU2011-8667, EGU General Assembly 2011.
- Wannamaker P. E., Stodt J. A., Pellerin L., Olsen S. L. and Hall D. B. 2004. Structure and thermal regime beneath the South Pole region, East Antarctica, from magnetotelluric measurements. *Geophysical Journal International* **157**, 36-54. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02156.x
- Williams P.J. and Smith M.W. 1989. *The Frozen Earth – Fundamentals of Geocryology*. Cambridge University Press, 306 p.
- Wolff E. W., Miners W. D., Moore J.C. and Paren J.G. 1997. Factors Controlling the Electrical Conductivity of Ice from the Polar Regions – a Summary, *Journal of Physical Chemistry B*, **101**, 6090-6094.
- Vanhala H., Lintinen P. and Ojala A. 2009. Electrical Resistivity Study of Permafrost on Ridnitšohkka Fell in Northwest Lapland, Finland. *Geophysica* **45**(1-2), 103-118
- Wolff E. W., Miners W. D., Moore J.C. and Paren J.G. 1997: Factors controlling the electrical conductivity of ice from polar regions – a summary. *Journal of Physical Chemistry, B*, **101**(32), 6090-6094.
- Yonge C.J. 2004. Ice in caves. In: Gunn, J. *Encyclopedia of caves and karst science*. Fitzroy Dearbon, New York, pp. 435-437.
- Yoshikawa K., Leuschen C., Ikeda A., Harada K., Gogineni P., Hoekstra P., Hinzman L., Sawada Y. and Matsuoka N. 2006. Comparison of geophysical investigations for detection of massive ground ice (pingo ice). *Journal of Geophysical Research* **111**, E06S19, doi:10.1029/2005JE002573.
- Zimmermann M. and Haeberli W. 1992. Climatic change and debris flow activity in high-mountain areas – a case study in the Swiss Alps. *Catena Supplement* **22**, 59-72.
- .

16 Testmessungen NMR (OÖ, Bgld.)

16.1 Einleitung

Im Rahmen des Projektes ÜLG35 wurde im Oktober 2011 die Anwendbarkeit von NMR Messungen zur Grundwassererkundung im Bereich der Traun-Enns Platte und im Nordburgenland getestet.

Zu diesem Zweck wurde von der Firma **IRIS Instrument** (1 avenue buffon, BP 16007 - 45060 Orleans Cedex 2) aus Frankreich ein NMR Gerät für die Dauer von 2 Wochen angemietet. In der ersten Woche wurde von Fabrice Vermeersch, einem Vertreter der Firma IRIS, eine Einführung in das Messsystem gegeben und die ersten Testmessungen gemeinsam durchgeführt. Ziel war es, eine Reihe von NMR-Messpunkten in verschiedenen, geologisch/geophysikalisch bekannten Untersuchungsgebieten durchzuführen.

Eine Beschreibung der Methodik und eine Gerätebeschreibung finden sich im Kapitel 16.3.

Die Details zu den einzelnen NMR Messungen sind in der nachfolgenden Tabelle 16.1 angegeben. Die Lage der Messpunkte zeigen die Abbildungen 16.1 bis 16.4.

Messpunkt	Datum	Auslagetyp	Eindringtiefe [m]	Frequenz [Hz]
Oberwolfertn	19.10.2011	8-Square	25	2050.1
Polz	19.10.2011	Nicht möglich		?
Goldberg	19.10.2011	8-Square	50	2054.6
Donnerskirchen P1	24.10.2011	Square	100	2059.4
Donnerskirchen P2	24.10.2011	8-Square	50	?
Winden B1	21.10.2011	8-Square	50	2059.8
Winden A2	25.10.2011	8-Square	50	2060.5
St. Margarethen	25.10.2011	Square	100	2056.7
Siegenderdorf 1	28.10.2011	Square	100	2058.1
Siegenderdorf 2	28.10.2011	Square	100	2058.1
Schützen am Gebirge	25.10.2011	Square	100	2057.8
Oggau	25.10.2011	Square	100	2052.2

Tab. 16.1: Spezifikation der NMR Messungen

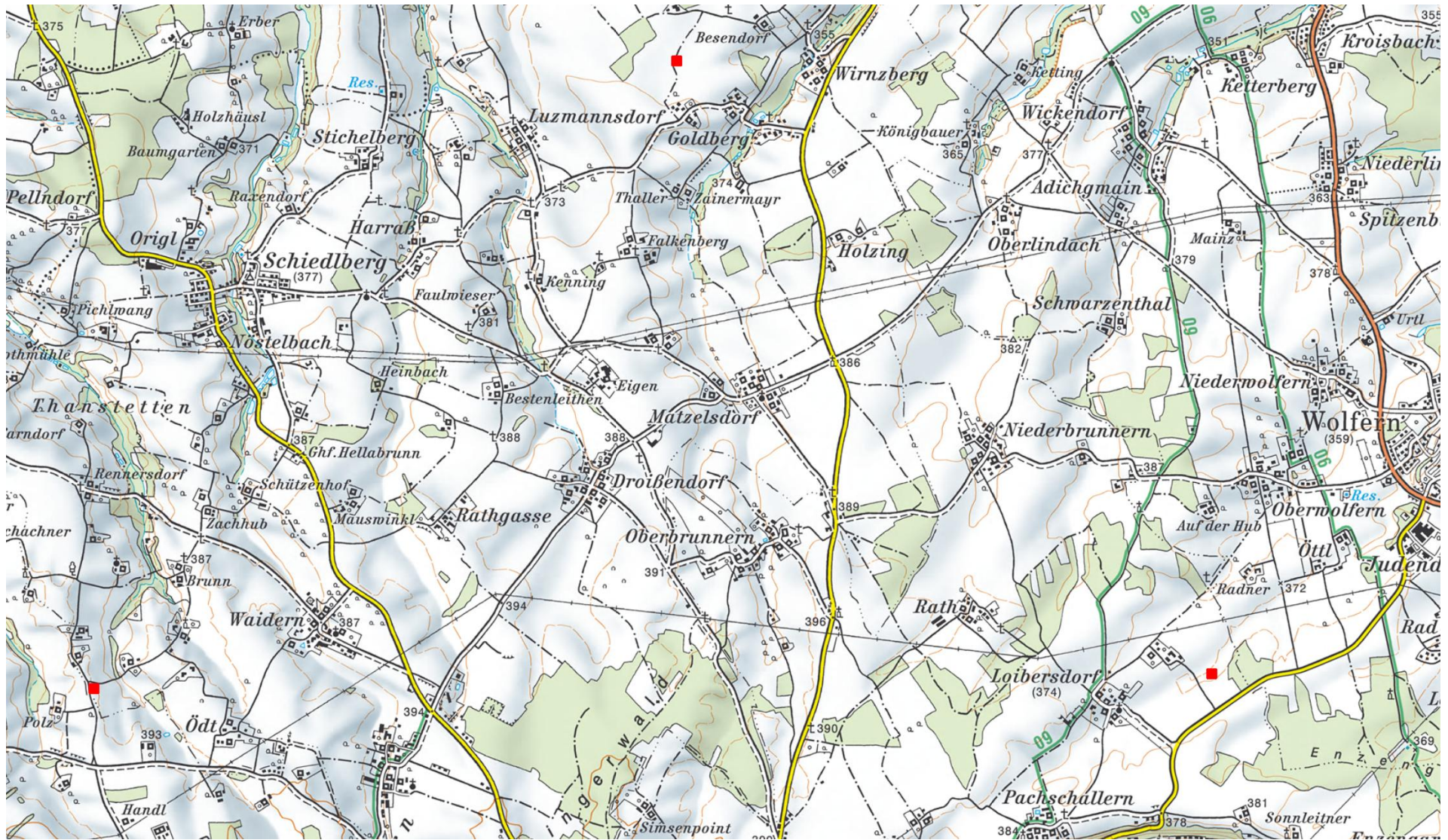


Abb. 16.1: Lage der NMR Messungen in Oberösterreich (Traun-Enns Platte)

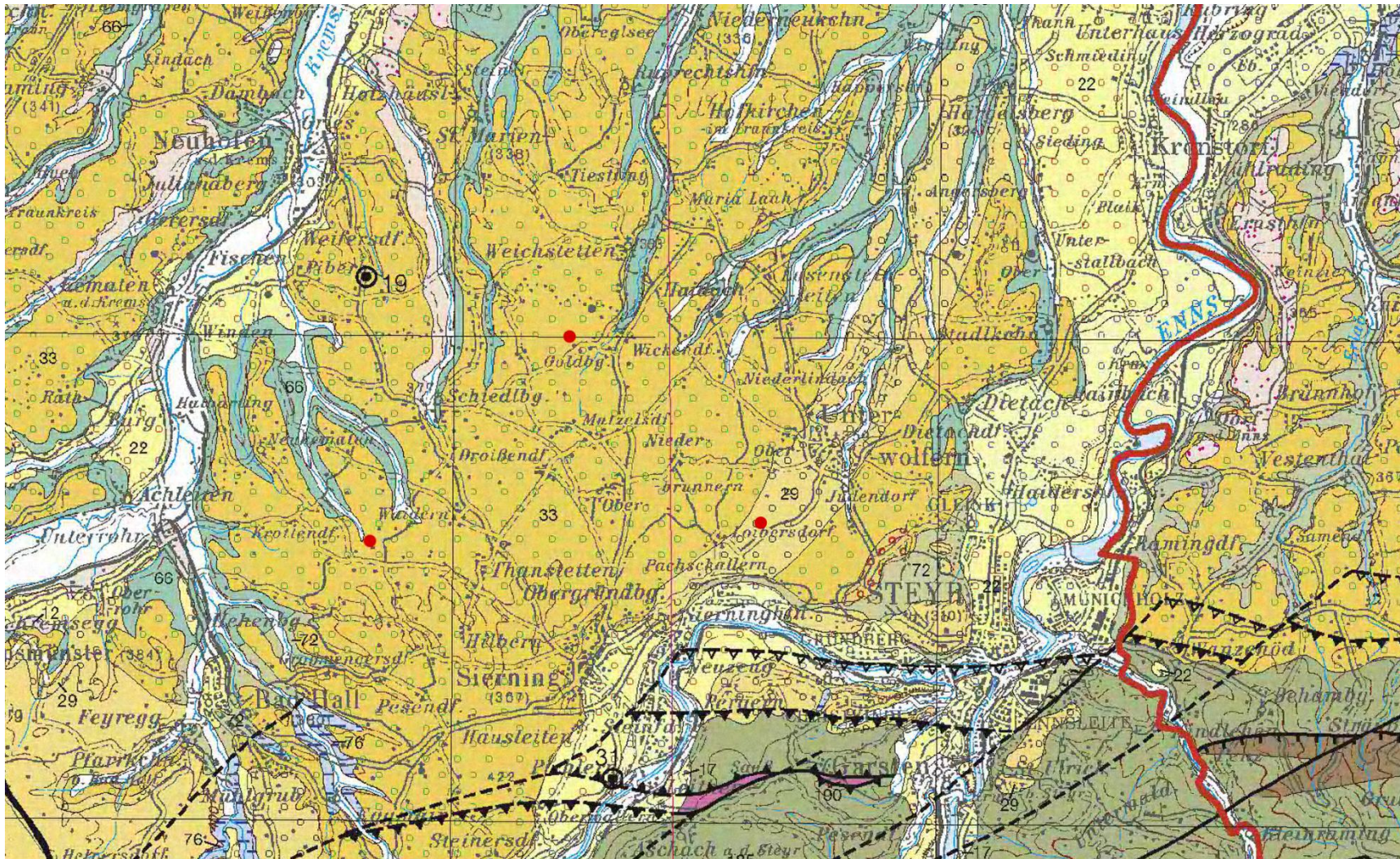


Abb. 16.2: Überblick über die geologische Situation des Messgebiets in Oberösterreich. Die Messpunkte liegen alle im Bereich der jüngeren (Oberwolfen) und älteren (Goldberg) Deckenschotter aus Kies und Sand, die meist unter einer Löss-/Lösslehm Bedeckung liegen.

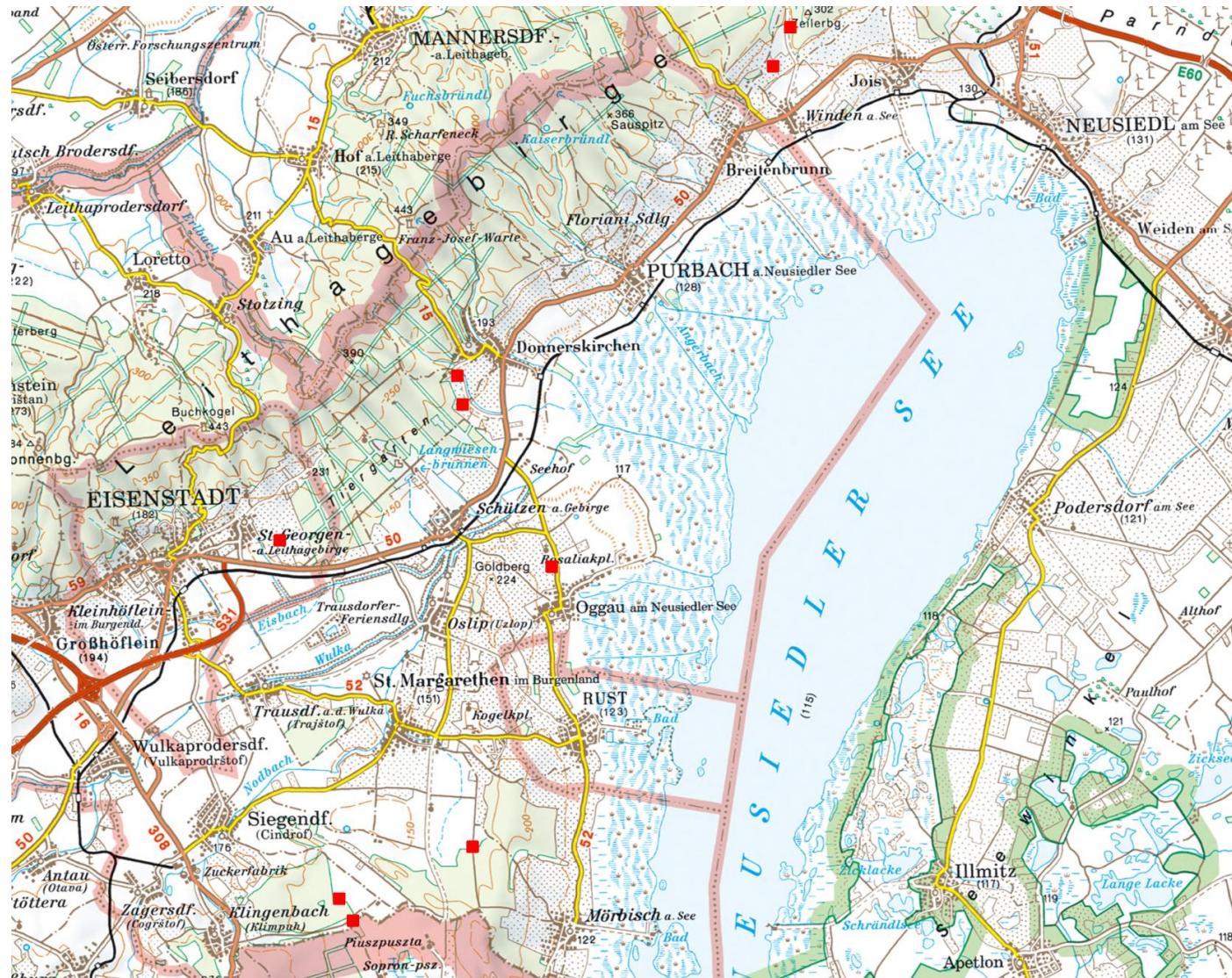


Abb. 16.3: Lage der NMR Messungen im Nordburgenland

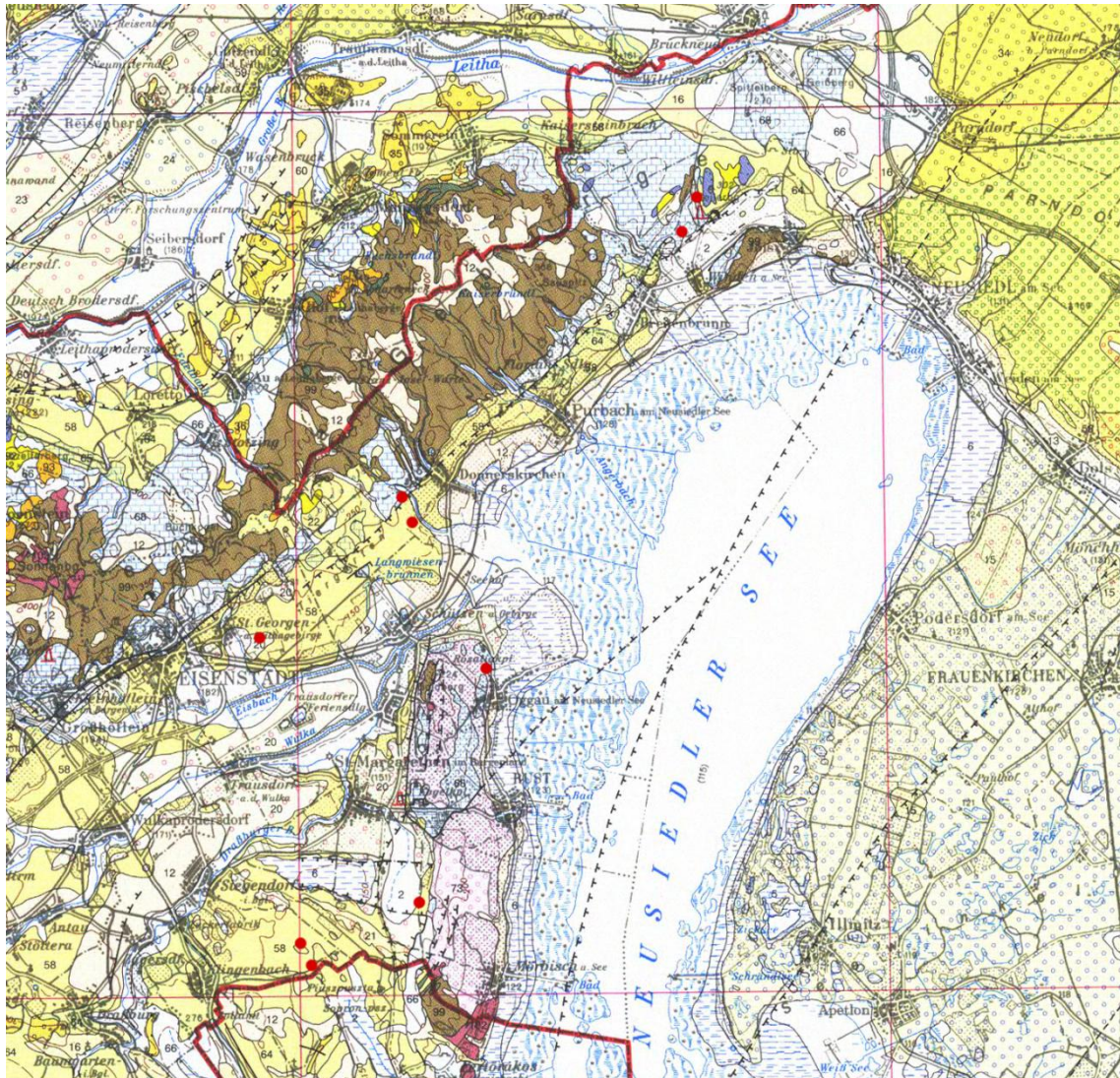


Abb. 16.4: Überblick über die geologische Situation des Messgebiets im Nordburgenland (siehe Legende von Abb. 1.1., Seite 7).

16.2 Ergebnisse und Interpretation NMR Messungen

Oberwolfen

Der Messpunkt befindet sich in Loibersdorf nahe Oberwolfen (siehe Abb. 16.1), in der Nähe eines kleinen Waldstückes an der L 1354. Im Umkreis von ca. 1,5 km wurden bereits im Jahr 2004 im Rahmen des Projektes ÜLG 35 mehrere Geoelektrik- und Seismik-Profile gemessen. Abb. 16.6 zeigt das Inversionsergebnis der dem NMR-Messpunkt am nächsten gelegenen Geoelektrik-Messung von 2004. Abb. 16.5 zeigt das Verhältnis von Stör- zu Nutzsignal in der NMR Messung. Wie sich in der Abbildung zeigt, hebt sich das Nutzsignal kaum vom Störsignal ab. Aus diesem Grund konnte hier keine sinnvolle Interpretation der NMR Messung gemacht werden.

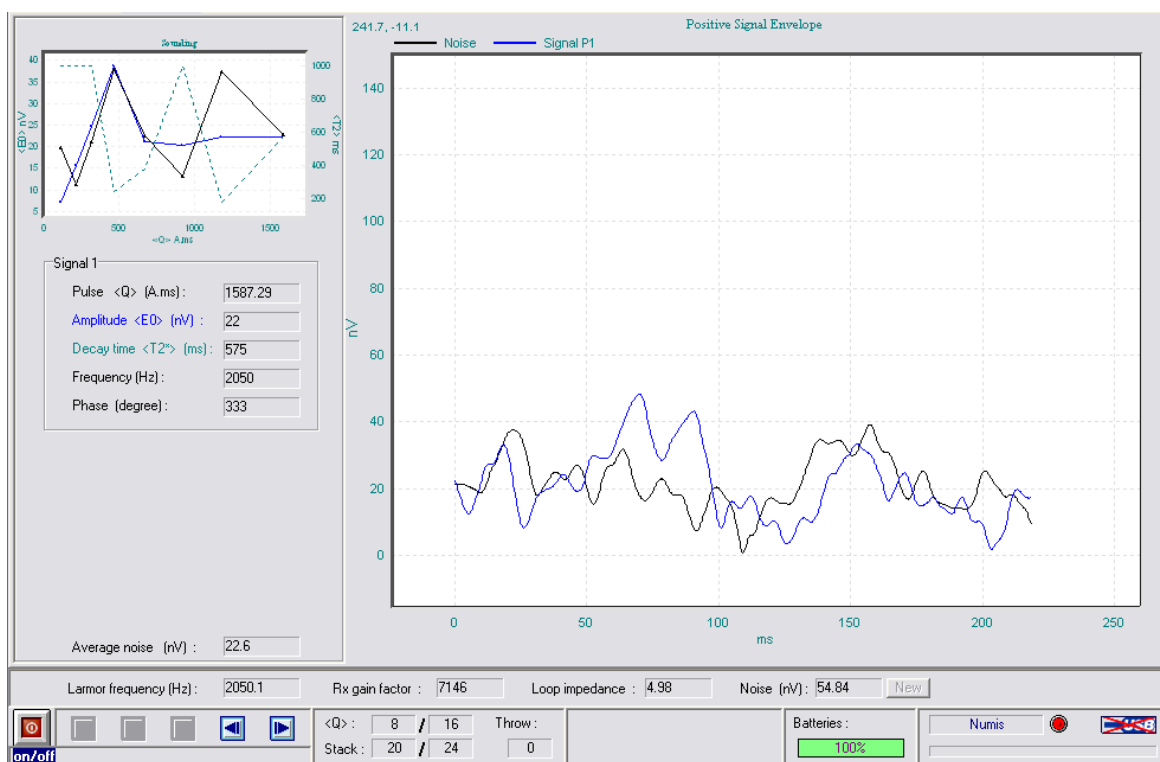


Abb. 16.5: Signal- und Noise-Kurve der NMR Messung in Oberwolfen.

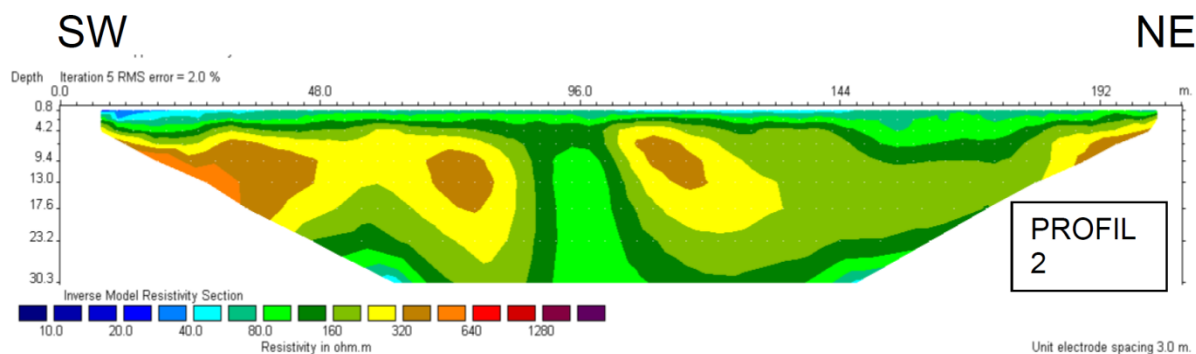


Abb. 16.6: Ergebnis der Geoelektrikmessung in Oberwolfen: Profil 2, 2004

Polz

Der Messpunkt befindet sich in Polz, nahe Waidern (siehe Abb. 16.1), etwa 4 km nordwestlich von Sierning. Da der Unterschied zwischen Stör- und Nutzsignal zu gering war, konnte an diesem Punkt keine sinnvolle NMR Messung durchgeführt werden.

Goldberg

Der Messpunkt befindet sich in Goldberg (siehe Abb. 16.1), etwa 7 km nördlich von Sierning. Abb. 16.7 zeigt das Verhältnis von Stör- zu Nutzsignal, die sich hier nur wenig voneinander abheben. Grundsätzlich ist das Noise Level mit ca. 40 nV relativ gering. Da hier offensichtlich kein Grundwasser zu finden ist, konnte auch keine Modellierung durchgeführt werden.

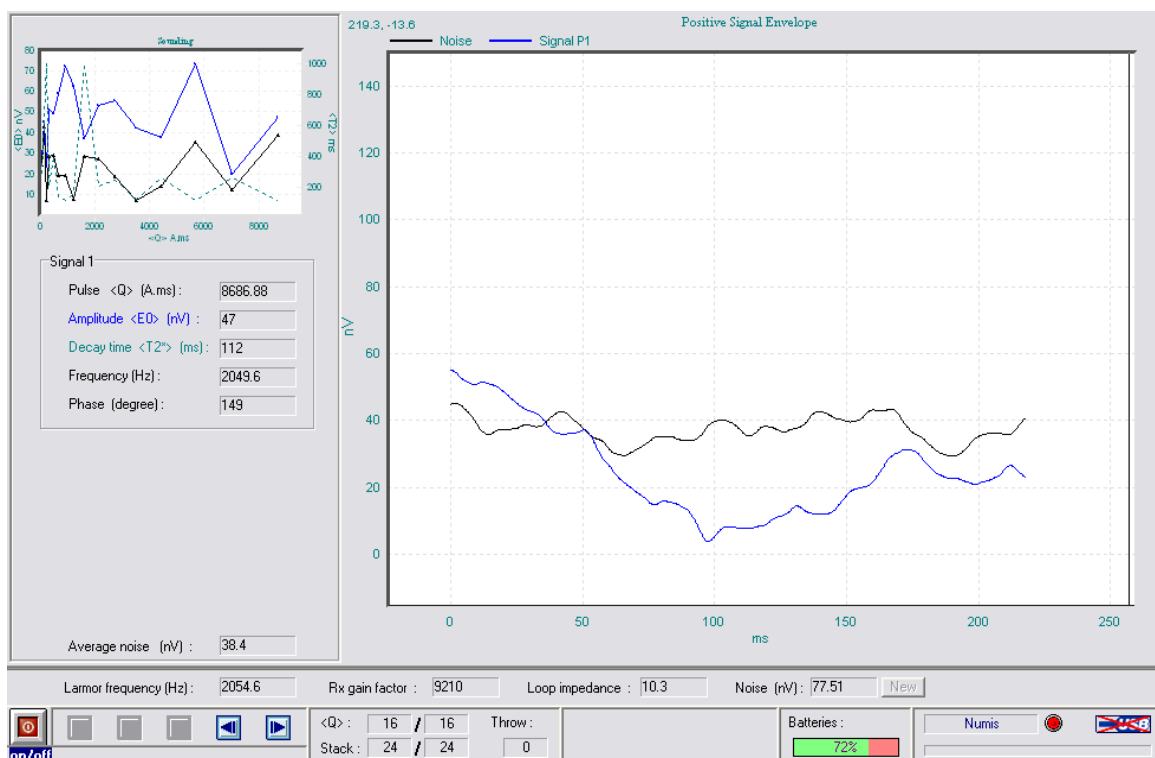


Abb. 16.7: Signal- und Noise-Kurve der NMR Messung in Goldberg.

Donnerskirchen P1

Der Messpunkt befindet sich auf einer Wiese südwestlich von Donnerskirchen (siehe Abb. 16.3). Abb. 16.8 zeigt das Verhältnis von Stör- zu Nutzsignal, die sich hier nur wenig voneinander abheben. Grundsätzlich ist das Noise Level mit 10 - 45 nV relativ gering. Da hier offensichtlich kein Grundwasser zu finden ist, konnte jedoch auch keine Modellierung durchgeführt werden.

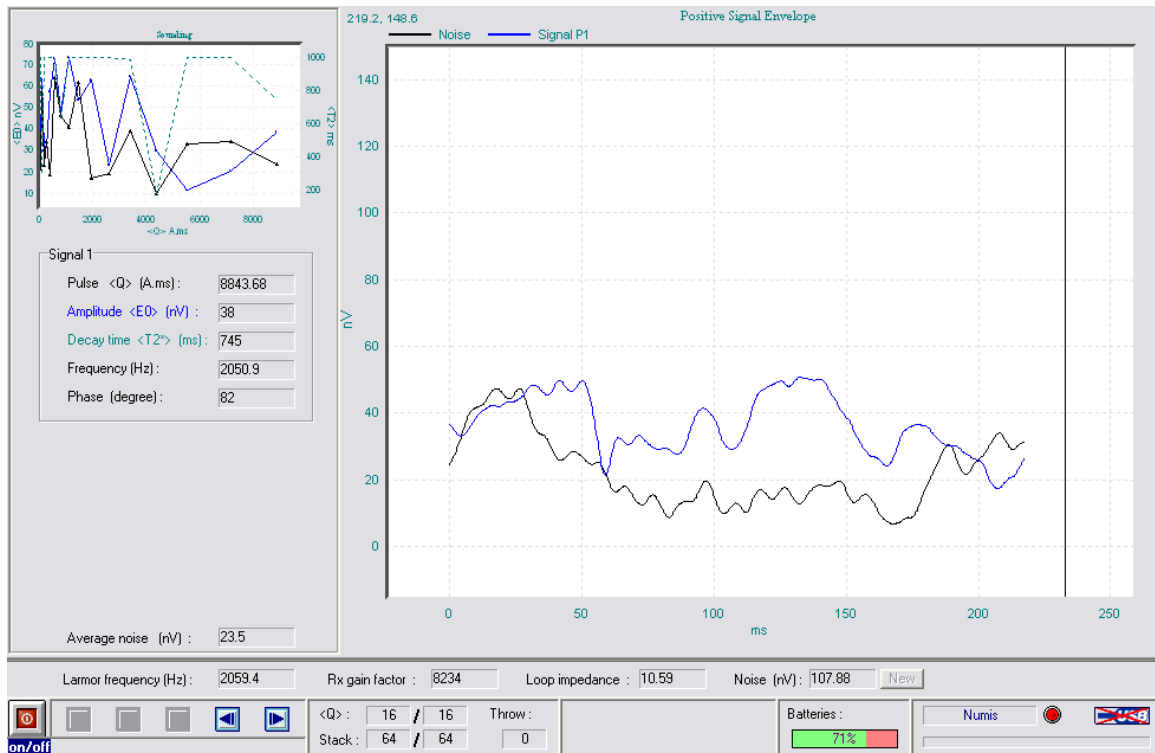


Abb. 16.8: Signal- und Noise-Kurve der NMR Messung in Donnerskirchen P1

Donnerskirchen P2

Der Messpunkt befindet sich auf einer Wiese südwestlich von Donnerskirchen (siehe Abb. 16.3), in der Nähe des Sonnenwaldbades. Da dieser Messpunkt sehr nahe am Ortsrand liegt, war das Noise Level sehr groß und es konnte keine sinnvolle Messung durchgeführt werden.

Winden B1

Der Messpunkt befindet sich auf einem Feld, etwa 1,5 km nördlich von Winden am See (siehe Abb. 16.3) nahe der Gruibertsiedlung. In der Nähe des NMR Messpunktes wurde 2009 im Rahmen des Projektes BA-20 ein Geoelektrik-Profil gemessen. Das Inversionsergebnis der Geoelektrikmessung ist in Abb. 16.12 dargestellt. Abb. 16.9 zeigt das Verhältnis von Stör- zu Nutzsignal, die sich hier deutlich voneinander unterscheiden. Das Noise Level liegt zwar zwischen 10 und 100 nV, das Nutzsignal liegt aber deutlich darüber und zeigt einen klaren Abfall. Die NMR Inversion von 2 unterschiedlichen Messreihen bei B1 zeigen die Abb. 16.10 und Abb. 16.11. Die Interpretation ergibt in einer Tiefe von etwa 20-25 m eine Schicht mit einem Wassergehalt von 8,5 – 9 %. Darunter befindet sich eine ca. 10 Meter mächtige Schicht mit einem Wassergehalt von ca. 4 – 5 %. Ab einer Tiefe von ca. 45 m steigt der Wassergehalt stetig an und erreicht in 80 m Tiefe ca. 13 %. Dieser Schichtbereich dürfte genau mit dem hochohmigen Widerstandskörper zwischen Profilmeter 270 und 470 übereinstimmen, der bei Profilmeter 450 fast bis an die Oberfläche

heranreicht. Im ÜLG35-Bericht 2009 wird dieser Körper als Leithakalk oder als dem kristallinem Grundgebirge auflagernde, mesozoische Bedeckung (Semmering Quarzit) interpretiert.

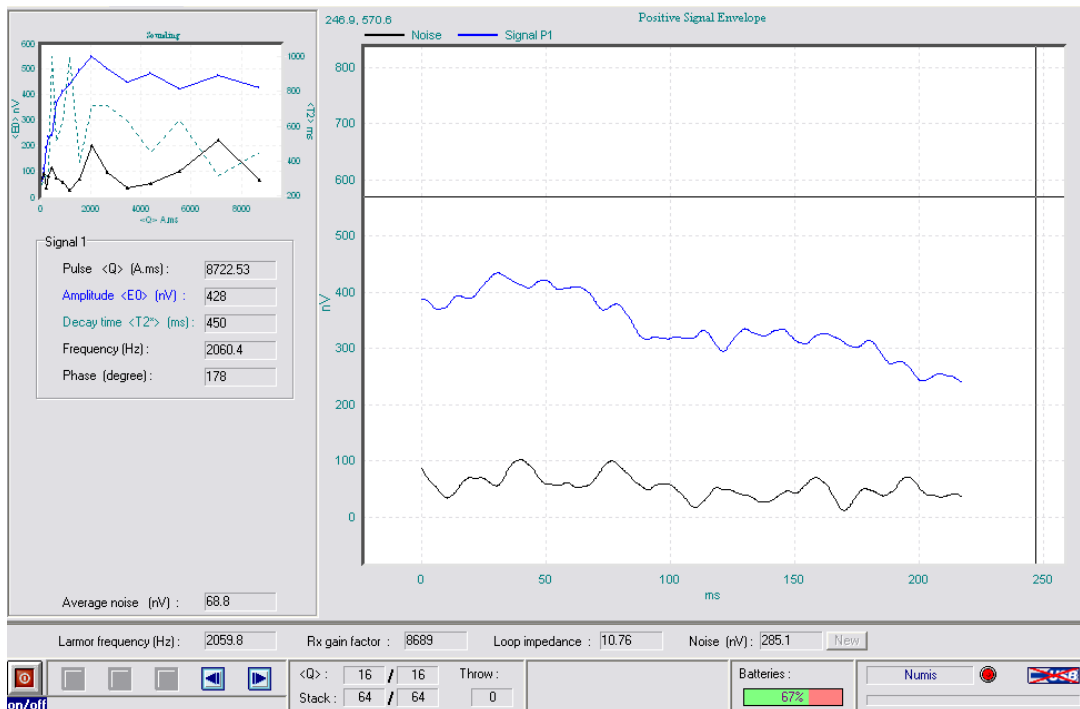


Abb. 16.9: Signal- und Noise-Kurve der NMR Messung in Winden B1

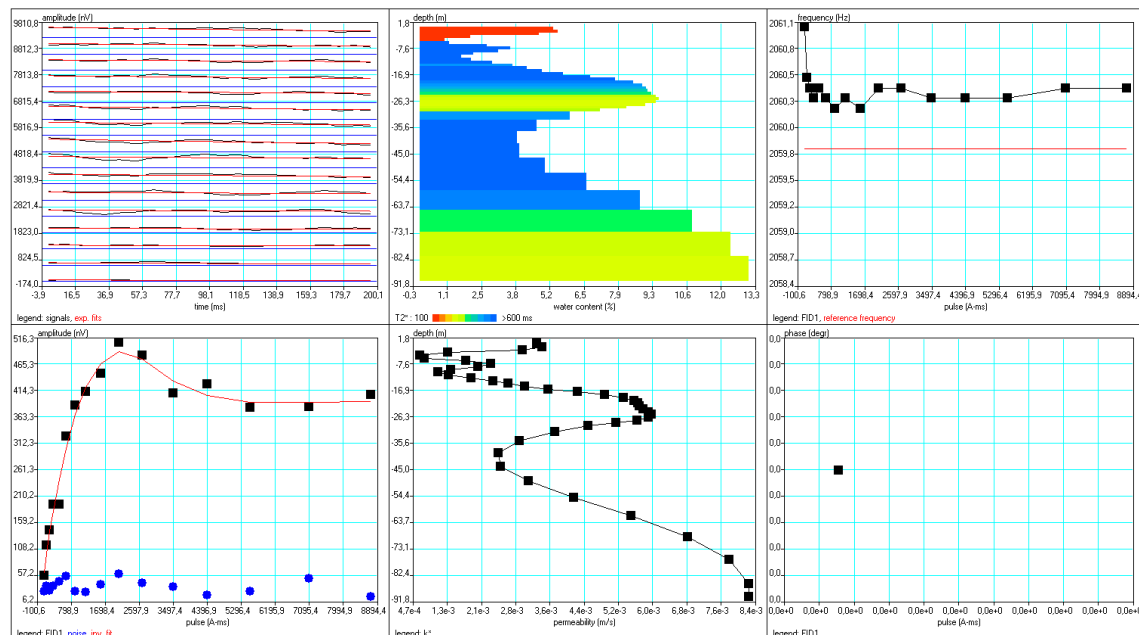


Abb. 16.10: NMR Inversion der Messung in Winden B1

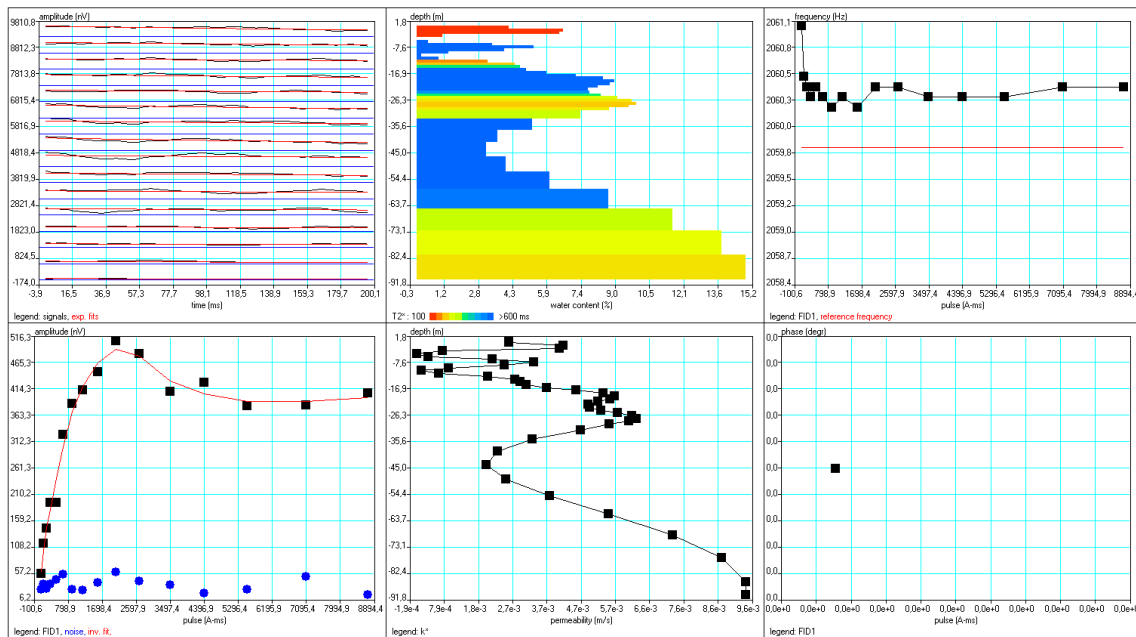


Abb. 16.11: NMR Inversion der Messung in Winden B1

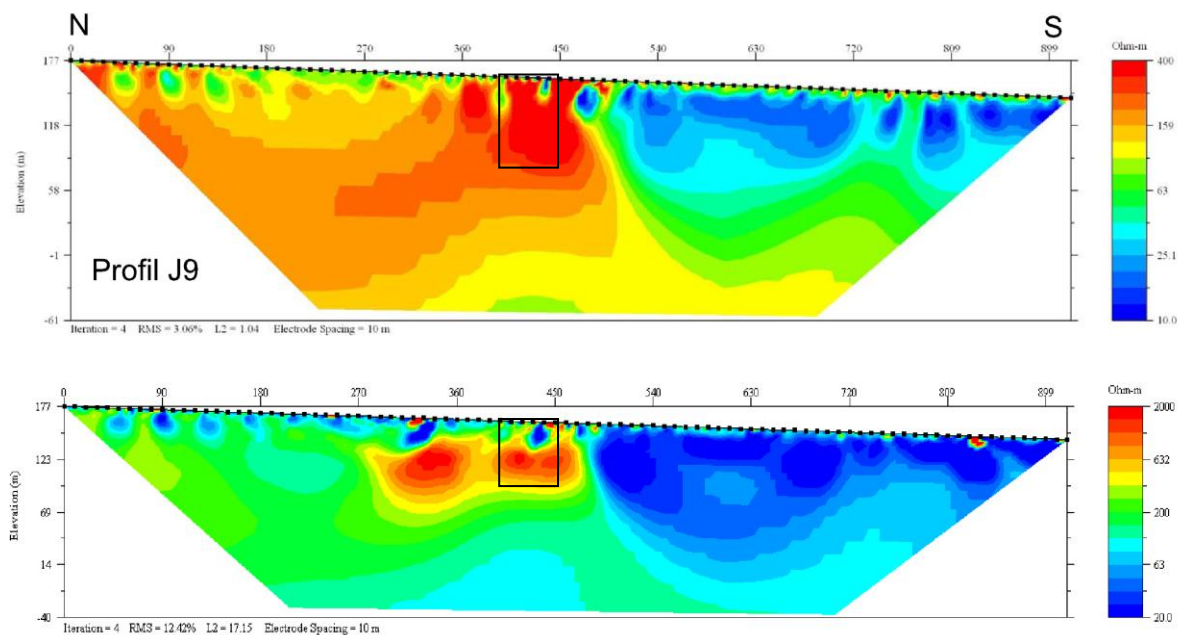


Abb. 16.12: Ergebnis der Geoelektrik-Messung 2009. Der Bereich des Profils, der durch die NMR-Messungen abgedeckt wurde, ist mit einem Rechteck gekennzeichnet.

Winden A2

Der Messpunkt befindet sich an der Bruckerstraße, etwa 2 km nördlich von Winden am See am Fuße des Zeilerbergs. Nahe des NMR Messpunktes wurde 2009 im Rahmen des Projektes BA-20 ein Geoelektrik-Profil gemessen. Das Inversionsergebnis der Geoelektrikmessung ist in Abb. 16.16 dargestellt. Abb. 16.13 zeigt das Verhältnis von Stör- zu Nutzsignal, die sich hier leicht voneinander unterscheiden. Das Noise Level liegt bei etwa 50 nV, das Nutzsignal liegt aber deutlich darüber und

zeigt einen leichten Abfall. Die Modellierung zeigt an der Oberfläche und in einer Tiefe von 15 – 20 m jeweils einen Wassergehalt von ca. 8 %. Ab einer Tiefe von ungefähr 33 m steigt der Wassergehalt stetig an und erreicht in 40 m Tiefe ca. 16 %.

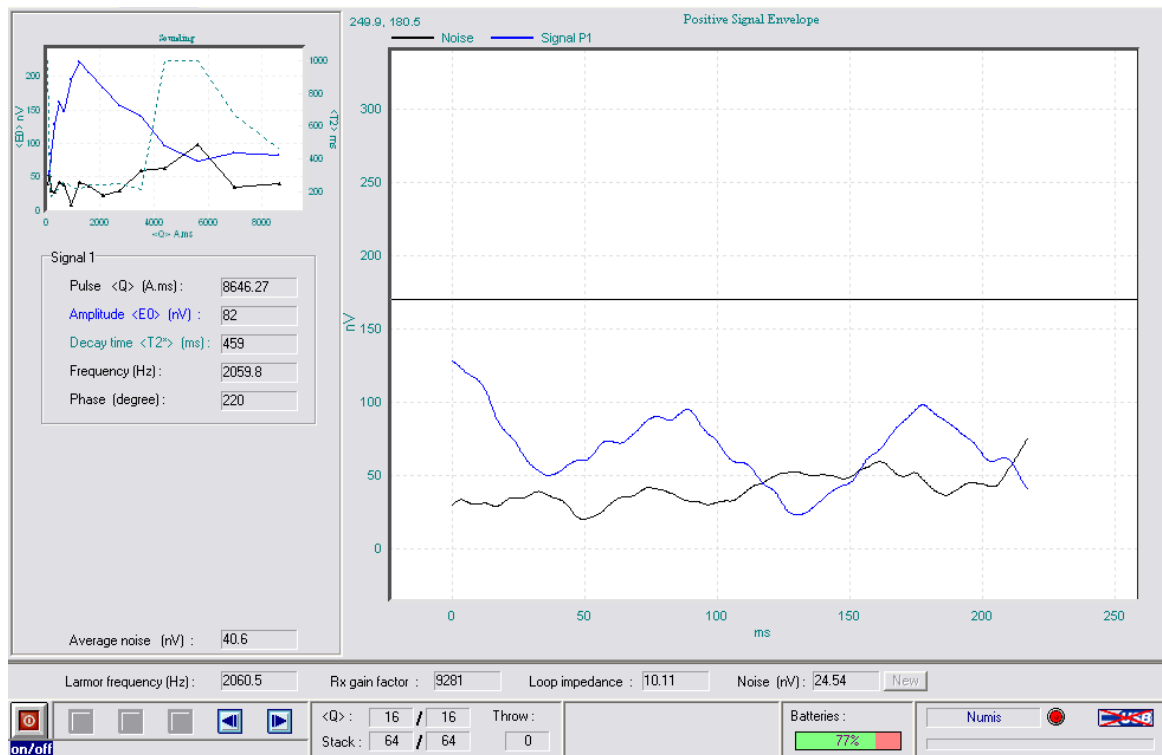


Abb. 16.13: Signal- und Noise-Kurve der NMR Messung Winden A2

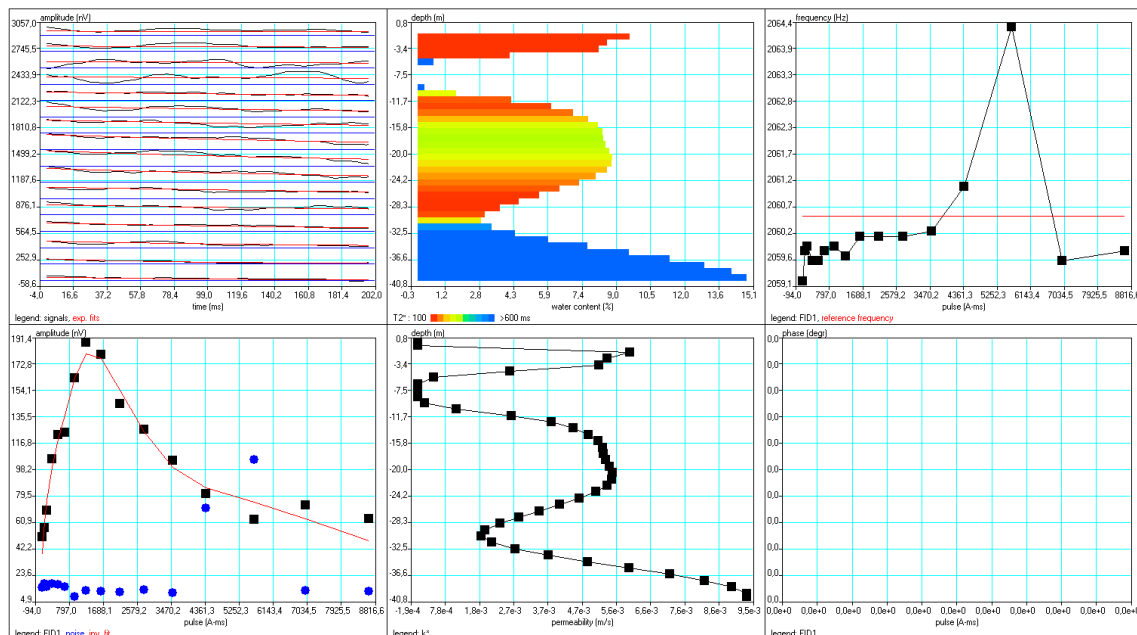


Abb. 16.14: NMR Inversion der Messung Winden A2

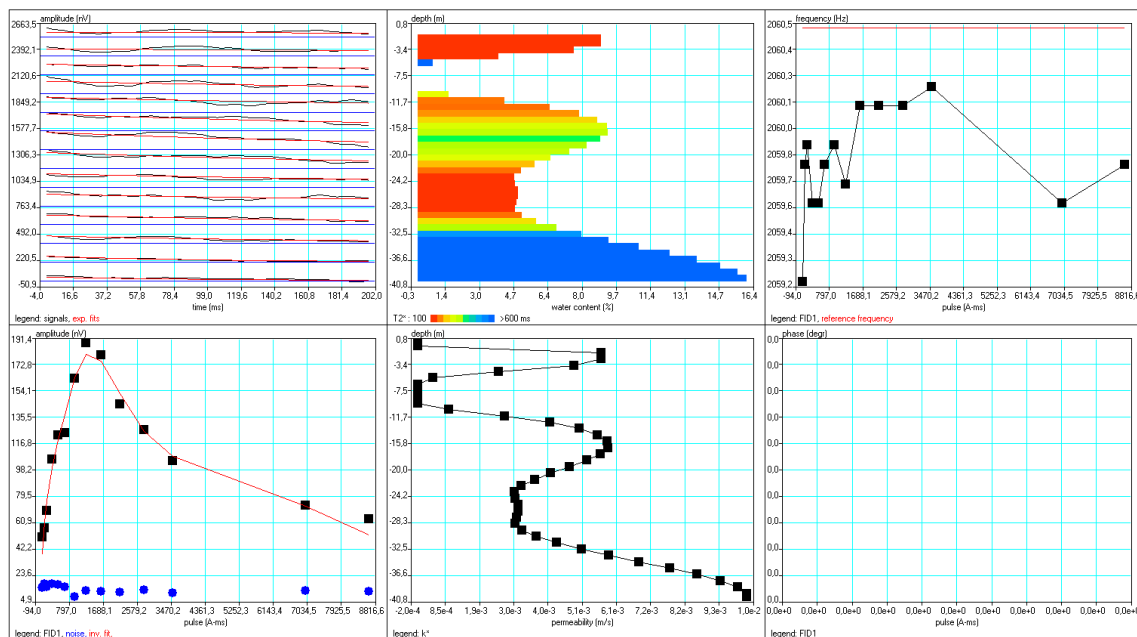


Abb. 16.15: NMR Inversion der Messung Winden A2

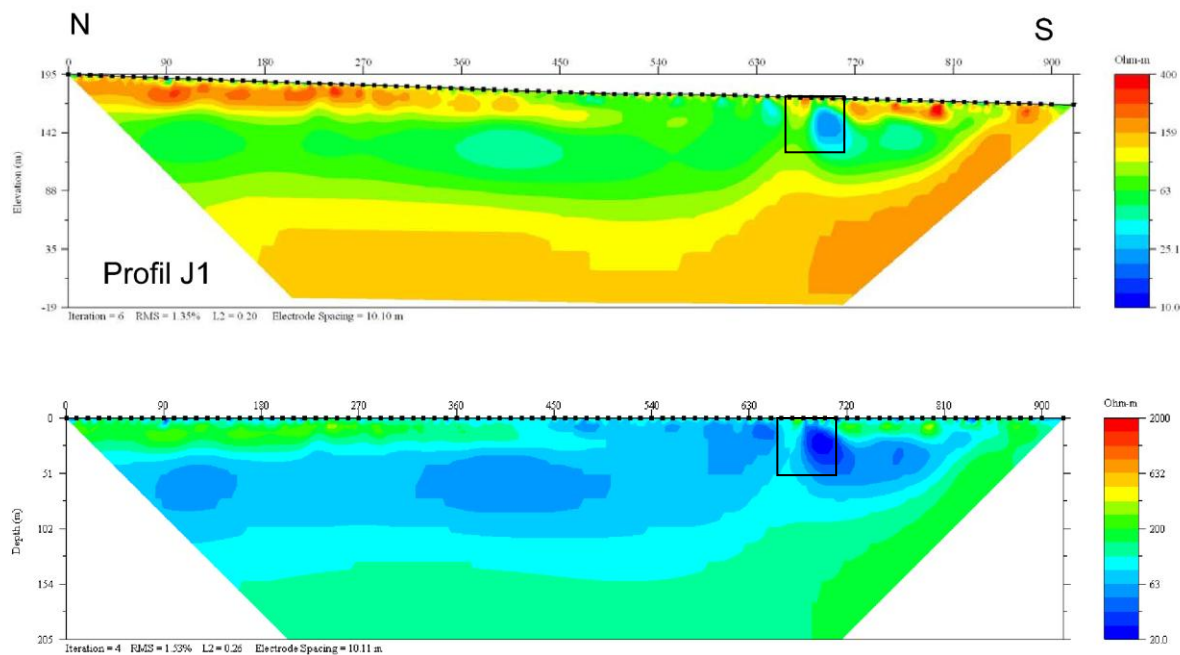


Abb. 16.16: Ergebnis der Geoelektrik-Messung 2009. Der Bereich des Profils, der durch die NMR-Messungen abgedeckt wurde, ist mit einem Rechteck gekennzeichnet.

St. Margarethen

Der Messpunkt befindet sich auf einem Feld, etwa 3,5 km südöstlich von St. Margarethen. Nahe des NMR Messpunktes wurde 2008 im Auftrag des Wasserleitungsverbandes Nordburgenland ein Geoelektrik-Profil gemessen. Das Inversionsergebnis der Geoelektrikmessung ist in Abb. 16.19 dargestellt. Abb. 16.17 zeigt das Verhältnis von Stör- zu Nutzsignal, die sich hier deutlich

voneinander unterscheiden. Das Noise Level liegt unter 50 nV. Das Nutzsignal beginnt ca. bei 350 nV und fällt dann bis auf etwa 100 nV ab. Die Modellierung zeigt relativ oberflächennah, etwa in einer Tiefe von 6 – 13 m, einen Wassergehalt von ca. 8 %. In größerer Tiefe liegt der Wassergehalt nur etwa bei 2,5 %. Die dünne Schicht an der Oberfläche stimmt mit der in der Geoelektrik-Inversion sichtbaren hochohmigen Schicht überein. Diese Schicht wurde im ÜLG35-Bericht von 2008 als trockene, sandige Fein- bis Mittelkiese interpretiert (siehe Abb. 16.18).

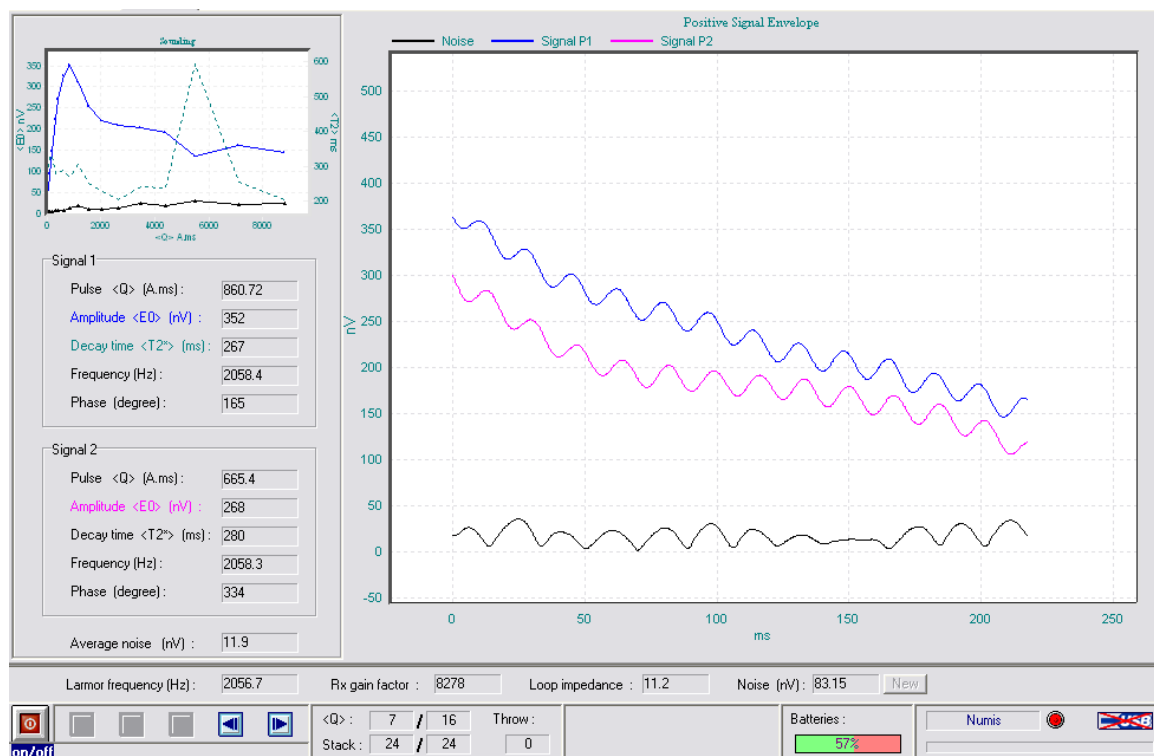


Abb. 16.17: Signal- und Noise-Kurve der NMR Messung in St. Margarethen.

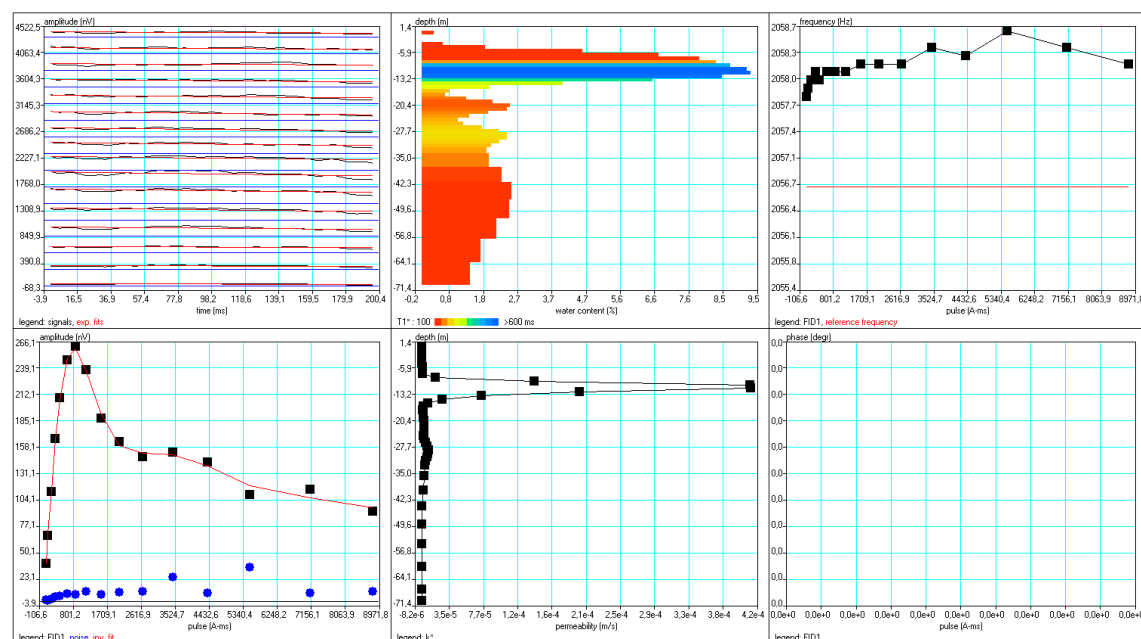


Abb. 16.18: NMR Inversion der Messung in St. Margarethen

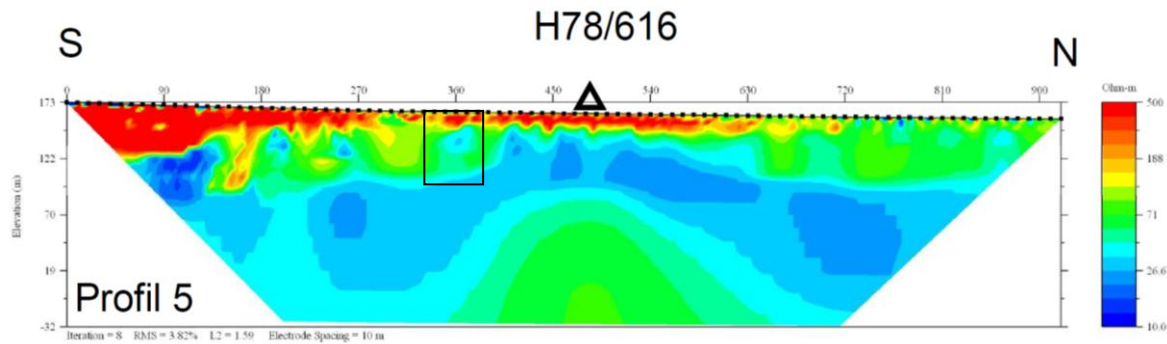


Abb. 16.19: Ergebnis der Geoelektrik-Messung 2008. Der Bereich des Profils, der durch die NMR-Messungen abgedeckt wurde, ist mit einem Rechteck gekennzeichnet.

Siegenderf 1

Der Messpunkt befindet sich ca. 4,5 km südöstlich von Siegenderf, unmittelbar an der Grenze zu Ungarn. Abb. 16.20 zeigt das Verhältnis von Stör- zu Nutzsignal, die sich hier deutlich voneinander unterscheiden. Die Abb. 16.21 – 16.23 zeigen die Ergebnisse der NMR Inversionen. Im Jahr 2003 wurde hier eine geoelektrische und bohrlochgeophysikalische Untersuchung durchgeführt (vgl. Abb. 16.24 – 16.25). Die Modellierung zeigt erst ab einer Tiefe von 15 m einen nennenswerten Wassergehalt von ca. 10 %. Die obere, wasserarme Schicht (obere 5-15 m) besteht laut Interpretation der Geoelektrik und Bohrlochgeophysik von 2003 aus gröberklastischen Sedimenten, die den Kiesen des Pannons bzw. Sarmats entsprechen. Darunter befinden sich schluffige Fein/Mittel bis Grobsande, die einen Wassergehalt von etwa 6 % aufweisen. In 20 bis 30 m Tiefe dürfte sich Grundwasser befinden, da hier ein Wassergehalt von 10 % gemessen wurde. Dies stimmt auch mit den Ergebnissen des Widerstandslogs von 2003 überein.

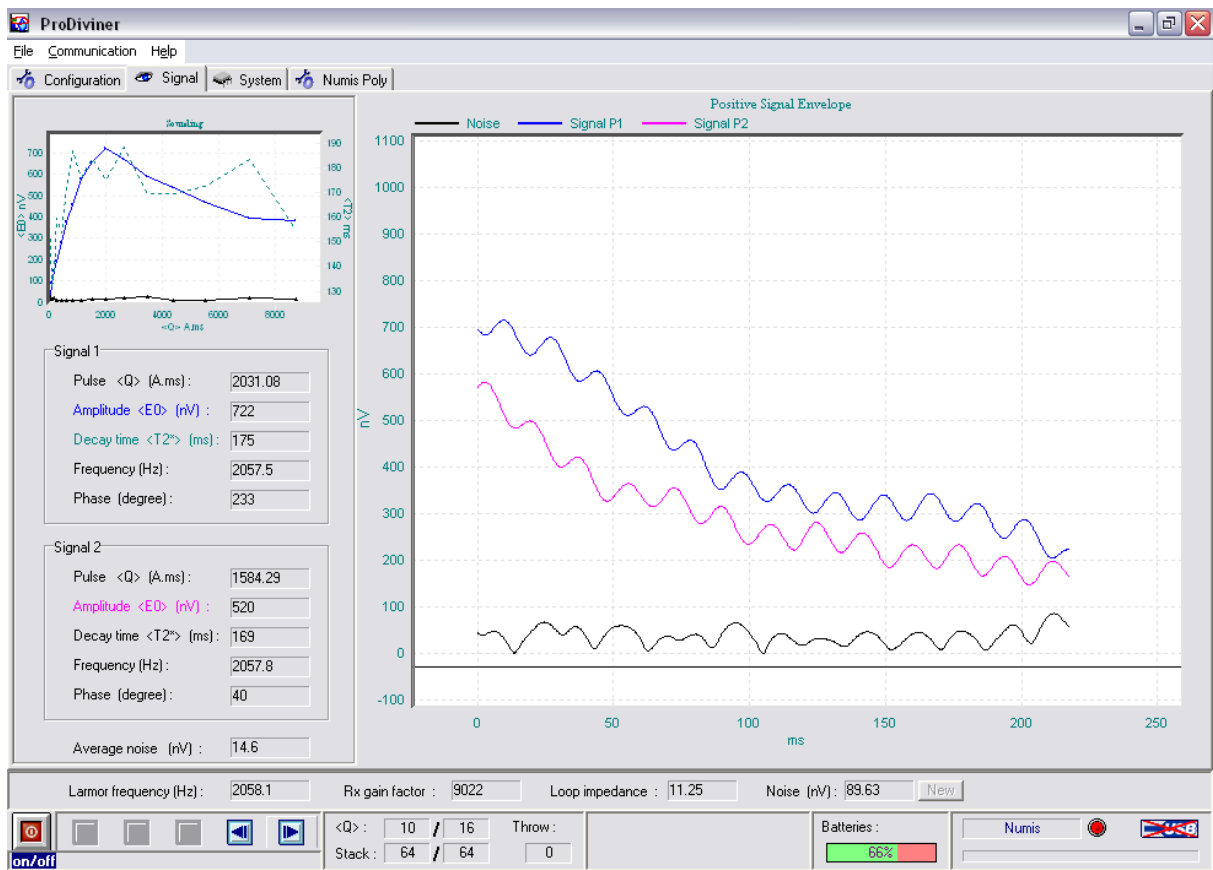


Abb. 16.20: Signal- und Noise-Kurve der NMR Messung in Siegendorf.

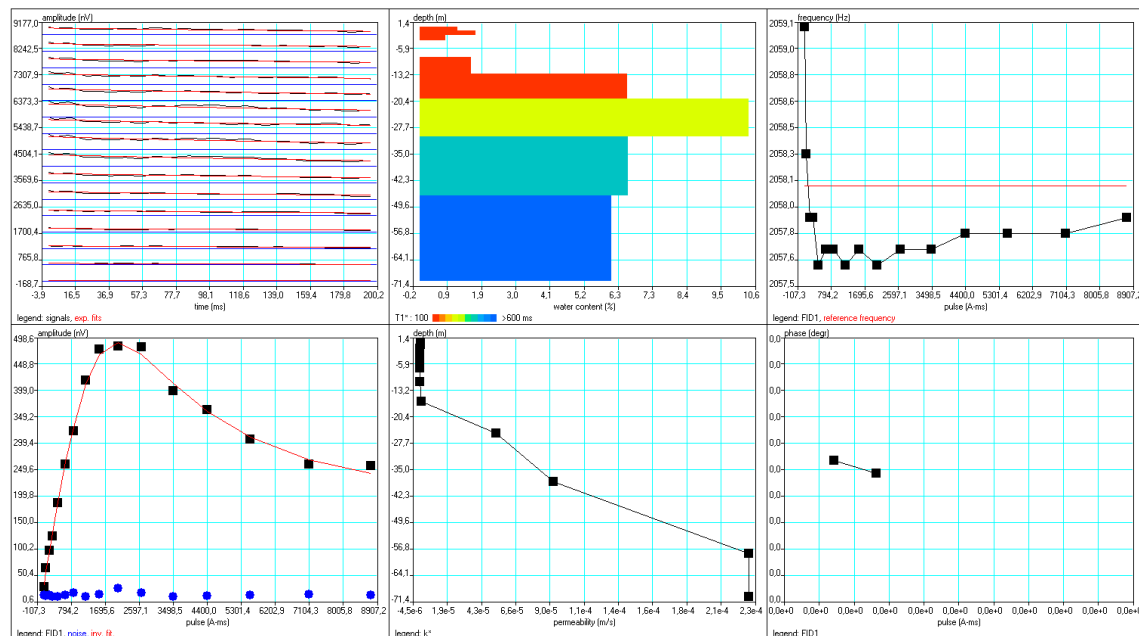


Abb. 16.21: NMR Inversion der Messung Siegendorf, Profil 1

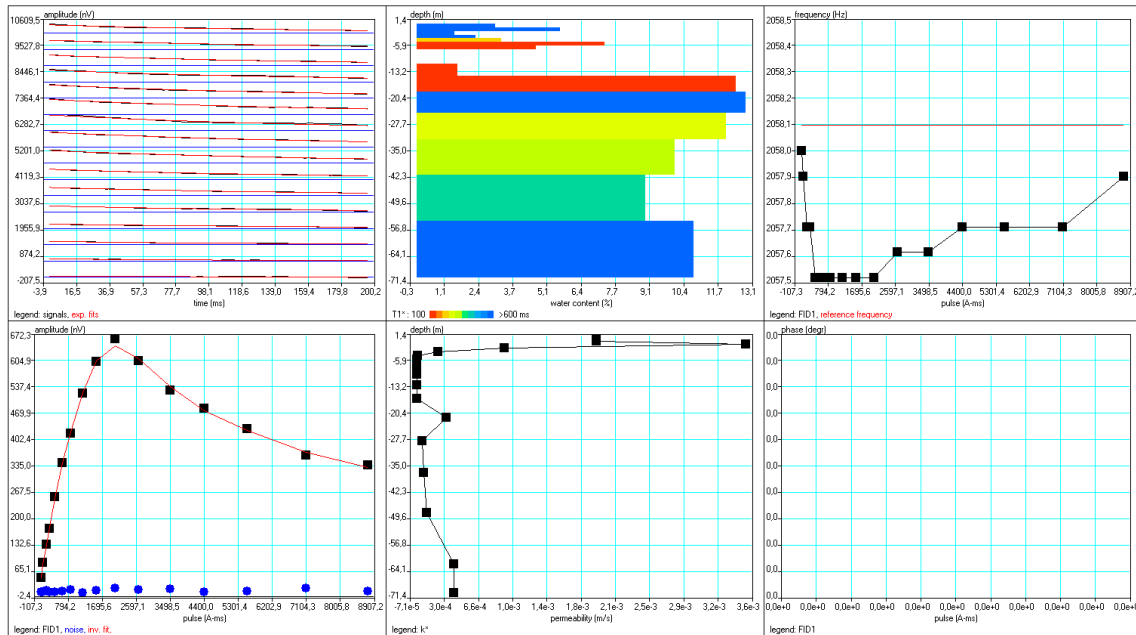


Abb. 16.22: Grundwasser-Modellierung der NMR Messung in Siegendorf, Profil 1

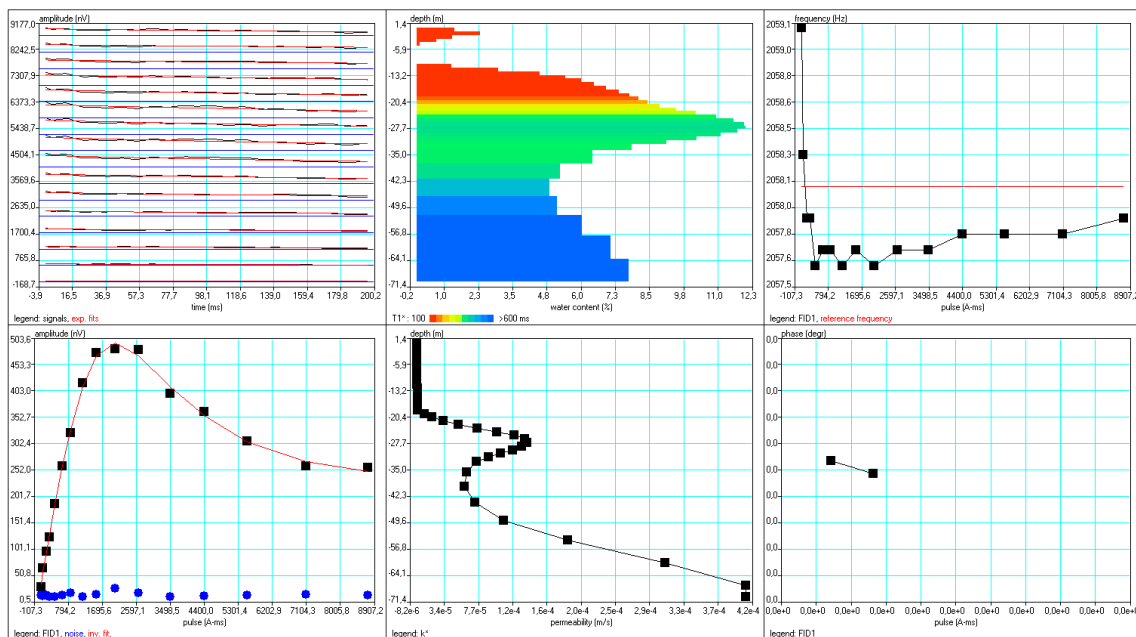


Abb. 16.23: NMR Inversion der Messung Siegendorf, Profil 1

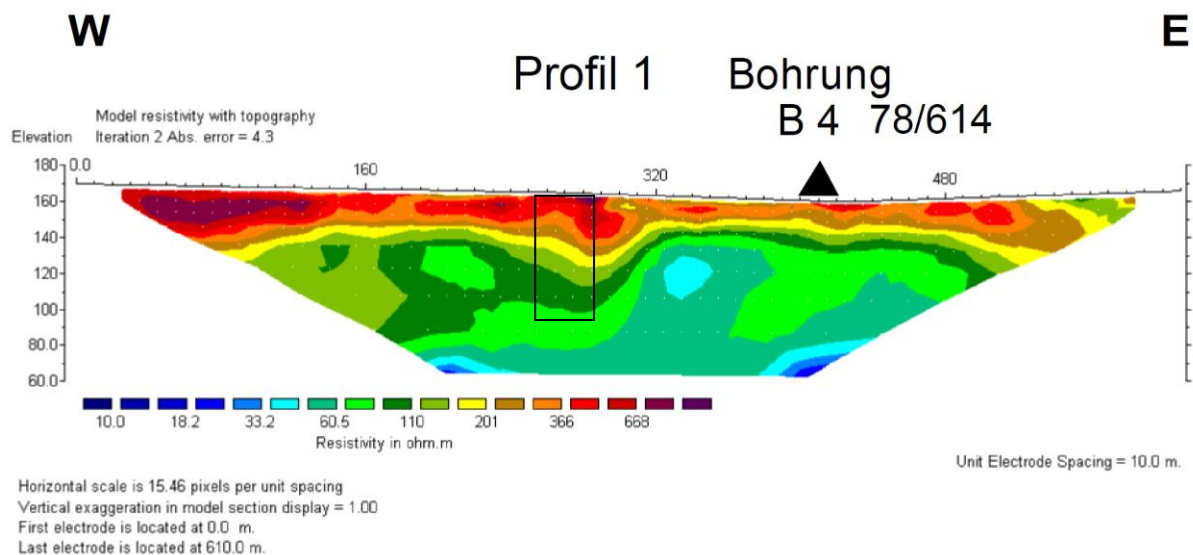


Abb. 16.24: Ergebnis der Geoelektrik-Messung 2008. Der Bereich des Profils, der durch die NMR-Messungen abgedeckt wurde, ist mit einem Rechteck gekennzeichnet.

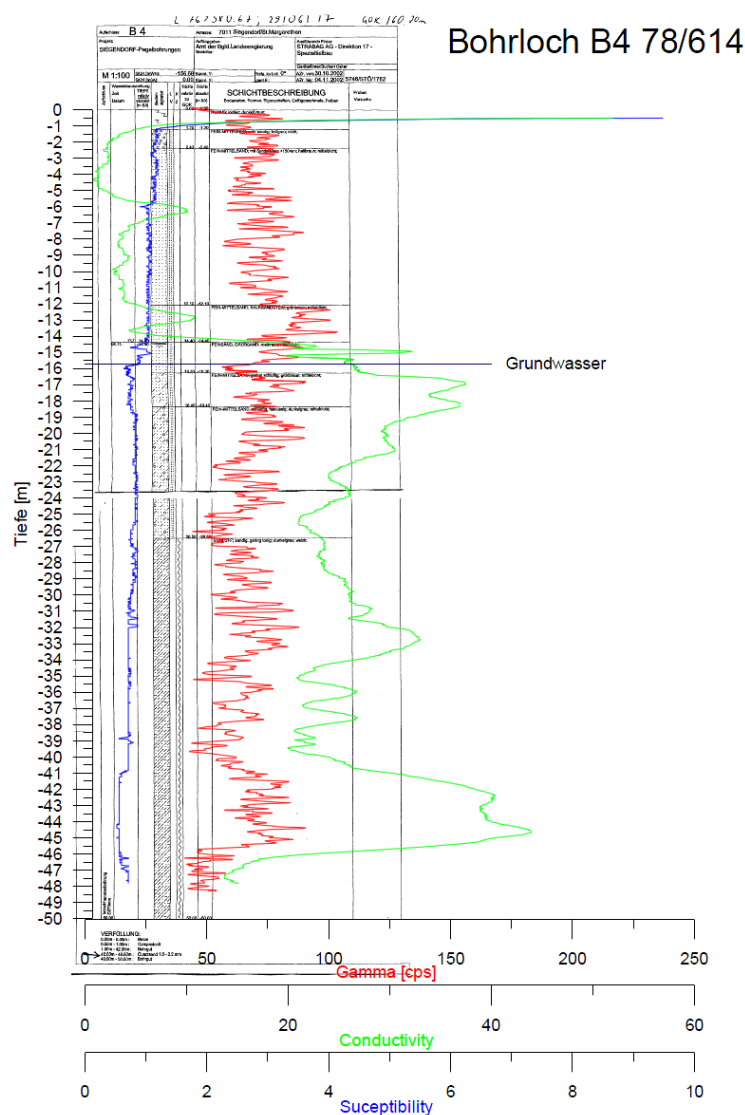


Abb. 16.25: Ergebnis der Bohrloch-Geophysik 2008.

Siegenderdorf 2

Der Messpunkt befindet sich ca. 3,5 km südöstlich von Siegenderdorf, nahe der Grenze zu Ungarn. Abb. 16.26 zeigt das Verhältnis von Stör- zu Nutzsignal, die sich hier deutlich voneinander unterscheiden. Die Abb. 16.27 – 16.29 zeigen die Ergebnisse der NMR Inversion der Messungen. Im Jahr 2004 wurden hier 4 geoelektrische Profile gemessen und eine bohrlochgeophysikalische Untersuchung durchgeführt (vgl. Abb. 16.30 – 16.33). Die Modellierung zeigt erst ab einer Tiefe von 13 m einen nennenswerten Wassergehalt von ca. 8,5 %. Die obere, hochohmige Schicht (obere 5-10 m) besteht laut Interpretation der Geoelektrik und Bohrlochgeophysik von 2004 aus trockenen, gröberklastischen Sedimenten (Fein- bis Mittelsand, z.T. schluffig). Darunter befinden sich in einer Tiefe von 20 – 25 m gröberklastische, wassergesättigte Sedimente, die einen Wassergehalt von etwa 18 % aufweisen. Dieser Bereich wäre für eine weitere Grundwasserexploration als Hoffnungsbereich anzusehen. Im Liegenden zeigt sich ein niederohmiger Widerstandskörper, der aus dunkelgrauem, sandigen Schluff besteht und wieder einen geringeren Wassergehalt aufweist.

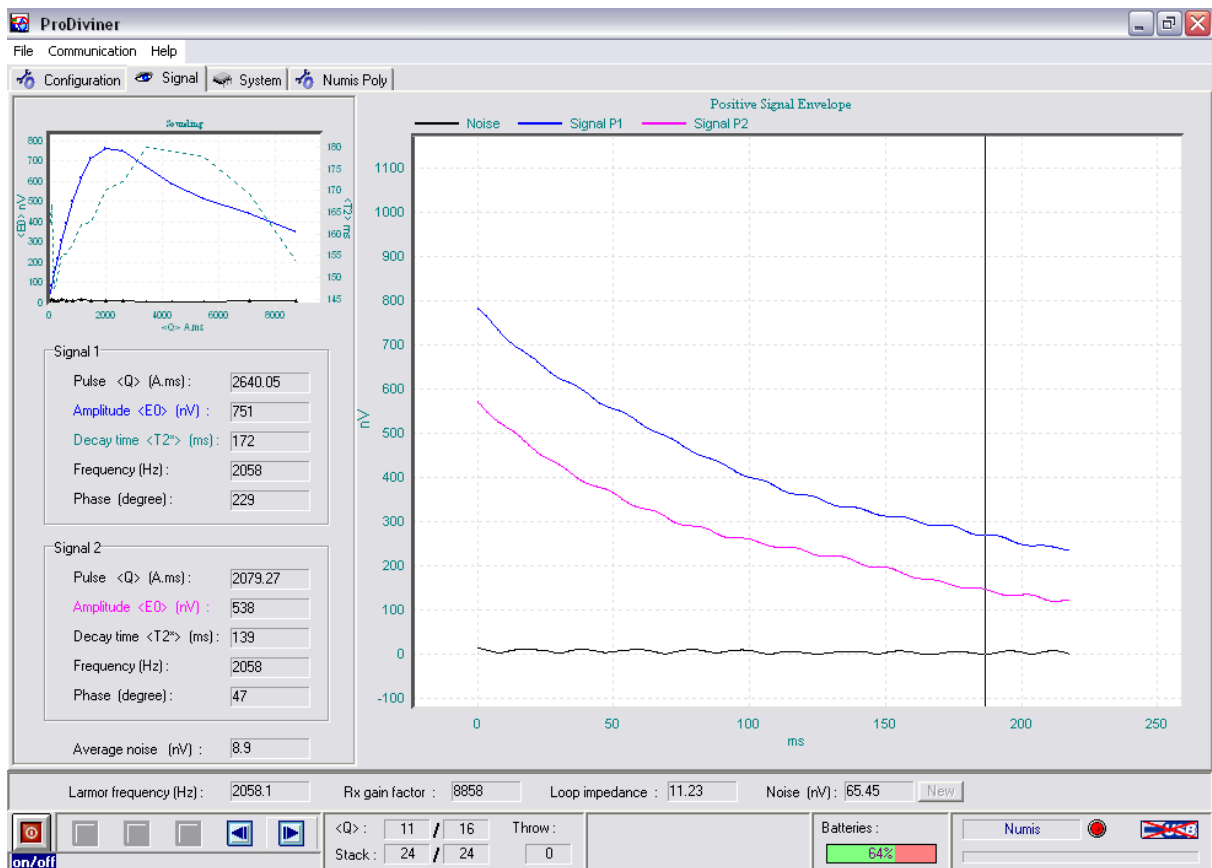


Abb. 16.26: Signal- und Noise-Kurve der NMR Messung in Siegenderdorf.

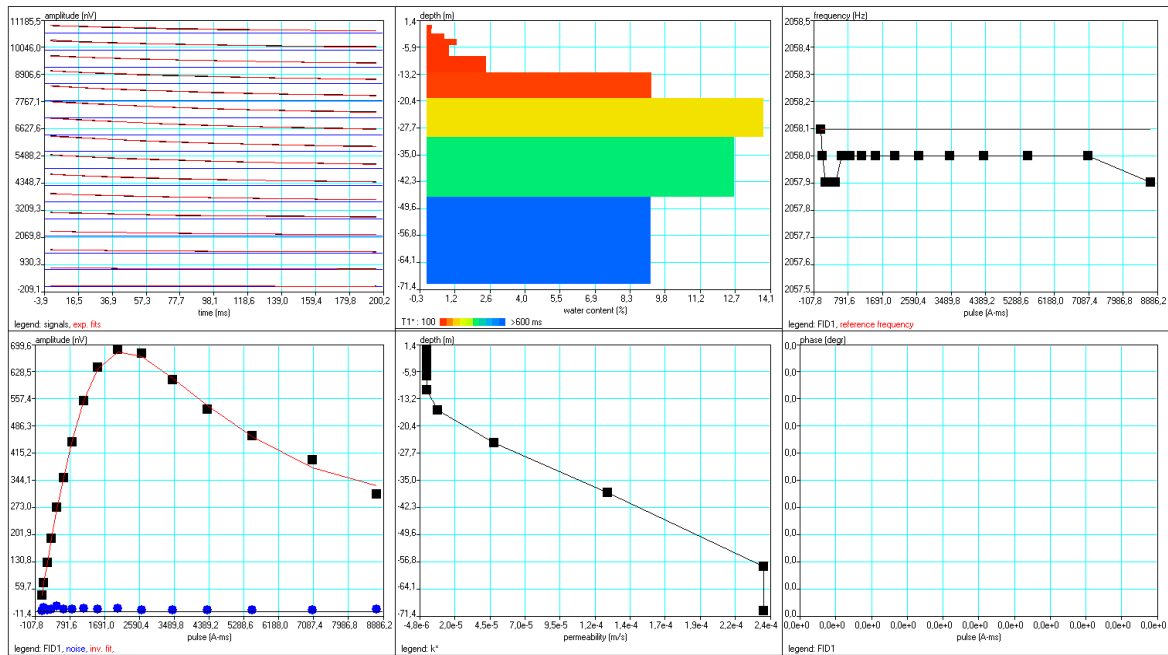


Abb. 16.27: Grundwasser-Modellierung der NMR Messung in Siegendorf, Profil 2.

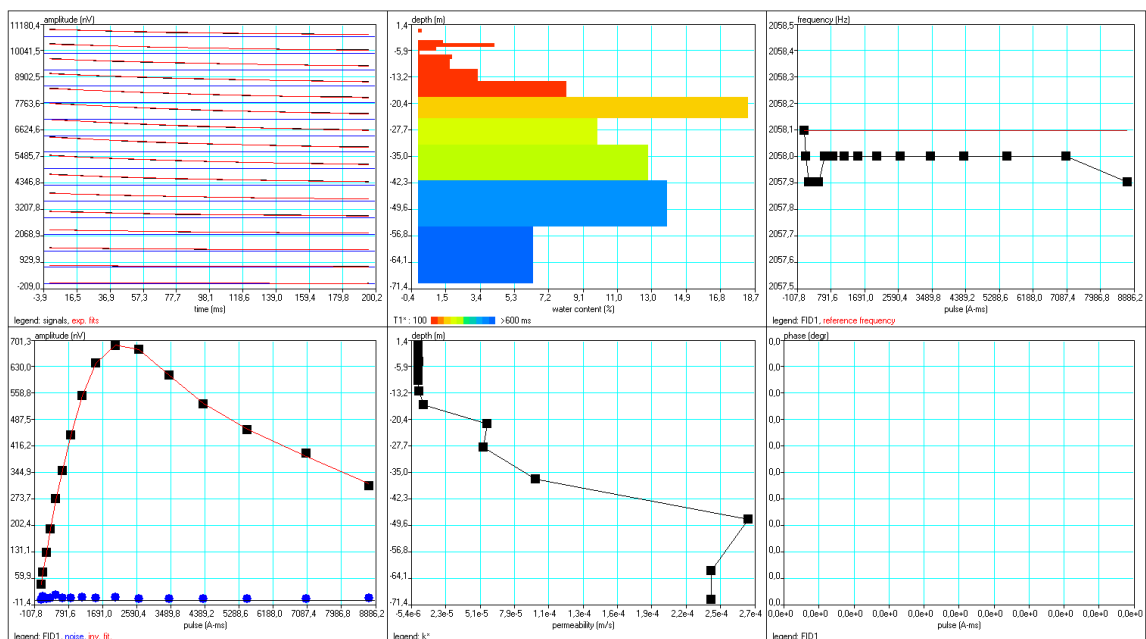


Abb. 16.28: NMR Inversion der Messung Siegendorf, Profil 2.

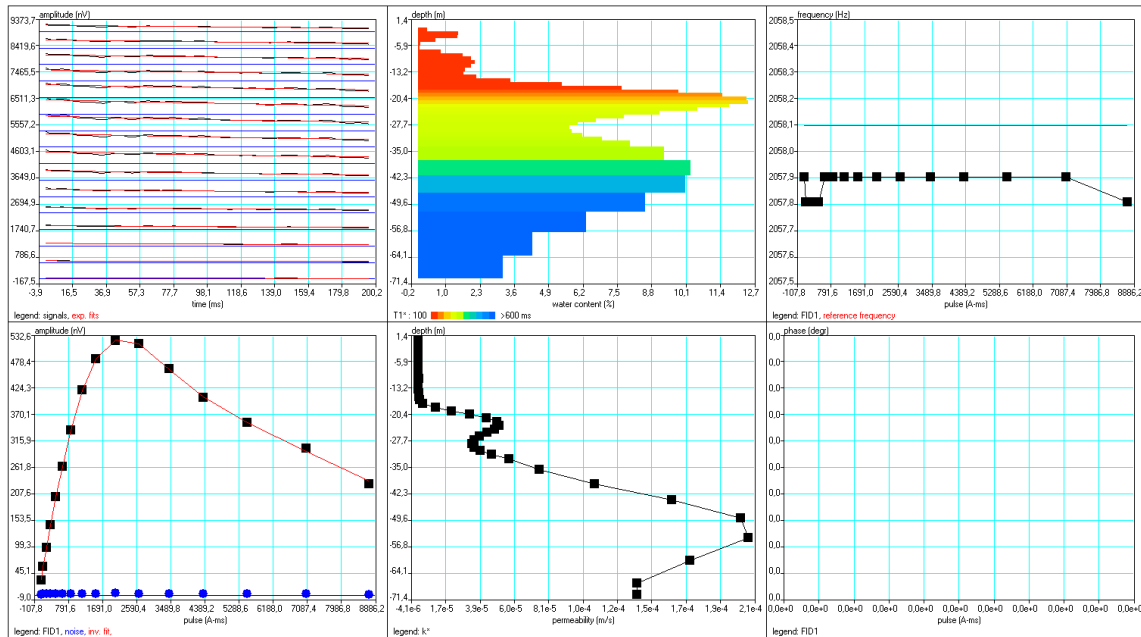


Abb. 16.29: NMR Inversion der Messung Siegendorf, Profil 2

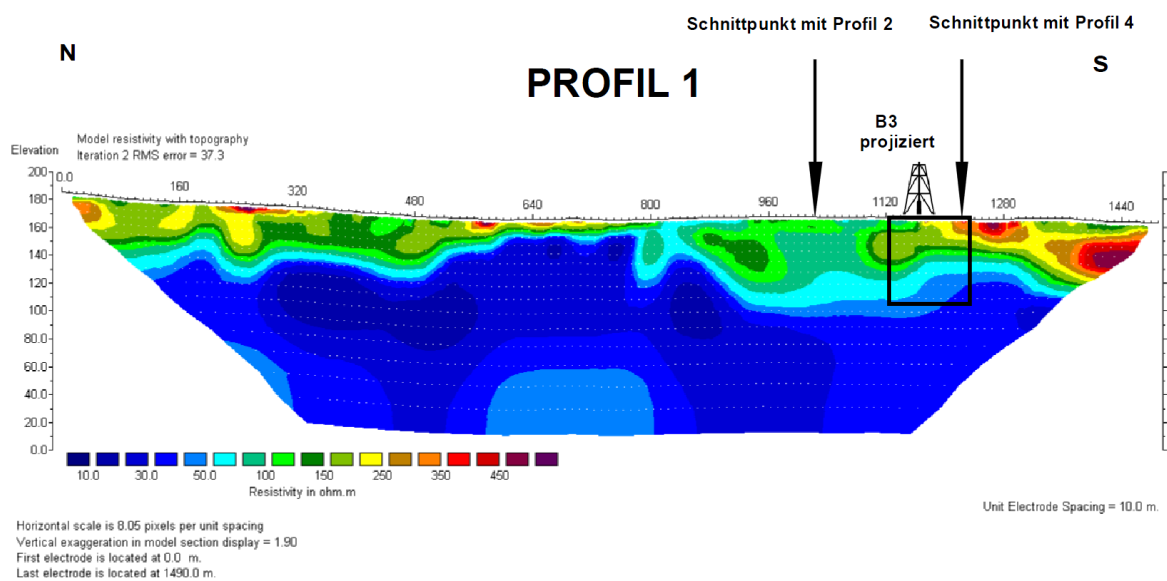


Abb. 16.30: Ergebnis der Geoelektrik-Messung 2004, Profil 1. Der Bereich des Profils, der durch die NMR-Messungen abgedeckt wurde, ist mit einem Rechteck gekennzeichnet.

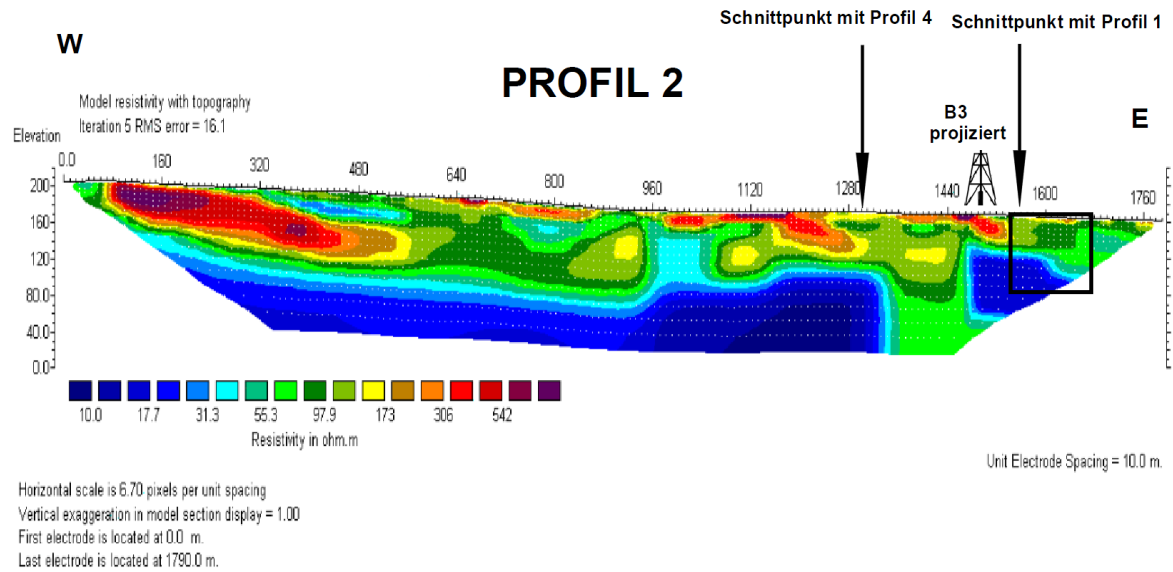


Abb. 16.31: Ergebnis der Geoelektrik-Messung 2004, Profil 2. Der Bereich des Profils, der durch die NMR-Messungen abgedeckt wurde, ist mit einem Rechteck gekennzeichnet.

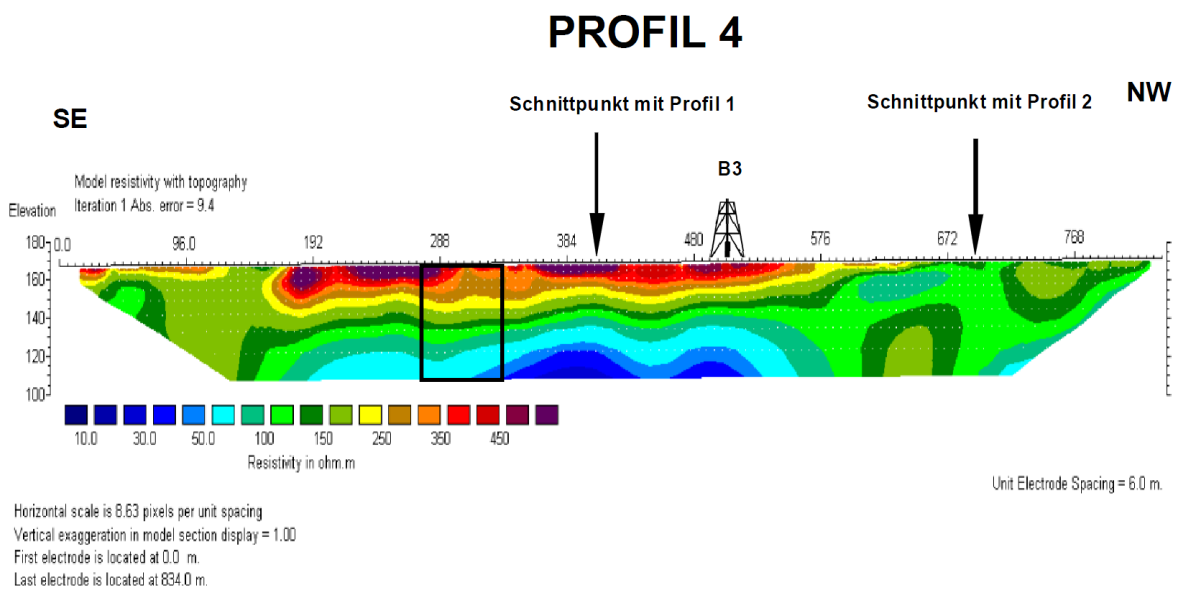


Abb. 16.32: Ergebnis der Geoelektrik-Messung 2004, Profil 4. Der Bereich des Profils, der durch die NMR-Messungen abgedeckt wurde, ist mit einem Rechteck gekennzeichnet.

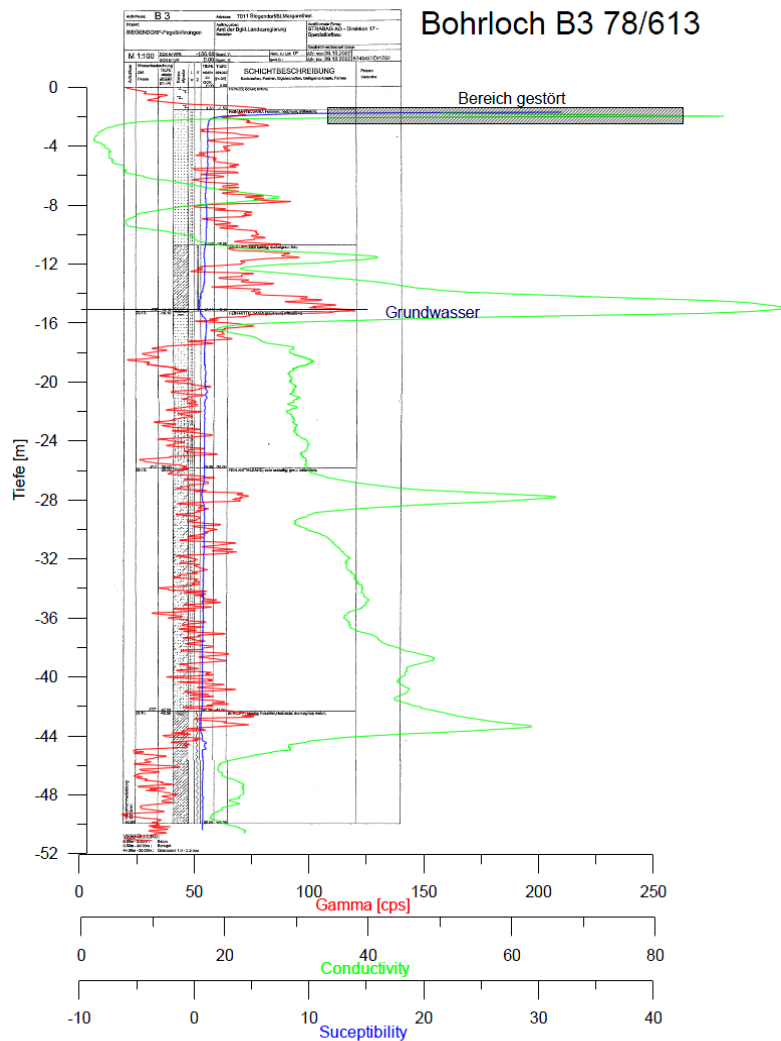


Abb. 16.33: Ergebnis der Bohrloch-Geophysik.

Schützen am Gebirge

Der Messpunkt befindet sich etwa 1 km östlich von St. Georgen am Leithagebirge. Abb. 16.34 zeigt das Verhältnis von Stör- zu Nutzsignal, die sich hier kaum voneinander unterscheiden. Das Noise Level erreicht bis zu 200 nV. Aus diesem Grund konnte hier keine sinnvolle NMR Messung durchgeführt werden.

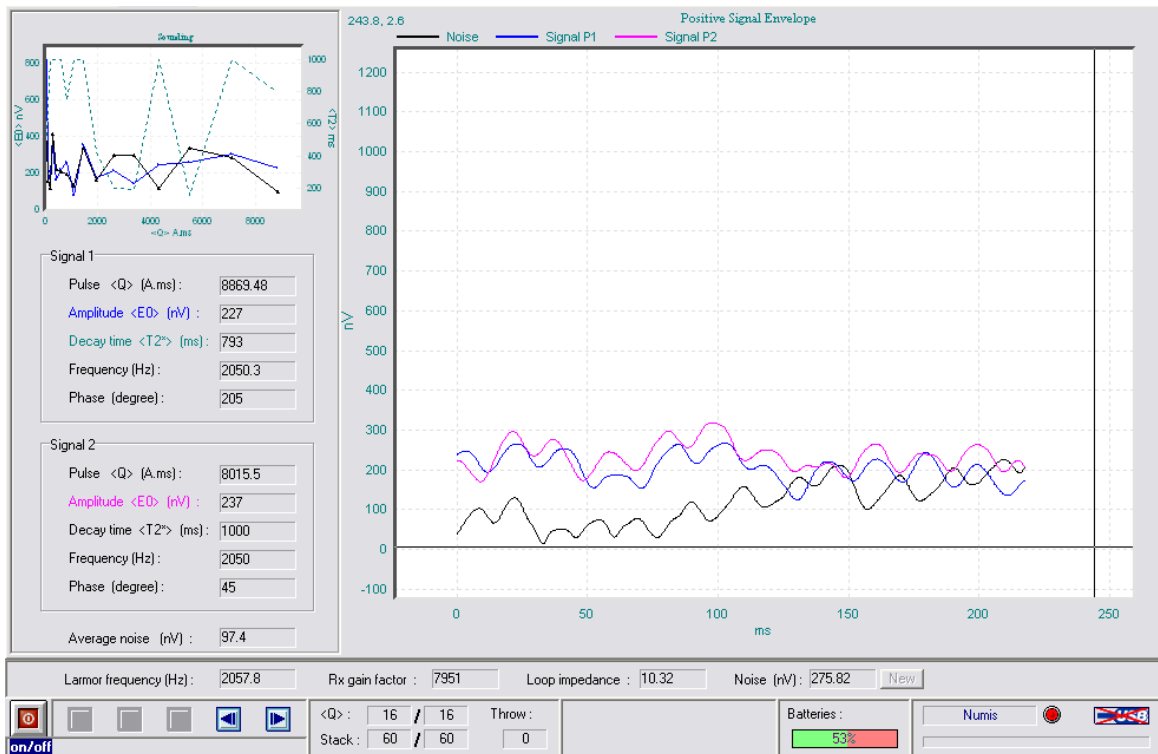


Abb. 16.34: Signal- und Noise-Kurve der NMR Messung in St. Georgen.

Oggau

Der Messpunkt befindet sich etwa 1 km nördlich von Oggau am Neusiedlersee. Abb. 16.35 zeigt das Verhältnis von Stör- zu Nutzsignal, die hier nicht zu unterscheiden sind. Das Noise Level erreicht mehr als 1500 nV. Aus diesem Grund konnte hier keine NMR Messung durchgeführt werden.

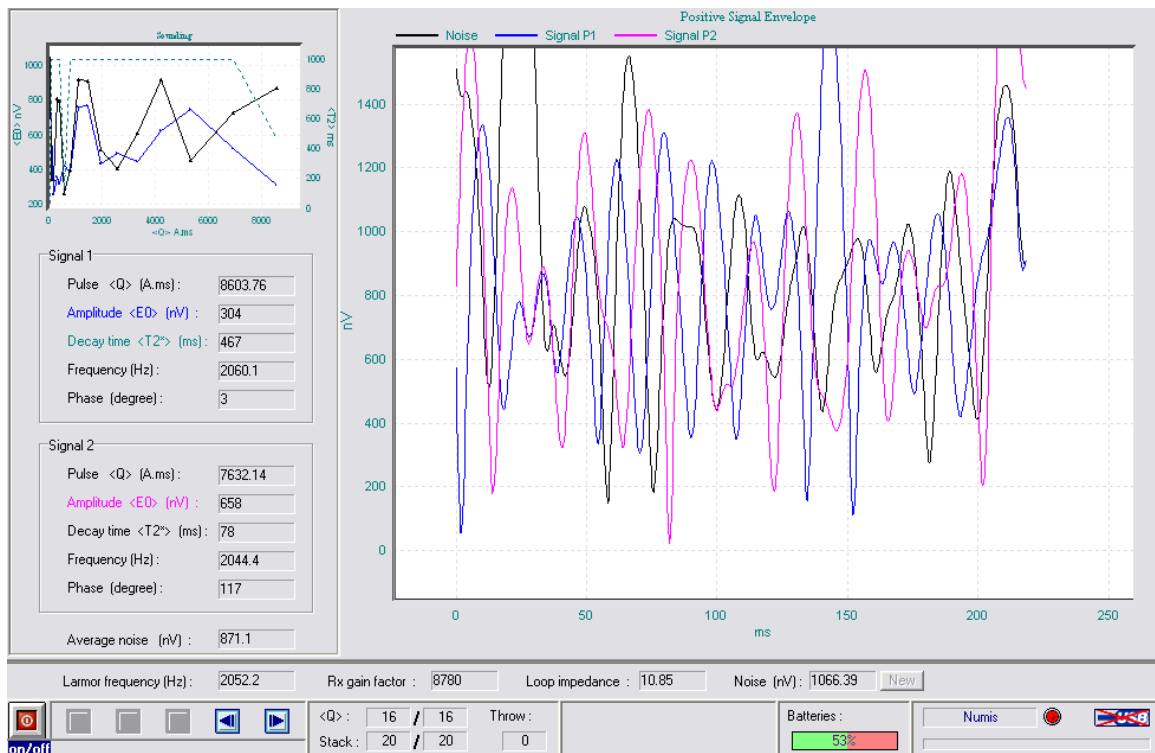


Abb. 16.35: Signal- und Noise-Kurve der NMR Messung in Oggau.

Resümee

Die Anwendbarkeit von NMR-Sondierungen zur Grundwassererkundung konnte im Oktober 2011 zwei Wochen lang getestet werden. Zu diesem Zweck wurden vor allem Messpunkte ausgewählt, an denen in früheren Surveys bereits Grundwasseruntersuchungen (Geoelektrik, Bohrungen, Bohrlochgeophysik) durchgeführt wurden. Die Grundwassermodelle auf Basis der NMR-Sondierungen stimmen sehr gut mit den Ergebnissen früherer Messungen überein. Leider ist die Methode jedoch sehr störanfällig (z.B. Haushaltsstrom) und es konnten nur an sehr abgelegenen Messpunkten gute Ergebnisse erzielt werden. Die Hälfte der Messpunkte erwies sich als zu stark gestört. Da Brunnen aus Kostengründen jedoch möglichst nahe an der nächsten Siedlung liegen sollten, ist die generelle Anwendbarkeit dieser Methode in Österreich in Frage zu stellen.

16.3 NMR Methodik und Gerätebeschreibung

Nuclear Magnetic Resonance Sounding

Die Nukleare Magnetische Resonanz (NMR) ist eine Eigenschaft von Wasserstoffprotonen. Diese können vereinfacht als winzige Kompassnadeln betrachtet werden. Die magnetischen Momente der Wasserstoffprotonen sind für gewöhnlich in Hauptmagnetfeldrichtung ausgerichtet und zeigen Richtung magnetisch Nord. Wird dieses statische Magnetfeld von einem magnetischen Wechselfeld überlagert, so beginnen die Protonen mit einer genau definierten Resonanzfrequenz zu schwingen. Wird das Wechselfeld abgeschaltet, schwingen die Wasserstoffprotonen nach und erzeugen somit ein Wechselfeld, das an der Oberfläche aufgezeichnet werden kann. Die Resonanzfrequenz der Protonen ist direkt proportional zum vorhandenen statischen Magnetfeld. Ist die Feldstärke des statischen Magnetfeldes bekannt, so kann anhand des Resonanz-Wechselfeldes auf die Anzahl der Wasserstoffprotonen im Boden rückgeschlossen werden. Da im Untergrund die meisten Wasserstoffatome von vorhandenem Wasser stammen, kann mit dieser Methode ein direkter Wassernachweis erbracht werden.

In der Praxis funktioniert das so, dass über eine große Spule ein elektromagnetisches Wechselfeld mit der aus dem Erdmagnetfeld berechneten Resonanzfrequenz in den Untergrund induziert wird. Dafür muss vor der Messung über den gesamten Sondierungsbereich eine mittlere magnetische Feldstärke berechnet werden (Messung z.B. mit Protonenpräzisionsmagnetometer).

Aus diesem errechnet sich die Larmor-Frequenz wie folgt:

$$F_0 = \text{Larmor Frequenz} = \omega_0 / 2 \pi$$

ω_0 : Präzessions-Puls (Resonanz)

$$\omega_0 = \gamma \cdot B_0$$

γ = Gyromagnetisches Verhältnis der Protonen

B_0 : Amplitude des Erdmagnetfeldes

$$\Rightarrow F_0 \text{ (Hz)} = 0.04258 B_0 \text{ (nT)}$$

Nach Abschalten des Primärfeldes kann das Nachschwingen der Wasserstoffprotonen im Untergrund mit der durch das Erdmagnetfeld definierten Resonanzfrequenz in derselben Spule registriert werden. Mit verschiedenen Pulsmomenten erreicht man verschiedene Eindringtiefen und somit kann eine Sondierungskurve gemessen werden. Über eine anschließende Modellrechnung lässt sich nun der Wassergehalt mit der Tiefe berechnen. Über die Dauer des Abklingens des Sekundärfeldes lässt sich weiters auf die Beweglichkeit des Wassers (in Ton gebunden oder frei in höherporösen Sedimenten) schließen.

Für gewöhnlich wird die Spule (eine Windung) in Form eines Quadrates ausgelegt, wobei die Seitenlänge des Quadrates in etwa der maximalen Eindringtiefe der Sondierung entspricht. Zur Noise-Reduktion kann die Spule auch als Achterschleife (2 Quadrate mit halber Seitenlänge)

ausgelegt werden. Das Signal-Noise Verhältnis wird dadurch in etwa verfünffacht. Es wird dabei aber auch nur noch die halbe Eindringtiefe erreicht.

Die Bedeutung der unterschiedlichen Parameter ist wie folgt (vgl. Abb. 16.36):

Aus Stromstärke und Dauer des Anregungssignals ($I \cdot \Delta t$) ergibt sich das Pulsmoment, welches proportional zur Eindringtiefe ist. Die Anfangsamplitude des Sekundärfeldes (E_0) ist dann proportional zum Wassergehalt in der entsprechenden Tiefe. Die Abklingzeit des Sekundärfeldes (T_2^*) steht schließlich in Zusammenhang mit der mittleren Porengröße der Gesteinsmatrix.

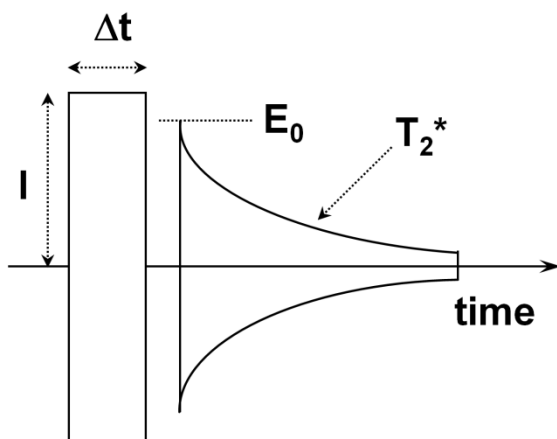


Abb. 16.36: Anregung und Abkling-Kurve einer NMR Messung

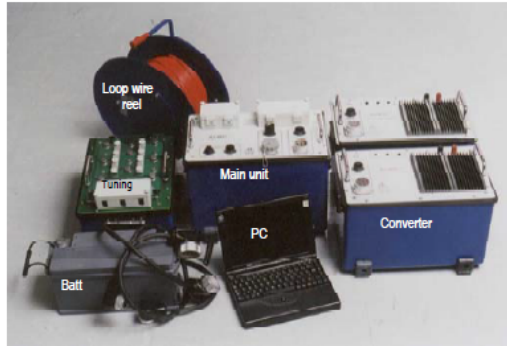
Da das Sekundärfeld sehr geringe Amplituden aufweist, ist das Gerät sehr Noise-anfällig. Besonders in besiedelten Gebieten ergeben sich dadurch große Probleme durch Stromleitungen und Sendemasten. Bei geringer Signalstärke (geringer Wassergehalt) ist die Methode daher selbst in dünn besiedelten Gebieten meist nicht einsetzbar. Eine Grundwassererkundung mittels NMR-Sondierung ist daher in Österreich schwer durchführbar, da ja gerade in der Nähe von Siedlungen der Bedarf an Grundwasser am größten ist.

Das relativ große Gewicht der Messausrüstung (ca. 300 kg), welches einen Transport mit dem Auto bis fast zum Messpunkt erfordert, erschwert wiederum eine Messung in abgelegenen Gebieten.

Im Folgenden findet sich die Broschüre des NUMIS Pro Gerätes der Fa. IRIS, welches für diese Testmessungen eingesetzt wurde.

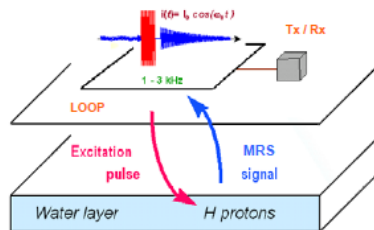
IRIS INSTRUMENTS

MAGNETIC RESONANCE SOUNDING SYSTEM



NUMIS^{PLUS} is a modular MRS equipment consisting of :

- a transmitter-receiver unit for pulse generation and signal measurement,
- a PC computer for the control of the whole system, and for data processing and interpretation,
- two converter units powered by two 12 V batteries,
- two tuning units for optimizing the excitation energy,
- a wire loop used as a transmitting and a receiving coil.



The Magnetic Resonance Sounding method (MRS):

The MRS is the only **non-invasive** method which directly studies groundwater reservoirs from surface measurements:

A pulse of current, at a given frequency, is transmitted into a loop.

The signal produced in return by the H protons (water molecules) is measured within the same loop.

How to carry out a Magnetic Resonance Sounding ?

- 1- Measure the Earth magnetic field to know the frequency to apply
- 2- Transmit a pulse of current into a loop, at this frequency
- 3- Measure the amplitude of the water MR signal ($\approx$ porosity)
- 4- Measure the time constant of the signal ($\approx$ mean pore size)
- 5- Change the pulse intensity to modify the depth of investigation
- 6- Use the inversion program to get the porosity versus the depth

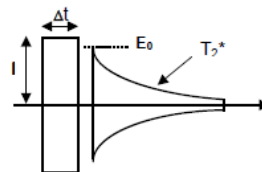
NUMIS^{Plus}

MAGNETIC RESONANCE SOUNDING SYSTEM FOR DIRECT DETECTION OF GROUNDWATER DOWN TO 150 m DEPTH

water content
permeability estimate
depth of water layers

GROUNDWATER RESOURCES EVALUATION:

Determination of water level and quantity
Lateral extension of an aquifer layer
Selection of the best place to drill
Prediction of yield, after calibration



E_0 : Initial amplitude of signal (nV)

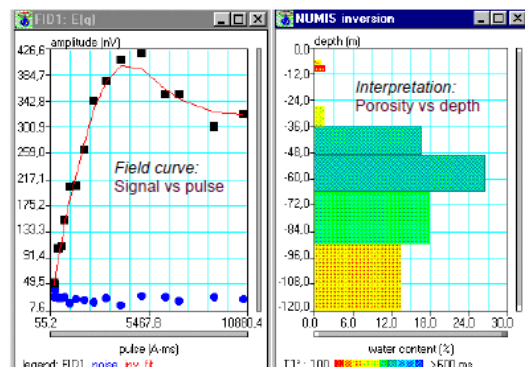
Proportional to the **water content** (%)

T_2^* : Decay time constant of signal (ms)

Related to the **mean pore size** (permeability)

$I, \Delta t$: Excitation pulse moment (A.ms)

Related to the **investigation depth** (m)

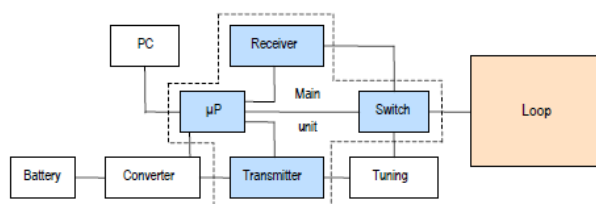


NUMIS^{Plus} MRS equipment

NUMIS^{Plus} MAIN FEATURES

- **NUMIS^{Plus}** is a modular MRS equipment designed to allow measurements at remote locations, as each component of the system weighs 25 kg or less, making it one man portable.
- **The Tx / Rx unit** is the core of the system. It ensures the production of the energizing pulses at the Larmor frequency, also the measurement of the MRS response with filtering, amplification and analog to digital conversion.
- **The PC computer** receives raw data, then processes, displays and stores them for further interpretation.
- **The two DC / DC converter units** are required for a maximum investigation depth of 150 m, to energize the 150 m side square loop (600 m total length). However, if an investigation of 100 m is sufficient, one converter unit only is required with a 100 m side square loop (400 m total length).
With one only converter, just the **transverse time constant (T_2^*)** is measured, while with two converters, the transverse and the **longitudinal (T_1) time constants** are measured; T_1 offers a better estimation of the permeability than T_2^* .
- **The two tuning units** must be used at lower magnetic latitudes (for an Earth's field lower than 31 000 nT with the 150 m side square loop, or 37 000 nT with the 100 m side square loop), while one tuning unit only is needed at medium and higher latitudes.

NUMIS Plus SCHEMATIC DIAGRAM



NUMIS Plus CONFIGURATIONS

Investigation depth	Number of DC/DC converters	Loop dimensions
100 m	one	100x100 m
150 m	two	150x150 m



IRIS Instruments, 1 avenue Buffon, BP 6007, 45060 ORLEANS Cedex 2, FRANCE

Tel: + 33 2 38 63 81 00 Fax: + 33 2 38 63 81 82 E-mail: info@iris-instruments.com Web: iris-instruments.com

NUMIS^{Plus}

TECHNICAL SPECIFICATIONS

DC/DC CONVERTER UNIT

- Power supply: two 12 V batteries (65 Ah each)
- 6 to 8 hours reading autonomy
- Capacitance: 0.07F
- Outputs: ± 430 V DC; 0.5 A
- Two converters may be used in parallel.
- Dimensions: 43 x 30 x 43 cm; weight: 24 kg

Tx / Rx MAIN UNIT

- Dimensions: 43 x 30 x 43 cm; weight: 24 kg

TRANSMITTER SPECIFICATIONS

- Supplied by one or two DC/DC converters
- Frequency range: 0.8 to 3 kHz
- Maximum outputs: 4000 V, 450 A
- Pulse amplitude and duration: programmable
- Pulse moment: 100 to 18000 A.ms (loop and frequency dependant) for 40 ms standard pulse duration

RECEIVER SPECIFICATIONS

- Band pass filter width: 100 Hz
- Programmable gain: 10^4 to 10^6
- Noise: less than 10 nV / $\sqrt{\text{Hz}}$
- A/D converter: 14 bits
- Sampling frequency: four times the Larmor frequency
- Calibration procedure for phase reference
- Measurement of T_2^* (with one converter) and of T_2^* and T_1 (with two converters)

TUNING UNIT

- Tuning of the loop to the Larmor precession frequency by capacitors
- Capacitance of 6 to 30 μF with one tuning unit and up to 60 μF with two tuning units.
- Dimensions: 43 x 30 x 34 cm; weight: 20 kg

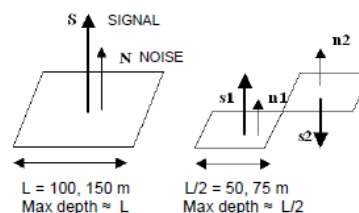
TRANSMITTING / RECEIVING LOOP

- Reels of 100 m wire, 10 mm² section
- Six reels for 150 m investigation: impedance 1.0 ohm, 1.2 mH
- Four reels for 100 m investigation: impedance 0.7 ohm, 0.8 mH
- Other loop configuration on request

PC COMPUTER

- Control of the whole system: converter, transmitter, receiver
- Data processing: DFT and weighted stacking
- Data interpretation: 1D inversion

SQUARE (standard) and EIGHT (noise reduction) loop shapes for MRS soundings



17 Geräteentwicklung

17.1 Entwicklung GEOMON^{4D}-3 (Supper, Kreuzer)

Im laufenden Projektjahr wurde die Entwicklung insoweit vorangetrieben, dass 2012/2013 mit ersten Testmessungen des Gerätes gerechnet werden kann.

Die Kenngrößen des neuen, modularen Gerätes umfassen:

1. Einen erweiterten, hochauflösenden Messbereich von ± 50 V
2. Eine Konstantstromquelle und Stromsensor, der auch sehr geringe Ströme im μ A Bereich noch genau messen kann
3. Ein neuer Schutzmechanismus gegen Überspannung (Overcurrent Protection)
4. Einen Steuermechanismus, der beliebige Messabläufe (so z.B. IP Messungen, Frequenzmessungen,...) ermöglicht (Powerswitch)

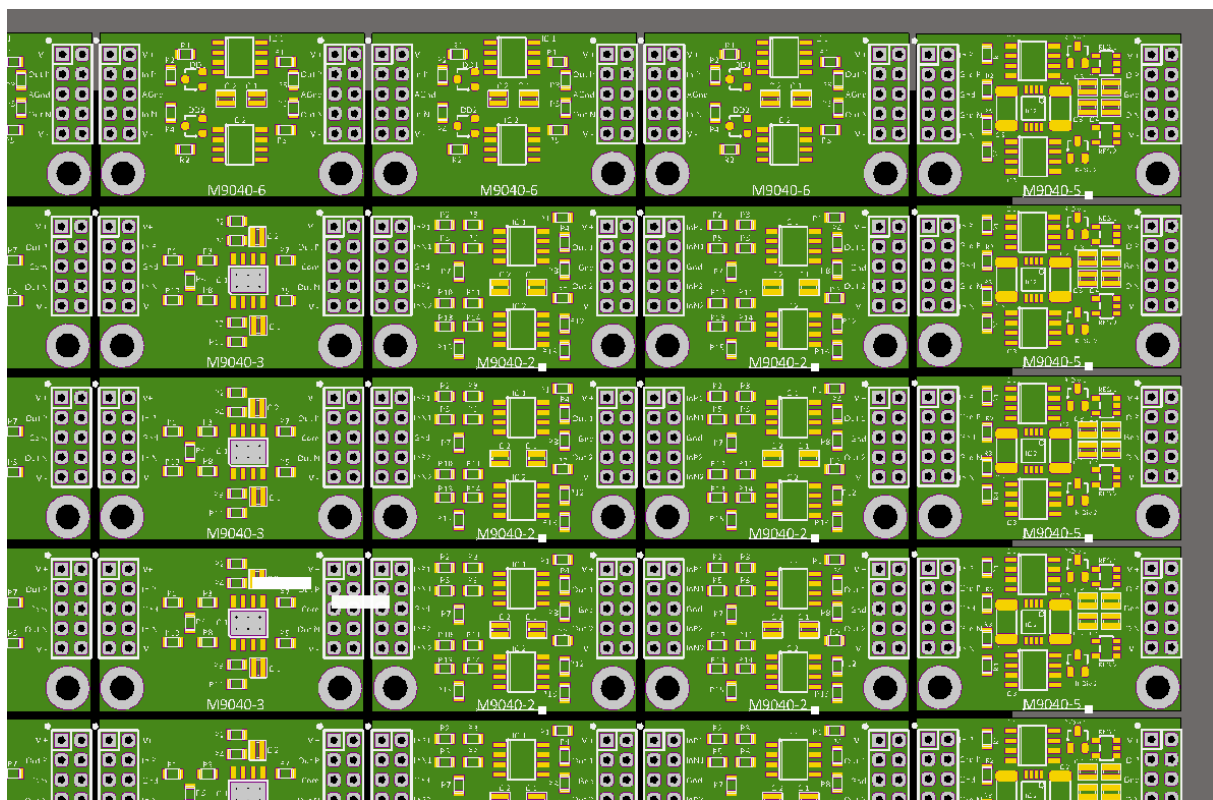


Abbildung 17.1: Layout des modularen Messgeräteaufbaus

17.1.1 Hochauflösender Spannungssensor

Der entwickelte Spannungssensor wurde im Projektjahr auf seine Leistungsfähigkeit getestet. Die Messgenauigkeit lag im Bereich von ± 0.000005 V ($5 \mu\text{V}$), der Noise bei ungefähr 0.000002 V ($2 \mu\text{V}$).

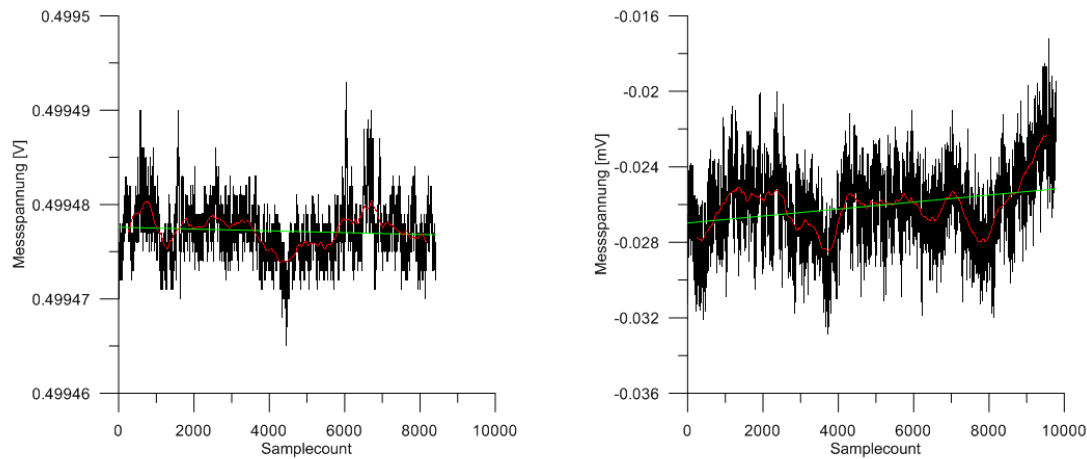


Abb.17.2: Ergebnisse eines Spannungssensortests: links: 0.5 V wurden angelegt; rechts: Kurzschluss der Eingänge (=Noise)

17.1.2 Stromsensortests

Es wurden mehrere Tests (siehe Abb X und Y) mit dem entwickelten Stromsensor und dem ausgewählten Verstärker durchgeführt. Der kleinste Strombereich hat geplanterweise $50 \mu\text{A}$ full scale.

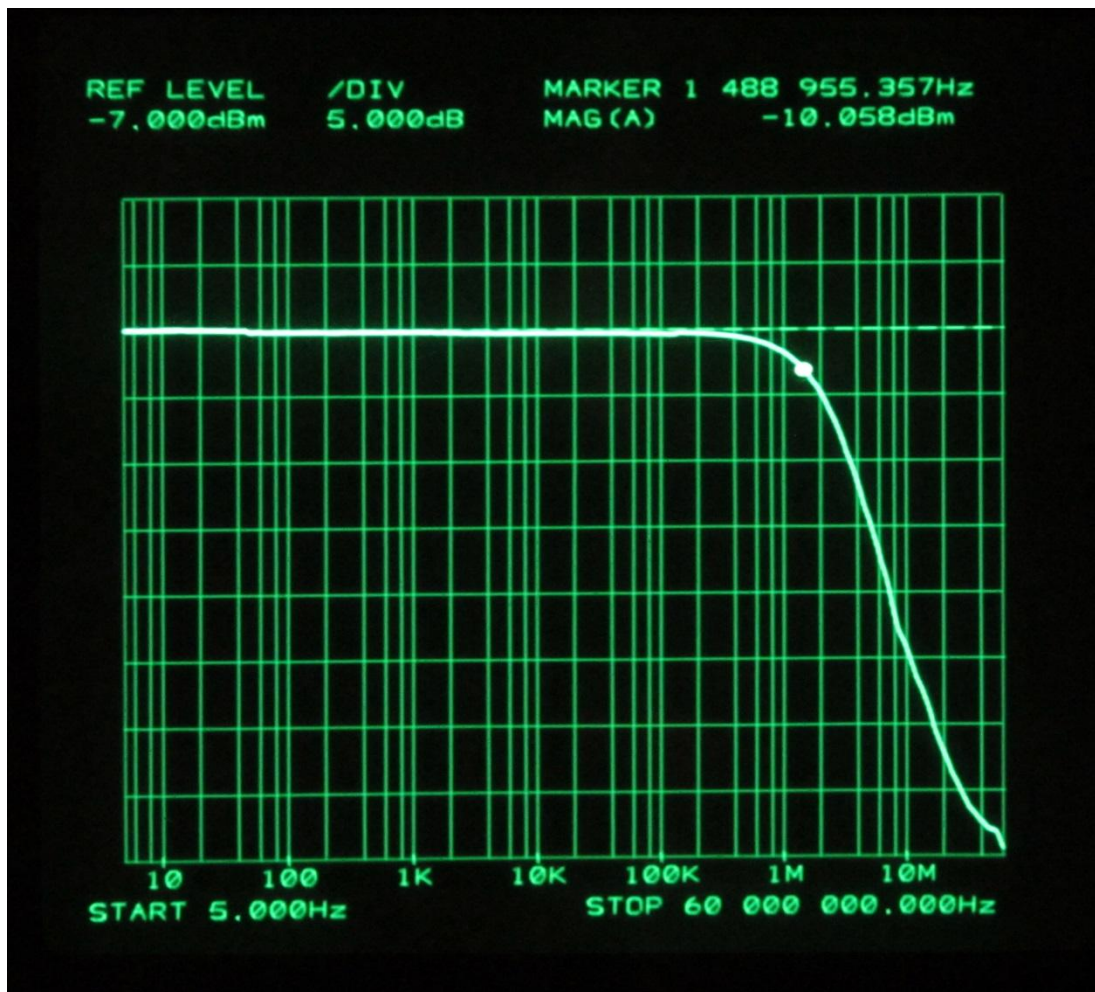


Abb 17.3.: Bode Plot: Stromsensor mit Analogschalter, Pickup-Verstärker mit $g=100$ und Anti-Aliasing, Filter für den nachfolgenden Iso-Verstärker.

Die Grenzfrequenz liegt bei 8kHz, wie für den Iso-Verstärker empfohlen.

Bestimmung des Rauschabstands unter Berücksichtigung des Rauschens des Differentialtastkopfs.

- Messung des Signals
- Mit 'Normalize' die Daten abspeichern
- Signal wegnehmen, es wird nun $A/D1$ dargestellt, also das Verhältnis zwischen dem Rauschen (kein Signal) und dem gespeicherten Signal ==> S/N
- Als Bandbreite wurde 10Hz gewählt, da beim Geo-Monitor auch Intervalle von 100ms vermessen werden.
- Man sieht sehr schön, wie das S/N im Sperrbereich des Filters kleiner wird, da ja das Signal ebenfalls kleiner wird.
- Bei 50Hz gibt es ein lokales Minimum, das sind die üblichen Einstreuungen der Netzfrequenz.

- Da für beide Messungen der gleiche Differentialastkopf verwendet wird, kürzt sich sein Rauschbeitrag weg, zumindest im Mittel.
- Es kann somit für DC-Messungen mit einem SN von -124dB gerechnet werden
- Der Verstärker ist somit 24 Bit tauglich.

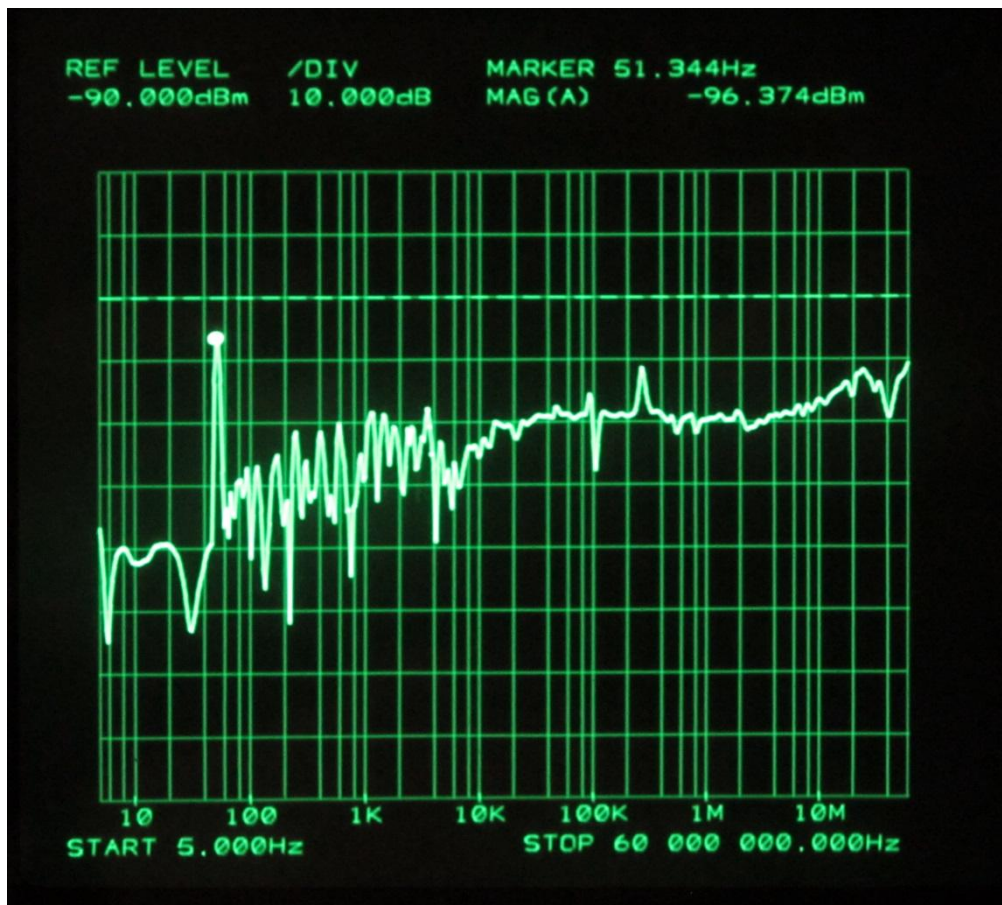


Abb 17.4.: Noiseverhalten

17.1.3 Schutzmechanismus gegen Überspannung (Overcurrent Protection)

Der entwickelte Überstromwächter wurde getestet und funktioniert wie geplant. Sobald der Strom 1.22A erreicht schaltet ein Relais und unterbricht indirekt den Stromfluss. Das Relais schaltet auch, wenn das Gerät stromlos ist, also irgendjemand von außen Strom zuführt, über die Einspeiseleitungen.

Das Relais merkt sich seinen Zustand auch über die Stromlosigkeit hinweg, wenn also ein Fehler erkannt wurde, muss bewusst wieder eingeschaltet werden, ein Powerzyklus nützt nichts (weil dadurch die möglichen Fehlerquellen, wie beschädigte Kabel usw. auch nicht beseitigt werden können).

Der Stromwächter kann vom Computer aus wieder eingeschaltet werden, es muss also zunächst niemand zum Gerät fahren. Ist der Fehler nicht behebbar, schaltet der Wächter sofort wieder aus, ist der Fehler aber nur temporär aufgetreten, funktioniert das Gerät wieder.

Der Computer kann auch den Zustand des Wächters abfragen und entsprechende Meldungen ins Logfile schreiben, bzw. Alarm-Mails versenden.

Es wird trotzdem eine Schmelzsicherung geben, 2A, quasi als letzte Instanz, wenn alle anderen Begrenzungseinrichtungen, Stromquelle liefert max. 1A, Stromwächter schaltet bei 1.22A versagen sollten. In diesem Fall ist, so wie jetzt auch, ein Service vor Ort unvermeidlich.

Weitere Tests ergaben keinerlei Signalbeeinflussung zwischen 0 Hz und 15Mhz (Limit des Versuchs-Generators).

Wenn man ein $\pm 5V$ System voraussetzt, d.h. die nachfolgende Schaltung verarbeitet $\pm 5V$ und hält $\pm 40V$ aus, dann begrenzt der Schutz bei $\pm 5.688V$ am Ausgang. Man kann aber auch höhere Spannungen verwenden, sobald die Eingangsstufe für $\pm 30V$ fertig ist, wird ein entsprechender Test folgen.

Bei einem Dauertest (32V am Eingang, 5.688V am Ausgang, Strom $\sim 1mA$) war keinerlei Erwärmung messbar.

Ein abschließender Härtetest wird mit 500V am Eingang erfolgen, wenn die Stromquelle fertig getestet ist.

Weiters wurde die Zusammenarbeit zwischen OverCurrent Protection und Powerswitch getestet. Immer wenn der Strom 1.2 A erreicht, schaltet das System dauerhaft ab. Es kann dann per Signal vom Steuercomputer wieder eingeschaltet werden. Ist das Problem zwischenzeitlich behoben, klappt alles wieder, wenn nicht, dann schaltet das System sofort wieder ab.

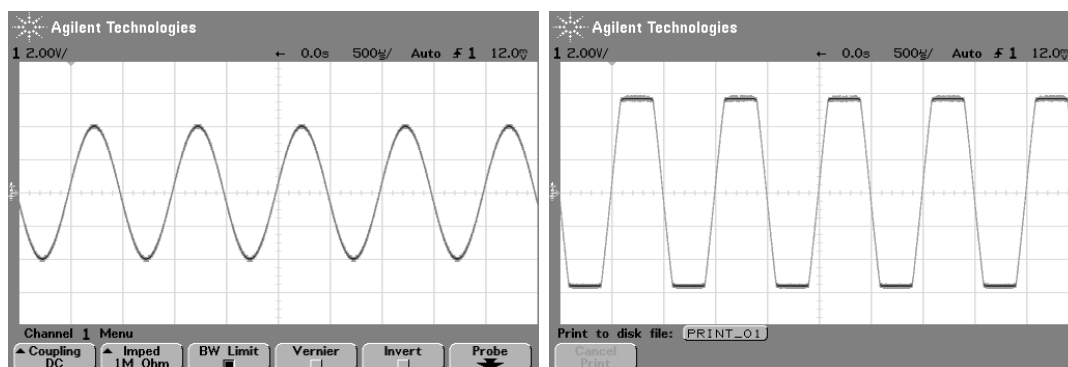


Abb 17.5.: links: Sinus mit 4V wird ungehindert durchgelassen; rechts: Sinus mit 10 V wird entsprechend gesperrt

17.1.4 Power-Switch

Für die eine genaue Messung von IP-Effekten ist ein möglichst kurzdauernder Abschaltvorgang der Einspeisung notwendig. Dazu wurde ein spezieller Power-Switch entwickelt. Tests zeigen, dass der Powerswitch bis ca. 50kHz sauber arbeitet, dann beginnen sich Unsauberkeiten einzuschleichen.

Weiters zeigt sich keine Eigenerwerbung und mit 70mA auch ein moderater Stromverbrauch. Folgende Bilder zeigen einen typischen Schaltvorgang. Die Abschaltzeit beträgt somit $< 100 \text{ ns}$.

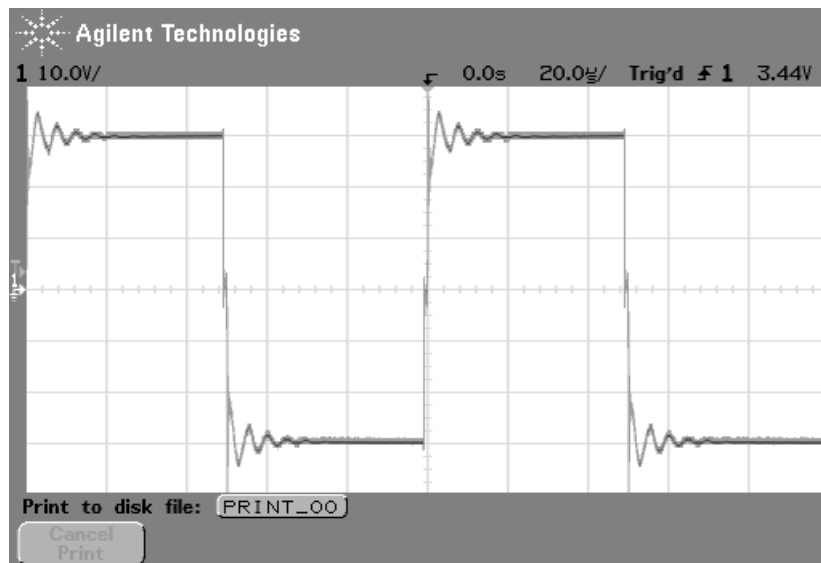


Abb. 17.6.:Typischer Schaltzyklus, die Ursache für die Schwingungen (=Ringing) sind Regelschwingungen des Netzgerätes, das zum Testen verwendet wurde.

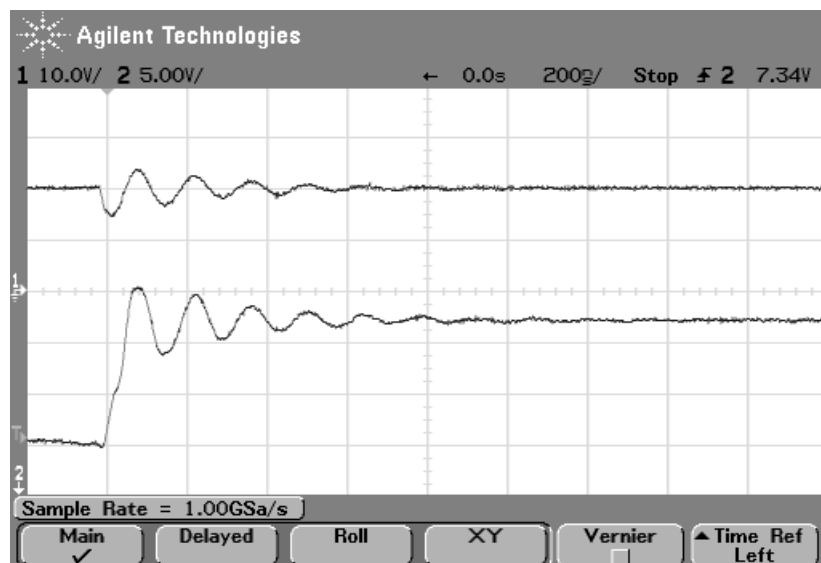


Abb. 17.7.:Ursache der Überschwingung: oben: Spannung am Schaltereingang, also Spannung des Netzgerätes; unten: Spannung am Schalterausgang

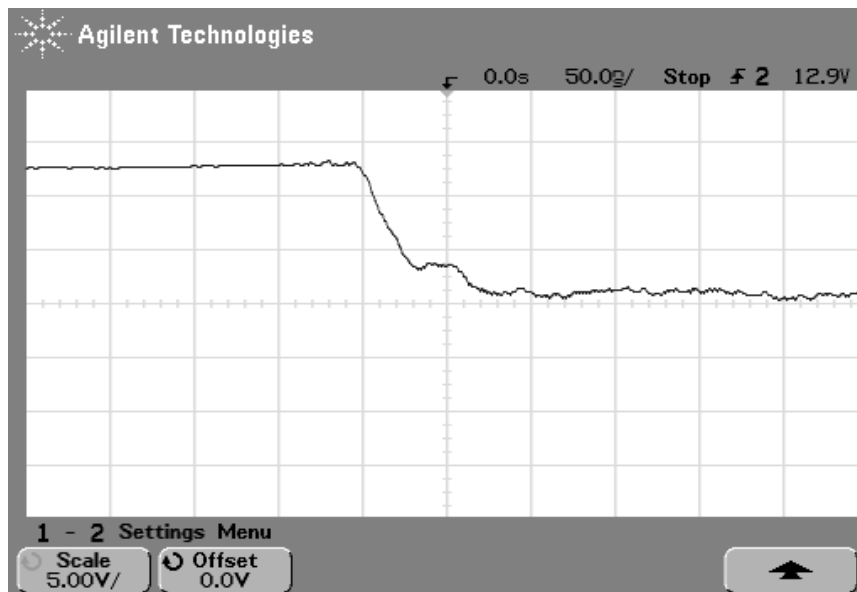


Abb. 17.8.:Detail der korrigierten Schaltflanke. Die Abschaltzeit beträgt < 100 ns

18 Datenbank

Im Projekt ÜLG-35a (Teilvorhaben des VLG-Projektes ÜLG-35) wurden unter finanzielle Beteiligung der Bundesländer geophysikalische Daten aus den aero- und bodengeophysikalischen Messkampagnen in Österreich unter Verwendung einer ARC/GIS gestützten Datenbank weitestgehend erfasst.

Laufend werden noch vorhandene, historische Restbestände ausgehoben und zusammen mit den in aktuellen Messkampagnen durchgeführten Messungen in die Datenbank eingepflegt.

Im Rahmen einer Bund-Länder übergreifenden Zusammenarbeit wurden im Sommer 2012 sämtliche geophysikalische Unterlagen der Abteilung Geologie der Kärntner Landesregierung in Klagenfurt aufgearbeitet und in die Datenbank Geophysik eingepflegt.

Dadurch wurde die Metadatenbank zusätzlich zu den aktuellen Messungen im Bearbeitungsjahr 2011/ 20112 um etwa 760 Datensätze mit folgenden Parametern erweitert:

- Lage des Messgebietes
- Attribute zu dem Messgebiet
- Visualisierte Darstellung geophysikalischer Messparameter
- Projektberichte in Form einer pdf-Datei, verlinkt mit dem jeweiligen Messgebiet

18.1 Datenstand 2011

Die Tabelle 18.1 zeigt den Stand der Einträge Stand Dez. 2012 im Vergleich zum Stand der Einträge Dezember 2011. In der Abb. 18.1 und Abb. 18.2. ist dieser Vergleich auch visualisiert.

Inhalt	Linien	Punkte	Flächen (Aerogeophysik)
	Dez. 2011 / Dez. 2012	Dez. 2011 / Dez. 2012	Dez. 2011 / Dez. 2012
Anzahl	864 / 1519	169 / 413	102 / 104
Status	komplett mit Attributen	komplett mit Attributen	Attributtabelle in Bearbeitung

Tab. 18.1: eingetragene Messungen/Messgebiete – Vergleich Dez. 2011 mit Dez. 2012

Insgesamt wurden bis dato **1519 geophysikalische Profillinien** in mehr als 250 Projekten mit einer Gesamtlänge von etwa **850 km** und **104 aerogeophysikalischen Befliegungsgebiete** in 50 Projekten mit einer Gesamtfläche von etwa 17.000 km² erfasst.

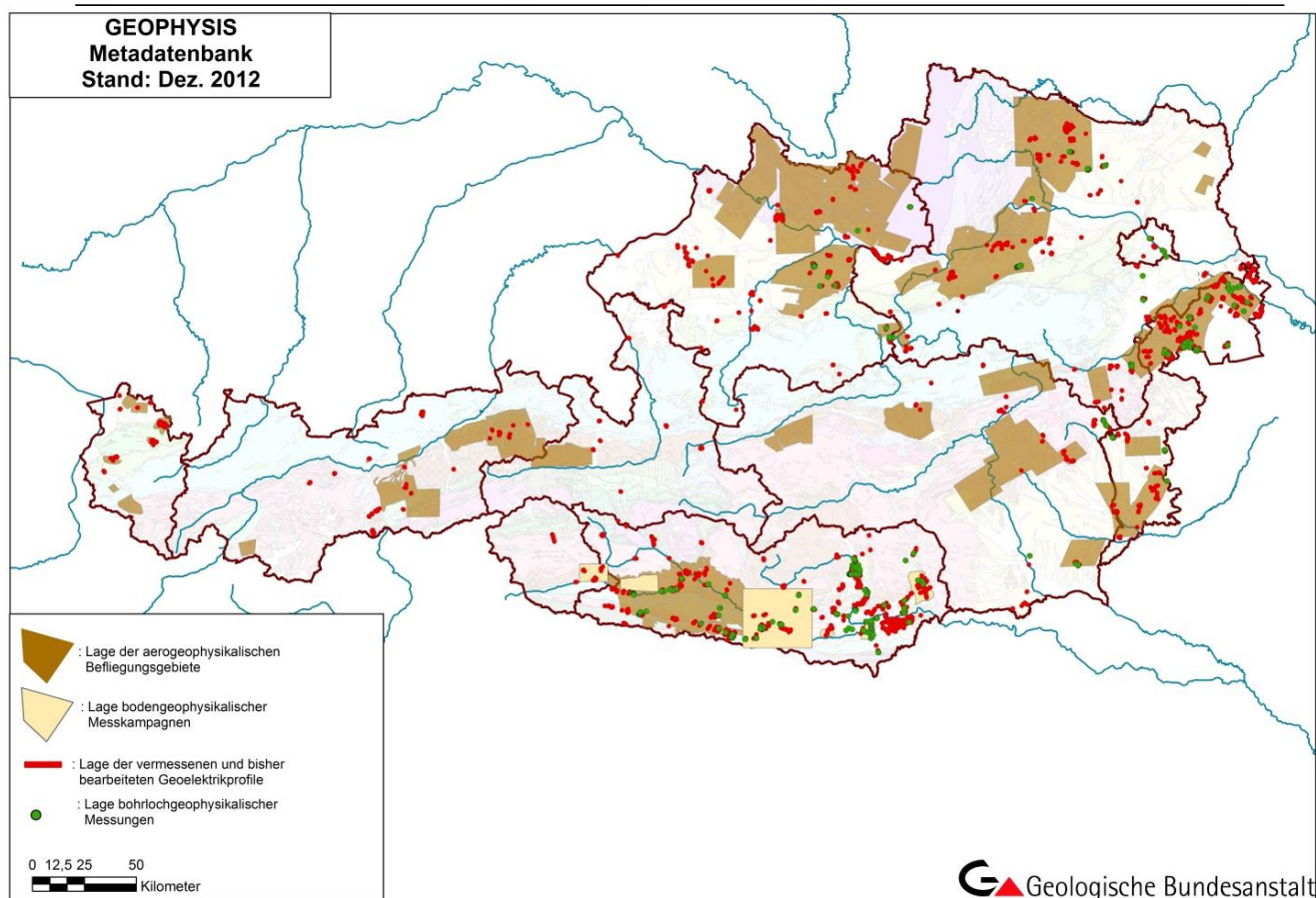


Abb. 18.1: Übersicht der aero- und bodengeophysikalischen Projekte aus der Metadatenbank Geophysik, Stand Dez 2012

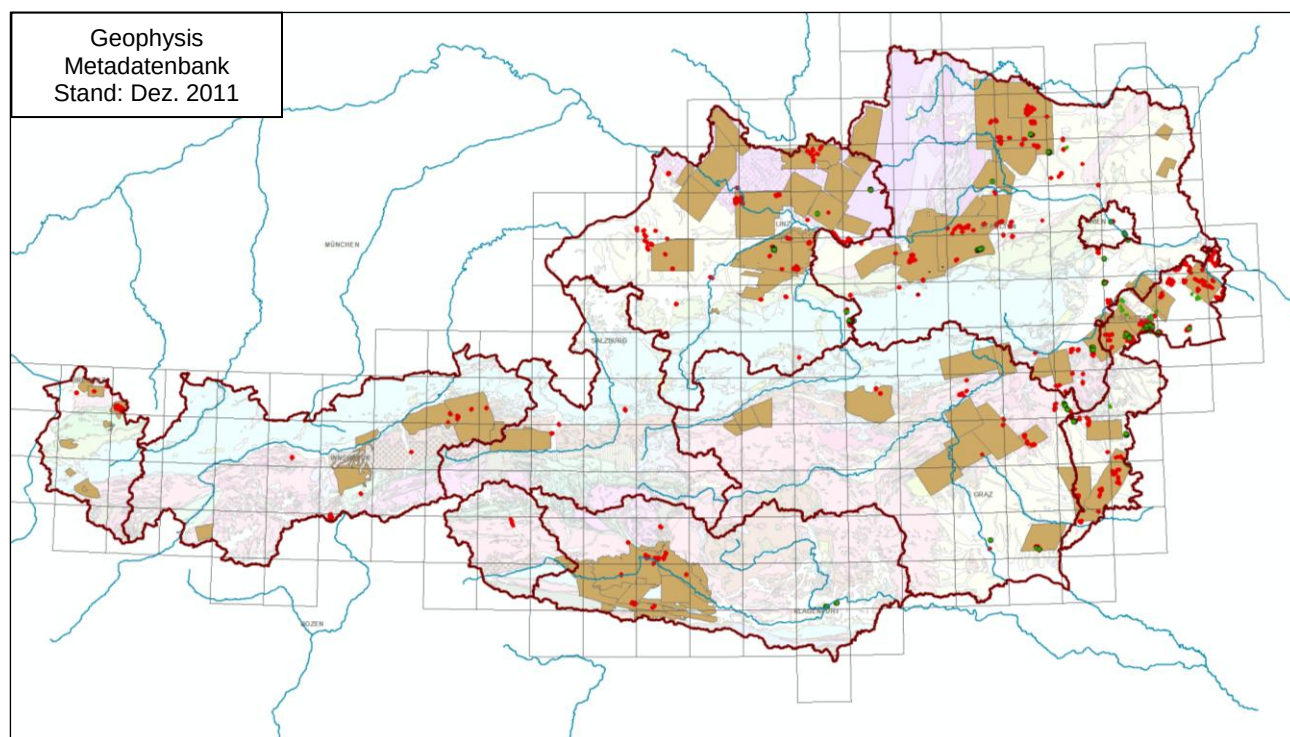


Abb. 18.2: Übersicht der aero- und bodengeophysikalischen Projekte aus der Metadatenbank Geophysik, Stand 2011