

# Geologische Bundesanstalt



Projekt ÜLG20/2009A & 2010A  
Projekt ÜLG28/2009C, 2010A & 2011B  
Projekt ÜLG35/2009A, 2010A & 2011B

## **AEROGEOPHYSIKALISCHE VERMESSUNG**

### **im Bereich Lest (OÖ)**

von

G. BIEBER, K. MOTSCHKA, P. SLAPANSKY, A. AHL, A. RÖMER, I. SCHATTAUER

118 S., 63 Abb., 14 Tab.

Wien, September 2012

PROJEKTLEITUNG:

MAG. K. MOTSCHKA, MAG. R. SUPPER, DR. A. SCHEDL, MAG. G. BIEBER

MITARBEITER:

M. HEIDOVITSCH	TECHNIKER
MAG.a B. JOCHUM	GEOPHYSIK
DR. E. WINKLER	GEOPHYSIK

Allen Mitarbeitern sei herzlich für die gute Zusammenarbeit gedankt!  
 Die Projektdurchführung erfolgte im Rahmen des Lagerstättengesetzes  
 im Auftrag des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung und des  
 Bundesministeriums für Wirtschaft, Familie und Jugend.

	ÜLG-20	ÜLG-28	ÜLG-35
2009A	LEST	EISENBERG	LEST
2009B		RAINBACH	RAINBACH
2009C		LEST	JAHRESBERICHT
2010A	LEST	LEST	LEST
2010B	LEITHAGEBIRGE	LEITHAGEBIRGE	LEITHAGEBIRGE
2010C			JAHRESBERICHT
2011A	LEITHAGEBIRGE	LEITHAGEBIRGE	LEITHAGEBIRGE
2011B	BAD LEONFELDEN	LEST	LEST

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

## Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung.....	1
1 Zielsetzung und Ablauf des Projekts.....	3
2 Verwendete Messmethoden und allg. Bemerkungen zu aerogeophysikalischen Messungen.....	4
3 Planung und Durchführung der aerogeophysikalischen Vermessung.....	6
3.1 Messausrüstung.....	6
3.2 Fluglinien.....	8
3.3 Durchführung der Messungen.....	9
3.4 Personal.....	10
4 Datenverarbeitung und Kartenherstellung.....	11
4.1 Aufgabe der ADV.....	11
4.2 Datenkontrolle.....	11
4.3 Flugwegdaten.....	12
4.4 Elektromagnetische Widerstandskartierung.....	12
4.5 Isanomalien der magnetischen Totalintensität ( $\Delta T$ ).....	13
4.6 Radiometrische Kartierung.....	14
4.6.1 Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung.....	14
4.6.2 Korrekturen der Messdaten.....	14
4.6.3 Herstellung der Farbrasterkarten.....	18
5 Methodenentwicklung des aerogeophysikalischen Processings.....	20
5.1 Inversion der Aeroelektromagnetik: Probleme und Lösungen.....	20
5.2 Problem der exakten Höhenbestimmung.....	22
6 Geologie des Messgebietes.....	24
7 Magnetik.....	31
7.1 Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität.....	31
7.2 Feldfortsetzung und Polreduktion.....	32
7.2.1 Feldfortsetzung.....	32
7.2.2 Reduktion der Anomalie zum magnetischen Nordpol.....	32
7.3 Magnetische Suszeptibilität.....	35
7.4 Strukturelle Interpretationen.....	39
7.4.1 Anthropogene magnetische Anomalien.....	42
7.4.2 Interpretation der tektonischen Struktur anhand der Magnetik eines größeren Bereiches (Messgebiete Ulrichsberg, Bad Leonfelden, Lest und Rainbach).....	43
8 Elektromagnetik.....	47
8.1 Interpretation der AEM Daten in Detailgebieten mit dem Inversionsprogramm EM1DFM.....	47
8.2 GIS-Grundlagen.....	47
8.3 AEM Auswertung.....	48
8.3.1 AEM Auswertung/Interpretation Gesamtüberblick.....	48
8.3.2 AEM Detailgebiete.....	59
9 Gammaskpektrometrie.....	69
9.1 Elemente und Minerale.....	70
9.2 Vergleichsdaten.....	72
9.3 Ergebnisse und Interpretation.....	74
9.3.1 Interpretation im Überblick.....	74
9.3.2 Ternäre Darstellung K-U-Th, binäre Darstellungen K-U, K-Th und U-Th.....	87
9.3.4 Dosisleistung.....	91
9.3.5 Cäsium-137 (Fallout nach Tschernobyl).....	93
9.4 Bodenradiometrie.....	95
10 Literatur.....	99
ANHANG: Ergebniskarten der aerogeophysikalischen Parameter.....	105

## Zusammenfassung

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.

Die Befliegung erfolgte in Form paralleler Fluglinien mit einem geplanten Sollabstand von einhundert (N) bzw. zweihundert (S) Metern. Dabei wurden in den Jahren 2009 und 2010 3400 Line-Kilometer befliegen.

Gemessen wurde die Totalintensität des Erdmagnetfeldes, die radioaktive Strahlung und der elektrische Widerstand des Erdbodens.

### Elektromagnetik

Für die Verifikation und Anomalienbewertung der aeroelektromagnetischen (AEM) Ergebnisse wurde die teufenspezifische Verteilung des elektrischen Widerstandes in den Tiefen von 4, 10, 20, 30, 40 und 50 Metern in parallelen Schnitten zur Erdoberfläche dargestellt, unterstützt von 3 Vertikalschnitten aus der AEM und 4 Geoelektrikprofilen.

In der Darstellung des elektrischen Widerstandes in unterschiedlicher Tiefe, in parallelen Schnitten zur Erdoberfläche, treten deutlich Anomaliebereiche hervor, die in drei Detailgebieten - Gebiet 1 / Kefermarkter-Freistädter Tertiärbecken, südlich von Freistadt, Gebiet 2 / Haibach im Mühlkreis und Gebiet 3 / Dreißgen (zwischen Rainbach im Mühlkreis und Freistadt) - näher untersucht wurden.

Als dominierende, niederohmige Widerstandsanomalien heben sich die fein- bis gröberklastischen Sedimente des Kefermarkter-Freistädter Tertiärbeckens von der höherohmigen Widerstandsstruktur der kristallinen Umrandung deutlich ab. Die generelle Widerstandscharakteristik des kristallinen Grundgebirges ist durch eine unruhige elektrische Widerstandsverteilung mit einer deutlichen Schwankungsbreite, sowohl lateral als auch vertikal, gekennzeichnet. Die Bandbreite reicht von 200 bis 600, selten bis 1000 Ohmm. Eine Differenzierung zwischen den einzelnen Granittypen und Gneisen ist anhand dieser AEM-Auswertung nicht möglich.

Diese Widerstandscharakteristik wird damit erklärt, dass die unterschiedlichen Granite, Granodiorite und Paragneise durchwegs angewittert bis verwittert und entlang von Klüften oder Störungszonen bis in größere Tiefen (maximal 10er Meter Bereich) z.T. vollkommen grusig zersetzt sein können. Die Verwitterungszonen können unterschiedlich mächtig sein, durchschnittlich sind einige Meter zu erwarten. Anstehender, kompakter Fels lässt höherohmige Widerstandsstrukturen erwarten, je nach lokaler Gegebenheit unterschiedlich verwitterte Granite einen niederohmigen Körper.

Geoelektrische Messungen und Geländebefunde bestätigen im Detail sowohl niederohmige als auch hochohmige Widerstandsanomalien aus der Aeroelektromagnetik.

## Radiometrie

Es wurden Karten der Gehalte von Kalium, eUran und eThorium, der Dosisleistung, der ternären Verteilung aller drei Elemente, sowie der K/U-, K/Th und U/Th-Verhältnisse dargestellt. Die Verteilung der Gehalte in den unterschiedlichen Gesteinsserien der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 ist in Form von Tabellen und Diagrammen dokumentiert. In einer umfangreichen Literaturrecherche wurden chemische Analysen der drei Elemente K, U und Th dokumentiert. Es zeigt sich dabei, dass die Werte der chemischen Analysen und die radiometrisch ermittelten Werte zumeist recht gut vergleichbar sind. Nur die radiometrisch ermittelten U-Gehalte scheinen systematisch etwas zu niedrig zu sein.

Paragneise, Migmatite und der Weinsberger Granit sind bezüglich der drei Elemente recht homogen aufgebaut. Deutlich inhomogen strukturiert sind hingegen Schlierengranite, Migmagranite und der Altenberger Granit, somit die Aufschmelzungsprodukte der regionalen Anatexis. Beim Freistädter Granodiorit ist auffällig, dass die verschiedenen Intrusionskörper z. T. recht unterschiedlich zusammengesetzt sind.

Im Allgemeinen findet sich eine gute Übereinstimmung zwischen den kartierten geologischen Grenzen und dem Verteilungsmuster der Radiometriewerte.

Die Gehalte von  $^{137}\text{Cs}$  (Fallout nach Tschernobyl) sind einheitlich niedrig, mit einem Median von 11 kBq/m<sup>2</sup>.

## Magnetik

Die magnetische Totalintensität wurde gemäß der topographischen Befliegung, sowie auf 1400 m feldfortgesetzt kartenmäßig dargestellt. Einige sehr markante magnetische Anomalien mit Maxima bis zu 192 nT sind an die Randbereiche des Freistädter Granodiorites gebunden. Sehr wahrscheinlich sind sie mit magmatischen bis hydrothermalen Kontaktphänomenen der jungen Intrusionen mit ihren Nebengesteinen in Zusammenhang zu sehen.

# 1 Zielsetzung und Ablauf des Projekts

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.

Die Messflüge und die Bodengeophysik im genannten Messgebiet – die Lage des Messgebietes kann der Abb. 1.1 entnommen werden – fanden in den Jahren 2009, 2010 und 2011 statt. Dabei wurde ein temporärer Hubschrauberlandeplatz bei Freistadt eingerichtet. Mit der Herstellung erster Ergebniskarten wurde im Herbst 2010 begonnen und im Herbst 2011 wurden diese abgeschlossen.

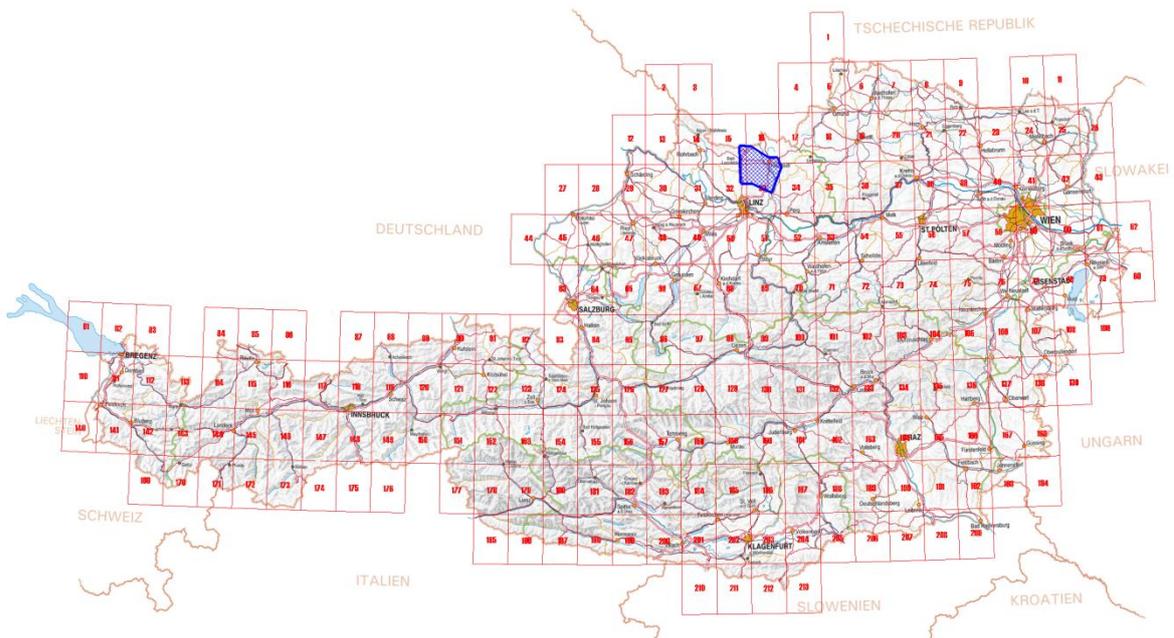


Abb. 1.1: Lage des Messgebietes (Karte aus AMap-Fly).

## 2 Verwendete Messmethoden und allg. Bemerkungen zu aerogeophysikalischen Messungen

Die verschiedenen Gesteinsserien können sich in unterschiedlichster Weise in den geophysikalischen Messergebnissen widerspiegeln. Dabei ist zu bedenken, dass ein entsprechendes Resultat von folgenden Parametern abhängig ist:

- physikalische Eigenschaften der gesteinsbildenden Mineralien, der Poren- bzw. Kluftraum der Gesteinsserien sowie deren Füllungen
- Auflösungsvermögen der verwendeten Messverfahren.

Zu den wichtigsten für aerogeophysikalische Messungen relevanten physikalischen Eigenschaften von Mineralien bzw. Gesteinen zählt unter anderem die elektrische Leitfähigkeit, die magnetische Suszeptibilität (Gehalt an magnetischen Mineralien) und die natürliche Radioaktivität (Funktion des Gehalts an radioaktiven Mineralien). Weist nun eine Gesteinsserie einen signifikanten Unterschied bezüglich der eben erwähnten physikalischen Eigenschaften gegenüber den sie umgebenden Gesteinen auf, so können entsprechende Messmethoden zu deren Ortung herangezogen werden.

Weiters ist das Auflösungsvermögen des verwendeten Messverfahrens entscheidend. Eine zu untersuchende Gesteinsabfolge muss eine Mindestgröße bzw. Position aufweisen, die ein noch nutzbares Messsignal erzeugt. Dabei muss berücksichtigt werden, dass der Messpunktraster (Profilabstand, Messpunktabstand, Flughöhe etc.) einen sehr wesentlichen Einfluss auf das Ergebnis hat. Aus wirtschaftlichen Überlegungen kann der Profil- und Messpunktabstand nicht beliebig verkleinert werden. Daher ist es durchaus möglich, dass bei einer bestimmten Messrasterdimension eine Gesteinsserie nicht festgestellt werden kann, weil sie entweder zu klein ist oder zu tief liegt bzw. der physikalische Kontrast zu gering ist.

Die Aerogeophysik liefert außerdem keine „punktgenauen“ Ergebnisse wie dies z.B. bei Bohrungen der Fall ist. Zum Beispiel beträgt der Radius des kreisförmigen Messbereiches der Elektromagnetik zwischen 65 und 190 Metern bei einer Flughöhe von 50 Metern (KOVACS et al., 1995). Der gemessene Wert stellt daher ein integratives Mittel über diese Fläche dar. Aus allen diesen Gründen empfiehlt es sich, bei einem Profilabstand von 200 Metern, auf ein 200 x 200 Meter großes Grid zu interpolieren.

Trotz aller oben angeführten Einschränkungen, sind aerogeophysikalische Messverfahren bei vielen Untersuchungen gut geeignet, entsprechende geowissenschaftliche Grundlagen zu erstellen. Sie können jedoch weder Bohrungen noch Bodengeophysik noch eine geologische Aufnahme ersetzen.

Elektromagnetik: Bei der elektromagnetischen Messmethode werden auf induktivem Weg Wirbelstromsysteme im vermessenen Untergrund erzeugt. Diese sind eine Funktion der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit. Man kann daher umgekehrt aus den, den Wirbelströmen entsprechenden, magnetischen Sekundärfeldern und über bestimmte Modellannahmen auf die elektrischen Verhältnisse im Messgebiet schließen.

Gammastrahlenspektrometrie: Natürliche radioaktive Isotope, die in höheren geochemischen Gehalten auftreten, sind für die Elemente Kalium, Uran und Thorium bekannt. Mit entsprechenden

Methoden kann auf die Verteilung dieser drei Elemente im Untersuchungsgebiet geschlossen werden.

Magnetik: Dem globalen Erdfeld sind lokale Anomalien überlagert, die die Information über den geologischen Aufbau des Messgebietes beinhalten, wobei sich die Magnetisierbarkeitskontraste der unterschiedlichen Gesteine bzw. Minerale bemerkbar machen. Die magnetische Suszeptibilität [ $\kappa$ ] (Kappa) eines Gesteinskörpers stellt dabei das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch dieses Magnetfeld induzierten Magnetisierung des Gesteins dar und kann somit als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden.

## 3 Planung und Durchführung der aerogeophysikalischen Vermessung

### 3.1 Messausrüstung

Die aerogeophysikalischen Messungen im Raum Lest wurden mit einem Hubschrauber des österreichischen Bundesheeres vom Typ AB 212 durchgeführt.

Die Messausrüstung hat folgende Komponenten:

- Elektromagnetisches Mehrfachspulensystem: Das System induziert elektrische Ströme in den Untergrund, deren Magnetfeld (= sekundäres Feld) gemessen wird. Die vier Sender arbeiten mit vier unterschiedlichen Frequenzen (360 Hz vertikal koplanar, 3160 Hz horizontal koaxial, 7260 Hz vertikal koplanar, 27800 Hz horizontal koaxial). Das sekundäre Magnetfeld wird mit vier Empfangsspulen aufgenommen, die die gleiche Lage wie die Sendespulen haben ("maximale Kopplung") und rund 4.5 m von diesen entfernt sind. Sender und Empfänger sind in einer etwa 5.4 m langen Flugsonde ("bird") untergebracht, die an einem 30 m langen Kabel unter dem Hubschrauber hängt. Die aufgenommenen Signale werden in zwei zeitliche Komponenten ("inphase" und "quadrature") relativ zur Phase des Sendesignales aufgespalten. Die Messrate beträgt 10 Messdaten pro Sekunde, es fallen also insgesamt 80 Messdaten pro Sekunde für das Elektromagnetiksystem an.
- Gammastrahlenspektrometer (PICO ENVIROTEC GRS410) mit zwei nach unten gerichteten Natrium-Jodid Kristallpaketen mit einem Gesamtvolumen von 33.6 l und einem nach oben gerichteten Kristall (Volumen 4.2 l). Dieses Gerät misst die Intensität der Gammastrahlung in jeweils 256 Energiekanälen für die nach unten und oben gerichteten Kristalle.
- Absorptionszellen-Magnetometer vom Typ Scintrex CS-2. Es misst die Totalintensität des erdmagnetischen Feldes mit einer relativen Empfindlichkeit von 0.003 nT. Die Messrate beträgt 10 Messwerte pro Sekunde. Der Sensor ist in der elektromagnetischen Messsonde eingebaut.
- Infrarot und Bodenfeuchte: Die Bestimmung der Bodenfeuchte in Prozent-Wassergehalt des Erdbodens wird mit einer passiven L-Band-Antenne durchgeführt. Diese misst die vom Untergrund bei 1.4 GHz reflektierte Strahlung. Die Intensität dieser Strahlung ist stark vom Bodenwassergehalt abhängig. Um den Wassergehalt berechnen zu können, muss man außerdem die Oberflächentemperatur des Erdbodens kennen. Diese wird mit einem Infrarotsensor im Frequenzbereich 8-14  $\mu\text{m}$  bestimmt.
- Zur Messung der Flughöhe über Grund dient ein Radarhöhenmesser Sperry AA-220 und ein Laserhöhenmesser Riegl LD90-3800VHS-FLP. Letzterer misst sowohl die erste als auch letzte Reflexion und die Genauigkeit der Flughöhenmessung kann dadurch erheblich verbessert werden (siehe auch Kapitel 5).
- Der Flugweg wird auf einer Breite von  $\pm 100$  m digital aufgezeichnet.
- Zwei DGPS-Navigationsanlagen (DGPS MAX, CSI) stellen durch ihre Flugweganzeige eine wesentliche Unterstützung für die Messflugdurchführung dar. Weiters können mit diesen

Geräten die Flugwegkoordinaten (im WGS84-System) unmittelbar auf einen Datenträger aufgezeichnet werden. Ein GPS-Empfänger befindet sich am Heckrotor, der zweite auf der EM-Sonde. Speziell im Gebirge kann letztere sehr stark pendeln und die Hubschrauberposition kann daher erheblich von der Bird-Position abweichen.

- Das gesamte Messsystem wird durch einen Personal Computer (PCQT, Industriestandard), an dem einige Modifikationen durchgeführt wurden, gesteuert. Die Datenaufzeichnung erfolgt auf einer Festplatte. Die Kontrolle der Messdaten während der Messflüge erfolgt über einen Farbgraphischschirm.

Der Datenfluss des Hubschrauber-Messsystems ist in Abb. 3.1 vereinfacht dargestellt.

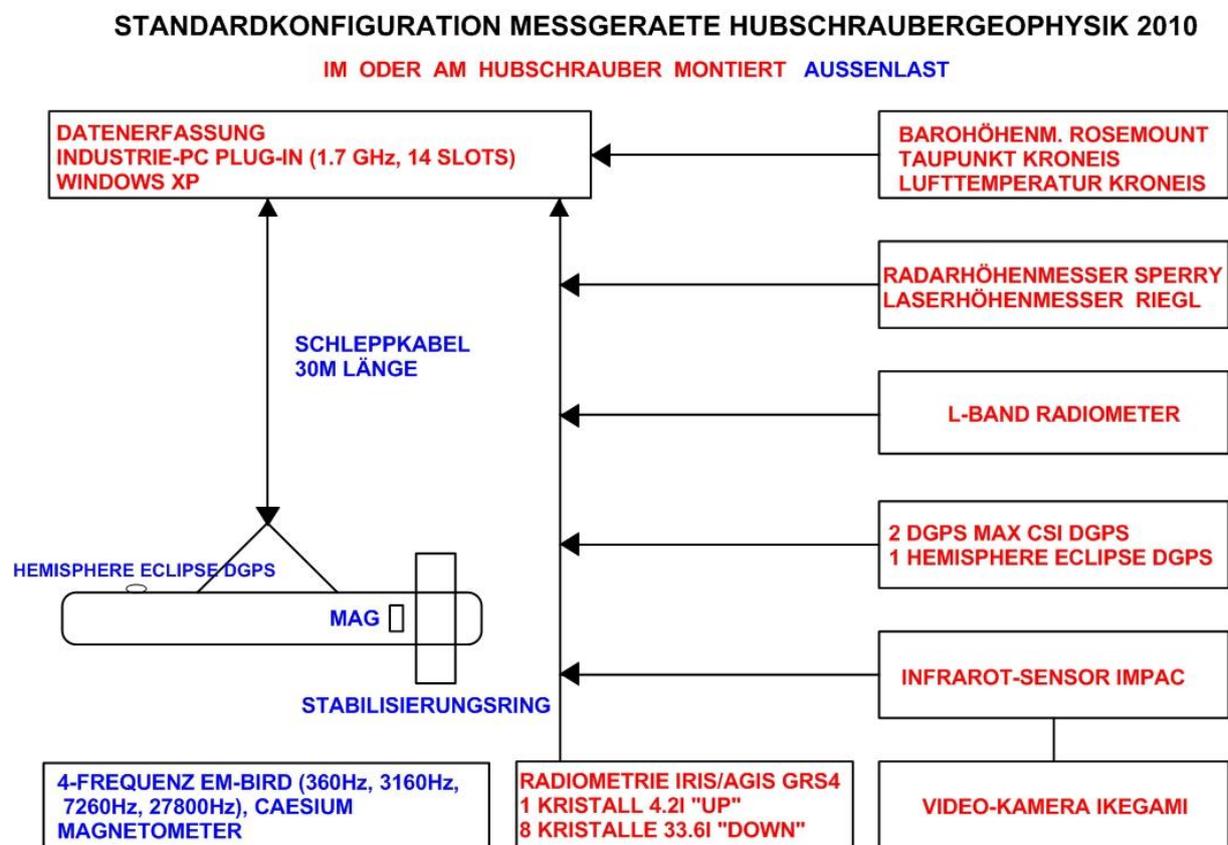


Abb. 3.1: Datenfluss des Hubschrauber-Messsystems.

### 3.2 Fluglinien

Die Befliegung erfolgte in Form paralleler Fluglinien mit einem geplanten Sollabstand von einhundert (N-Teil) bzw. zweihundert Metern (S-Teil). Dabei wurden in den Jahren 2009 und 2010 3400 Line-Kilometer beflogen.

Flugprofilkennung: Die Fluglinien haben eine 15-stellige alphanumerische Bezeichnung, die eine zweistellige Buchstabenkennung für das Messgebiet beinhaltet.

Die Abbildung 3.2 zeigt die Lage der Flugprofile im Messgebiet.

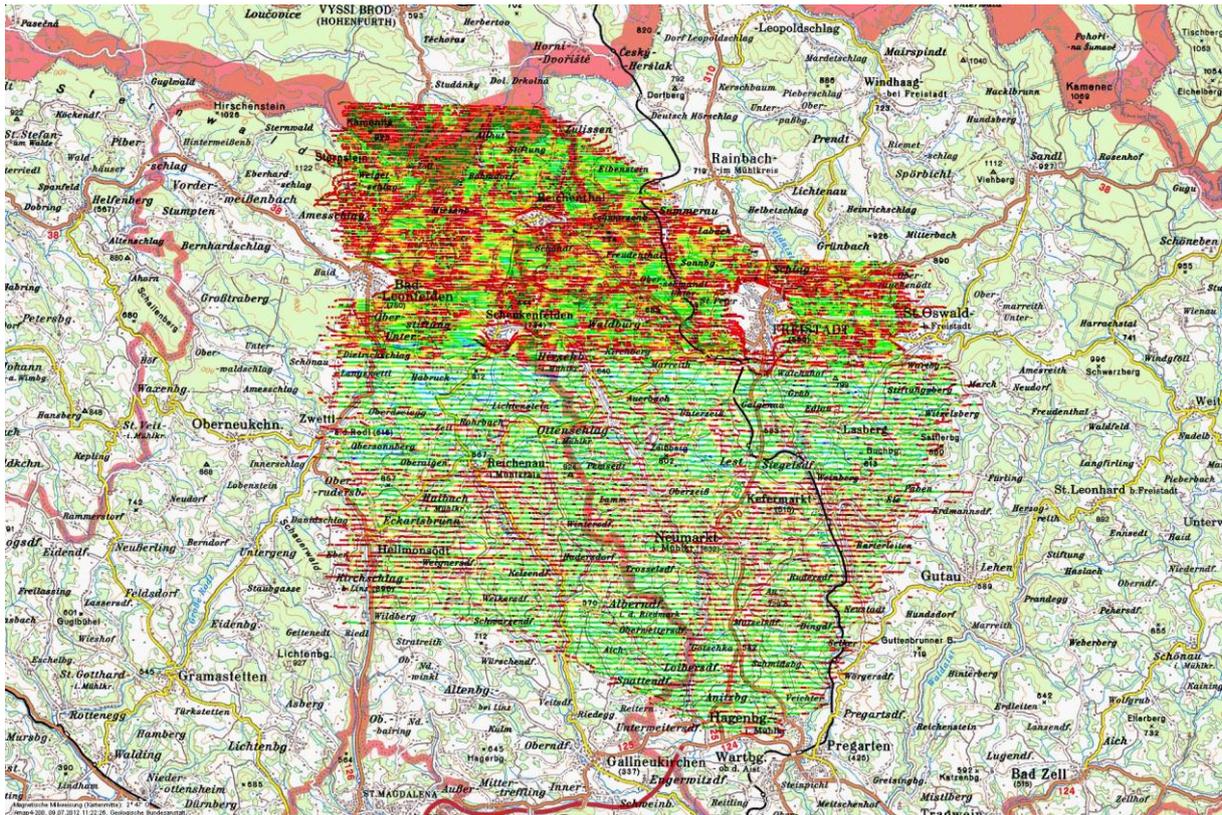


Abb. 3.2: Lage der Flugprofile (eingefärbt nach Flughöhe) im Messgebiet Lest (Karte aus AMap).

### 3.3 Durchführung der Messungen

*Navigationsunterlagen:* Als Navigationsunterlage für die Hubschrauberbesatzung dienten Karten im Maßstab 1:50.000, auf der das Messgebiet eingetragen wurde.

*Kontrolle der Geräte:* Vor jedem Messflug wurde eine Kalibrierung des Gammastrahlenspektrometers mit einer Thoriumquelle ( $^{208}\text{Tl}$ ) (Abb. 3.3) durchgeführt. Dabei wird die richtige Lage des für das Thorium charakteristischen Energiesummenfensters (2.42 – 2.83 MeV) überprüft.

*Messflüge:* Während der Messungen auf den Profilen wurde eine Sollflughöhe des Hubschraubers von 80 m angestrebt, was nur teilweise möglich war. Das entspricht folgenden Messhöhen über Grund für die Sensoren der geophysikalischen Geräte:

- EM-Sonde: 50 m
- Magnetometer-Sonde: 50 m (in EM-Sonde eingebaut)
- Alle weiteren Geräte: 80 m

Die Fluggeschwindigkeit betrug über leicht welligem Gelände ca. 125 km/h, an steileren Hängen entsprechend weniger. Die durchschnittliche Messflugdauer lag bei etwa 2 Stunden (inkl. An- und Abflug zum und vom Messgebiet).

In den Wendungen zwischen den Messprofilen ist es notwendig, für jeweils ca. 3 min auf etwa 350 m Höhe zu steigen. In dieser Höhe lässt sich das Nullniveau für die elektromagnetischen Messsignale bestimmen. Dies ist vor und nach jedem Profil erforderlich, da das Nullniveau durch Temperatureffekte an der EM-Sonde driftet. Weiters erfolgt zu Beginn des Messfluges und nach ca. einer Stunde in dieser Höhe auch eine Kalibrierung des gesamten EM-Systems. Dabei wird sowohl die Phasenlage als auch die Amplitude (Gain) des Systems überprüft und bei Bedarf korrigiert.

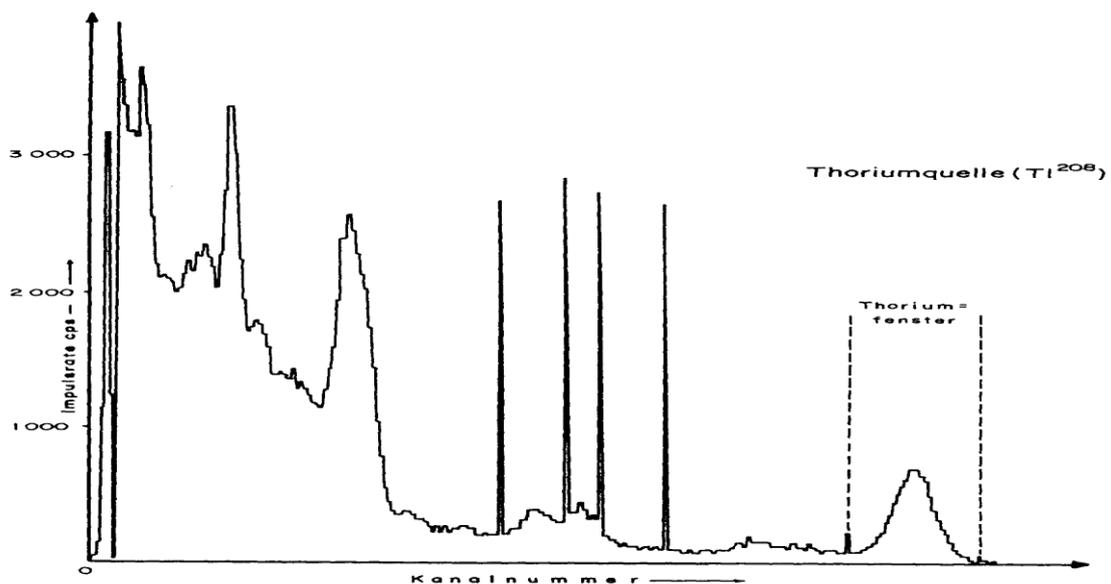


Abb. 3.3: Gammastrahlenspektrometer (Kristall I), Beispiel einer Spektralregistrierung - Thoriumquelle ( $^{208}\text{Tl}$ ).

### 3.4 Personal

An der Durchführung der aerogeophysikalischen Arbeiten im Messgebiet Lest waren folgende Personen beteiligt:

Geologische Bundesanstalt:

Klaus Motschka

Martin Heidovitsch

Andreas Ahl

Bundesministerium für Landesverteidigung:

Jürgen Sölkner

Manuel Ebner

Hermann Schardax

Gerhard Österreicher

Karl Kinzl

Christian Moser

Markus Neßböck

## 4 Datenverarbeitung und Kartenherstellung

### 4.1 Aufgabe der ADV

Die Verarbeitung der Messdaten des Untersuchungsgebietes fand in Wien statt, wobei lokale Rechner der Geologischen Bundesanstalt benutzt wurden.

Die Datenverarbeitung hat im Wesentlichen drei Aufgaben:

- Entfernung aller, von nicht-geologischen Quellen stammenden, Störsignale aus den Messdaten bzw. die Durchführung bestimmter Messwertkorrekturen.
- Transformation der Messdaten in Parameter, die einer geologischen Interpretation möglichst zugänglich sind.
- Übergang von der eindimensionalen Vermessung entlang der Fluglinien zu zweidimensionalen Ergebniskarten (Isolinienpläne bzw. Farbrasterkarten).

Zur Lösung dieser Aufgaben müssen folgende Eingabedaten für die ADV bereitgestellt werden:

- die geophysikalischen Messdaten (mit Messwertnummer), die Flughöhe und die Koordinaten der Messpunkte entlang der verschiedenen Flugprofile auf Datenträger,
- die Registrierdaten der geomagnetischen Basisstation bei Oberschwandt,
- eine Reihe von Gerätekonstanten und Kalibriergrößen, die z. T. für jeden Messflug neu bestimmt werden müssen,
- Flugberichte mit Angaben über Flugnummer, Fluglinien und Abweichungen von der Norm (z.B. Unterbrechung von Fluglinien, besondere Störungen),
- topographische Unterlagen für die Ergebniskarten.

Die nachfolgende Beschreibung der wesentlichen Schritte bei der Verarbeitung der Daten hat zum Ziel, die physikalische Aussagekraft der in den Ergebniskarten dargestellten Parameter aufzuzeigen.

### 4.2 Datenkontrolle

Im Anschluss an die Messflüge wurden die digital vorliegenden Messdaten mit Hilfe eines Farbdruckers profilweise zur Darstellung gebracht. Auf diese Weise konnte die Qualität letzterer unmittelbar im Untersuchungsgebiet überprüft werden.

Die auf den Datenträgern aufgezeichneten digitalen Daten wurden in Wien auf der Rechenanlage der Geologischen Bundesanstalt abgespielt und diversen Fehlerkontrollen unterzogen.

Die Mess- und Datenerfassungssysteme sind im Hubschrauber großen mechanischen Belastungen ausgesetzt. So können sich Datenverluste ergeben, die sich zwar nur im Promillebereich der gesamten Daten bewegen, die aber trotzdem korrigiert werden müssen. Weiters werden am Beginn der Auswertung die Messdaten auf Plausibilität und so genannte statistische Ausreißer ("spikes") überprüft. Das alles wird von Computerprogrammen vollautomatisch durchgeführt.

### 4.3 Flugwegdaten

Die Lage sämtlicher Profile wurde mit Hilfe der aufgezeichneten Flugwegkoordinaten rekonstruiert und bei Bedarf kann diese über die digitalen Videoaufzeichnungen überprüft werden. Bei der kartenmäßigen Flugwegdarstellung wird das Bundesmeldenetz benutzt.

### 4.4 Elektromagnetische Widerstandskartierung

Mit dem EM - System werden

Inphase (Real) Komponente  $R$   
und

Quadrature (Imaginär) Komponente  $Q$

des Magnetfeldes der im Untergrund induzierten Ströme für die vier Sendefrequenzen gemessen. Jeweils nach 3 - 4 m Wegstrecke (d.h. alle 0.1 Sekunden) werden die Daten abgefragt und auf einem Massenspeicher registriert. EM-Daten können Störsignale, sogenannte "sferics", aufgrund luftelektrischer Entladungen, insbesondere bei Gewittern, enthalten.

Stark gestörte und damit für die geophysikalische Auswertung unbrauchbare Intervalle der Registrierungen werden ausgeschieden und bei der weiteren Datenverarbeitung nicht mehr berücksichtigt.

Elektromagnetische Anomalien, die durch künstliche Leiter (z. B. Stromleitungen, Blechdächer etc.) erzeugt werden, können in ihrer Ausbildung oft nicht von jenen geologischer Leiter unterschieden werden, und sind daher in den geophysikalischen Karten mit dargestellt. Dies muss bei der geologischen Interpretation berücksichtigt werden.

Die Datenverarbeitung beginnt mit einer digitalen Filterung, wodurch die Rohdaten von hochfrequenten Störsignalen befreit werden. Die nächsten Schritte sind:

- Bestimmung des Nullniveaus für  $R$  und  $Q$  (an so genannten Stützstellen) in den Registrierungen bei großer Flughöhe vor und nach jedem Messprofil,
- Umrechnung der Messsignale auf das Nullniveau,
- Inversion der Werte  $R$  und  $Q$  in
  - einen Ergebnisparameter des homogenen Halbraummodells, nämlich
    - den scheinbaren spezifischen Widerstand  $\rho_a$
  - oder in mehrere Ergebnisparameter des Mehrschichtmodells, nämlich
    - Widerstand der 1. Schicht plus Mächtigkeit der 1. Schicht
    - Widerstand der 2. Schicht plus Mächtigkeit der 2. Schicht
    - usw.

Zur Inversion der EM-Daten wurde das Programm EM1DFM (Version 1.0) benutzt, wobei auch die Sondenhöhe über GOK berücksichtigt wird. Bei kleinen Signalamplituden war eine deutliche, zum Teil nichtlineare Drift des Nullniveaus in den EM-Kanälen zu erkennen. Diese Drift wird durch

Temperatureffekte der Flugsonde verursacht, bedingt durch die Höhenunterschiede längs der Fluglinien. Deshalb waren die beiden Stützstellen zur Bestimmung des Nullniveaus bei Profilanfang und Profilende nicht immer ausreichend, und es mussten entsprechende Zwischenpunkte gesetzt werden.

Die Aufgabe der Inversion von drift- und höhenkorrigierten AEM-Messwerten ist die Berechnung einer geologisch sinnvollen Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund, die die Messdaten möglichst gut repräsentiert. Eine Inversion großer AEM-Messgebiete mit 2D oder 3D Widerstandsmodellen ist derzeit praktisch noch nicht durchführbar - hier bleibt die Entwicklung im Hardware und Softwarebereich abzuwarten. In der Praxis werden bei der Inversion von AEM-Daten deshalb 1D homogene, horizontal geschichtete Halbraummodelle verwendet, welche anschließend zu einem 3D-Modell zusammengesetzt werden.

Das Inversionsprogramm EM1DFM wird seit Herbst 2009 an der Geologischen Bundesanstalt verwendet. Entwickelt wurde die Software am Institut für Erd- und Ozeanforschung der Universität von British Columbia, wo eine eigene Abteilung ausschließlich im Bereich geophysikalischer Inversionsverfahren arbeitet (<http://www.eos.ubc.ca/ubcgif/iag/sftwrdocs/em1dfm/bg.pdf>). Das Programm berechnet für jeden Messpunkt ein dazu passendes geschichtetes Halbraummodell mit variierenden spezifischen elektrischen Widerständen der einzelnen Schichten. Die Anzahl der Schichten, sowie die Mächtigkeit der Schichten sind für alle Messpunkte gleich.

Für das Erstellen eines 3D-Modells des elektrischen Widerstandes wird Software, die an der GBA entwickelt wurde, eingesetzt. Bei diesem 3D-Modell kann auch die Topographie berücksichtigt werden - sofern erwünscht und ein topographisches Geländemodell vorhanden ist. Die Darstellung erfolgt entweder in Schnitten parallel zur Erdoberfläche, Schnitten horizontal entlang von Höhenlinien (konstante Seehöhe) oder in beliebigen Vertikalschnitten (Profilschnitte). Alle diese Schnitte zeigen eine entsprechende Verteilung des elektrischen Widerstandes im Untergrund.

#### 4.5 Isanomalien der magnetischen Totalintensität ( $\Delta T$ )

Die Isanomalien der Totalintensität stellen die Feldabweichungen vom globalen Erdmagnetfeld dar, wobei letzteres durch das "Internationale Geomagnetische Referenzfeld" (IGRF) definiert wird. Da das Magnetfeld auch zeitlich veränderlich ist, stellt sich der anomale Feldanteil ( $\Delta T$ ), der von den unterschiedlich magnetisierbaren Gesteinen herrührt, wie folgt dar:

$$\Delta T(x,y,z) = T(x,y,z,t) - T(t) - T_{\text{int}} - \delta T$$

mit

$T(x,y,z,t)$	Messwert am Flugprofil
$T(t)$	zeitliche Variation des Magnetfeldes
$T_{\text{int}}$	magnetisches Hauptfeld
$\delta T$	Restfehler (Feldwirkungen des Hubschraubers etc.)

Die zeitlichen Variationen  $T(t)$  werden durch ortsfeste Stationen beobachtet, wobei im Rahmen des vorliegenden Messprogrammes eine lokale Basisstation in Oberschwandt verwendet wurde.

Die Restfehler ( $\delta T$ ) beinhalten vor allem die Störungen des Hubschraubers am Ort des Sensors, die in beiden Flugrichtungen relativ zum Erdmagnetfeld unterschiedlich sein können (= heading error). Diese Fehler können mit Hilfe der Daten von Kontrollprofilen weitgehend eliminiert werden. Dazu werden die Messwertdifferenzen an den Kreuzungspunkten von Mess- und Kontrollprofilen bestimmt. Aus den Differenzen an allen Kreuzungspunkten des Messgebietes werden unter Anwendung statistischer Verfahren Korrekturwerte ermittelt und die Restfehler damit zum Großteil beseitigt.

Nach Bestimmung der Werte  $T_{int}$ ,  $T(t)$  und  $\delta T$  kann nach obiger Gleichung der anomale Anteil  $\Delta T(x, y, z)$  der Totalintensität für jeden Messpunkt  $P(x, y, z)$  berechnet werden. Die Anomalien der Totalintensität werden in Form von Farbrasterkarten flächenhaft dargestellt.

Bei der Bearbeitung von magnetischen Anomalien, die in geographisch schwierigem Gelände gemessen wurden, muss der Einfluss der Geländeform bedacht werden. So machen sich z.B. unterschiedliche Hangneigungen, Bergkämme usw. erheblich im Anomalienmuster bemerkbar.

## 4.6 Radiometrische Kartierung

### 4.6.1 Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung

Die Gammastrahlung der Gesteine und der aus ihnen entstandenen Böden stammt im Wesentlichen aus drei Quellen: den radioaktiven Elementen Thorium und Uran mit einer Reihe von strahlenden Tochterprodukten, sowie von Kalium mit dem radioaktiven Isotop  $^{40}\text{K}$ .

Mit dem Gammastrahlenspektrometer GRS410 wird in jeweils 256 Kanälen die Energie der Gammastrahlung im Bereich zwischen 0.2 und 3.0 MeV für die "downward looking" und "upward looking" Kristalle aufgezeichnet. In einem zusätzlichen Kanal (3.0 – 6.0 MeV) werden jene Gammastrahlenimpulse registriert, die von der Höhenstrahlung herrühren. Neben den Gesamtspektren, die jeweils mit einer Wiederholungsrate von einer Sekunde gemessen und abgespeichert werden, werden zusätzliche Energiefenster, die in den Bereichen der wichtigsten natürlichen Photopeaks ( $^{40}\text{K}$  – 1.46 MeV,  $^{214}\text{Bi}$  – 1.76 MeV,  $^{208}\text{Tl}$  – 2.62 MeV) des Kaliums, des Urans und des Thoriums liegen, sowie die Gesamtzählrate (0.2 – 3.0 MeV) für spätere Kontrollen aufgezeichnet:

Kalium - Kanal:	1.36 - 1.56 MeV
Uran - Kanal:	1.67 - 1.87 MeV
Thorium - Kanal:	2.42 - 2.83 MeV

Die Messungen mit dem "upward looking" Kristall dienen zur eventuellen Korrektur von Radonkonzentrationen in der Luft.

### 4.6.2 Korrekturen der Messdaten

Die mit dem Zerfall der radioaktiven Isotope verbundene Emission von Gammaquanten ist ein statistischer Prozess. Die mit einem ruhenden Gerät gemessene Zählrate  $N$  streut in Form einer Poisson-Verteilung um einen Mittelwert. Die Standardabweichung  $\sigma$  ergibt sich aus

$$\sigma = \sqrt{N}.$$

Bei hohen Zählraten ist also die relative Streuung  $\sigma/N = 1/\sqrt{N}$  kleiner als bei niedrigen Zählraten.

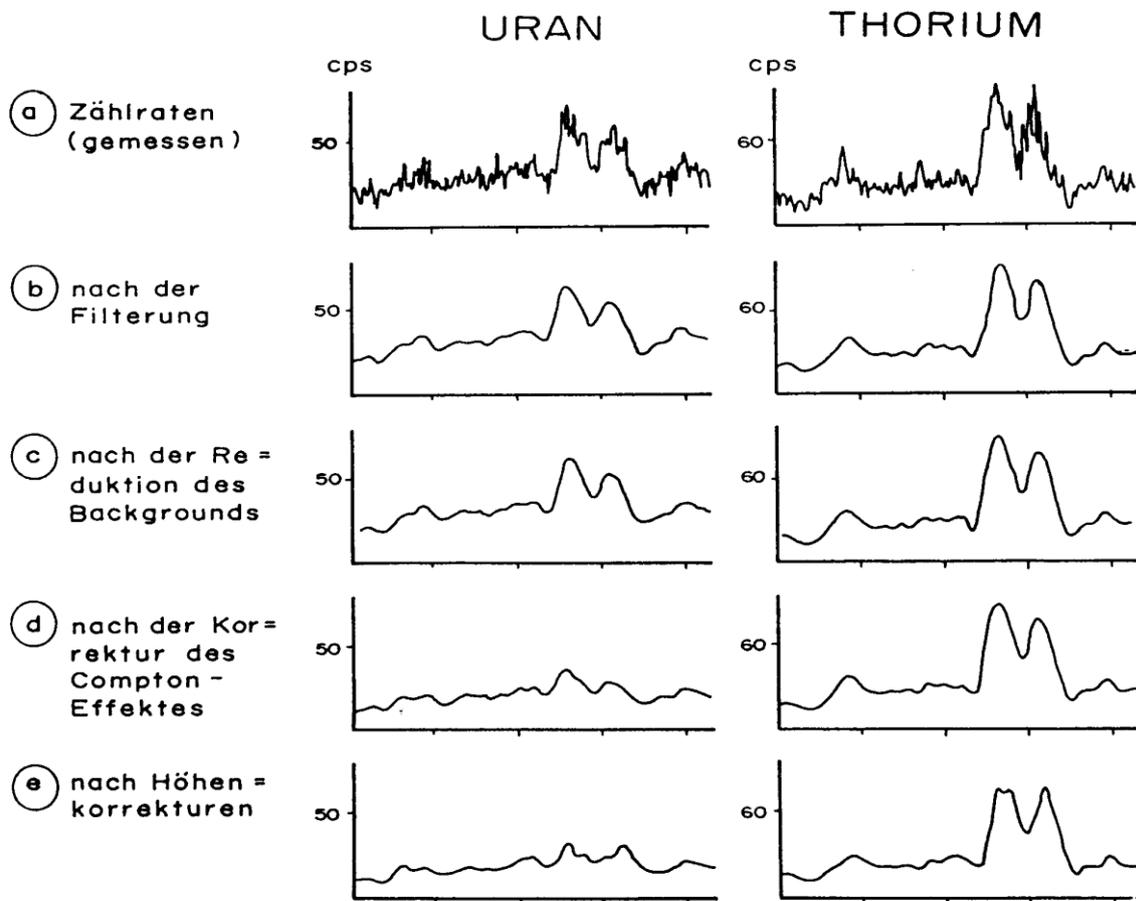


Abb. 4.1a - e: Darstellung der Korrekturschritte in der Gammastrahlenspektrometrie.

Bei der Messung während des Fluges erhält man z.B. die in Abb. 4.1a gezeigten Zählraten in cps (counts per second) - hier für Uran und Thorium - mit der natürlichen statistischen Streuung. Durch entsprechend angepasste digitale Filter wird das hochfrequente Rauschen in den Rohdaten weitgehend eliminiert, ohne dass das längerwellige Nutzsignal (d.h. die Variationen der Zählrate, die durch wechselnde Gehalte der strahlenden Elemente im Gestein verursacht werden) verändert wird.

Das Ergebnis dieser Filterung zeigt Abb. 4.1b. Das Ziel der nun folgenden Korrekturschritte, die in Abb. 4.1c bis 4.1e dargestellt sind, ist, die geglätteten Messdaten noch von unerwünschten Anteilen zu befreien:

- Reduktion der kosmischen Strahlung: Die durch die kosmische Strahlung in die niederenergetischen Energiebereiche eingestreuten Anteile werden mit Hilfe der im Kanal 256 aufgezeichneten Zählraten korrigiert.
- Reduktion des "Backgrounds": Die von nicht-geologischen Quellen stammenden Strahlungsanteile, d.h. die Strahlung der die Detektor-Kristalle umgebenden Materie, wird abgezogen (Abb. 4.1c). Der Background in den einzelnen Kanälen wird durch entsprechende Steigflüge in große Höhen bestimmt.

- Reduktion des Comptoneffektes: Beim Durchgang durch Materie wird die Gammastrahlung unter Energieverlust gestreut (Comptoneffekt). Dies hat zur Folge, dass z.B. ein bestimmter Anteil der Strahlung von Th-Quellen in den Uran- und Kaliumkanal sowie von U-Quellen in den K-Kanal eingestreut wird. Die Korrektur der Comptonstreuung erfolgt über die sogenannten "stripping ratios" (IAEA, 1979). Für die österreichische Messkonfiguration haben sie für die vorne angegebenen Fensterbereiche folgende Werte:

Compton-Streukoeffizienten:

$$S_{UTh} \quad (\text{Th in den U-Kanal}): \quad 0.30$$

$$S_{ThU} \quad (\text{U in den Th-Kanal}): \quad 0.06$$

$$S_{KTh} \quad (\text{Th in den K-Kanal}): \quad 0.34$$

$$S_{KU} \quad (\text{U in den K-Kanal}): \quad 0.73$$

Diese Werte gelten für den Abstand 0 zwischen Detektor und einer unendlich ausgedehnten Strahlungsquelle. Zu ihnen ist noch der Beitrag des Comptoneffekts in der Luft, d.h. ein höhenabhängiger Term, zu addieren, was aber nur für den Streukoeffizienten  $S_{UTh}$  in der Form

$$S_{UTh} = (S_{UTh})_0 + 0.0076 h, \quad h \quad \text{in Fuß}$$

geschieht.

Wie Abb. 4.1d zeigt, bleibt nach der Compton-Reduktion von einer großen Anomalie im U-Kanal unter Umständen kaum noch etwas übrig. Für Messwerte im Total-Kanal entfällt die Compton-Reduktion.

- Radonkorrektur: Mit dem sogenannten "upward looking" Kristall - er wird durch den darunterliegenden "downward looking" Kristall weitgehend von der Strahlung des Untergrundes abgeschirmt - können die vom atmosphärischen Radon herrührenden Strahlungsanteile erfasst werden. Eine entsprechende Radonkorrektur entfällt meist, weil i.A. die Zählraten im "upward looking" Kristall nicht signifikant sind.
- Höhenkorrektur: Die Intensität der vom Boden kommenden Gammastrahlung nimmt mit der Höhe über Grund ab. Die Höhenabhängigkeit lässt sich grundsätzlich berechnen. In den theoretischen Wert gehen u.a. die Dichte und Feuchtigkeit der Luft ein. Es werden daher standardmäßig Steigflüge im Messgebiet durchgeführt, um die charakteristische Höhenänderung der Gammastrahlung in diesem Gebiet zu ermitteln.

Die gemessene Höhenabhängigkeit der Strahlungsintensität  $I$  lässt sich in begrenzten Höhenintervallen in guter Näherung durch die Formel

$$I(h) = I_0 e^{-\mu h}$$

beschreiben. Für die Absorptionskonstante  $\mu$  ergaben sich im Messgebiet im Höhenbereich von 30 m bis 300 m über Grund folgende Mittelwerte:

$$\begin{aligned}\mu(\text{Total}) &= 0.002179 \\ \mu(\text{Kalium}) &= 0.002814 \\ \mu(\text{Uran}) &= 0.002426 \\ \mu(\text{Thorium}) &= 0.002271\end{aligned}$$

Mit den angegebenen Werten für  $\mu$  und den mit dem Laserhöhenmesser gemessenen Werten für die Flughöhe  $h$  werden die Strahlungsintensitäten nach der Formel

$$I(80 \text{ m}) = I(h)e^{+\mu(h-80\text{m})}$$

auf die Normalhöhe  $h = 80 \text{ m}$  umgerechnet.

Abb. 4.1e zeigt die Wirkung dieser Höhenkorrektur.

- Topographische Korrektur: Es wurden alle radiometrischen Parameter einer topographischen Korrektur unterzogen.
- Übergang zu Radioelementkonzentrationen: Die "International Atomic Energy Agency" (IAEA, 1979) empfiehlt die Umrechnung der Zählraten in Äquivalent - Konzentrationen der drei strahlenden Elemente. Dies hat u.a. den Vorteil, dass die Ergebnisse von Messungen mit verschiedenen Instrumenten, insbesondere mit verschiedenem Kristallvolumen, untereinander vergleichbar werden. Für die Umrechnung in Äquivalent-Konzentrationen der drei radioaktiven Elemente wurden folgende Faktoren benutzt (reduziert auf die Sollflughöhe von 80 m):

Kalium	47.2 cps	= 1 %
Uran	7.3 cps	= 1 ppm eU
Thorium	3.4 cps	= 1 ppm eTh

- Vegetationskorrektur: Aufgrund der Biomasse und des hohen Wassergehalts verursacht Vegetation eine deutliche Dämpfung der Gammastrahlung. Liegen die Vegetationshöhen im Messgebiet vor, z.B. abgeleitet aus den Ergebnissen eines Laserhöhenmessers, so kann dieser Effekt in guter Näherung korrigiert werden (AHL & BIEBER, 2010).

Durch den Reaktorunfall in der UdSSR wurden mehrere Gebiete in Österreich erheblich mit radioaktiven Spaltprodukten belastet (BUNDESMINISTERIUM FÜR GESUNDHEIT UND UMWELTSCHUTZ, 1986). Wie man der Abb. 4.2 entnehmen kann, wurden dabei hauptsächlich Isotope mit größeren Halbwertszeiten abgelagert, die Gammastrahlenquanten mit Energien bis maximal 1,0 MeV emittieren ( $^{103}\text{Ru}$ : 0.49 MeV;  $^{137}\text{Cs}$ : 0.66 MeV;  $^{134}\text{Cs}$ : 0.61 MeV;  $^{134}\text{Cs}$ : 0.80 MeV). Aus diesem Grund werden bei den aeroradiometrischen Messungen nur die Zählraten in den Kanälen bis ca. 1.0 MeV durch die Folgen des Reaktorunfalls von Tschernobyl beeinträchtigt.

Da das an der GBA in Verwendung stehende Aeroradiometer die Energie der Gammastrahlung im Bereich zwischen 0.2 und 3.0 MeV in 256 Kanälen aufzeichnet, ist dieses Gerät auch zum Einsatz im Rahmen des Strahlenschutzes hervorragend geeignet. Einerseits können mit dieser Apparatur die Belastungen durch

- natürliche radioaktive Quellen (Gehalt der Gesteine an radioaktiven Mineralien)

und andererseits

- künstliche radioaktive Kontaminierungen (z.B. Reaktorunfall von Tschernobyl) festgestellt werden.

Die Dosisleistung (DL) ergibt sich aus den geochemischen Äquivalentwerten (s. o.), wie folgt (GRASTY et al., 1984):

$$DL [nSv/h] = 10 \times (1.52 \times K[\%] + 0.63 \times U[\text{ppm}] + 0.21 \times Th[\text{ppm}]),$$

wobei diese von der momentanen Bodenfeuchte abhängig ist. Es stellt somit die, aus der obigen Gleichung berechnete, Dosisleistung eine Größe dar, die für durchschnittliche Messbedingungen gültig ist. GRASTY et al. (1984) haben aber gezeigt, dass eine relativ gute Übereinstimmung zwischen berechneten (s. o.) und im Gelände direkt experimentell bestimmten Dosisleistungen besteht.

Von den, bei Kernspaltungsprozessen (siehe Abb. 4.2) entstehenden, radioaktiven Isotopen ist das Cäsium-137, wegen seiner, im Vergleich zu anderen Spaltprodukten relativ großen Halbwertszeit, auch nach mehreren Jahren bei Geländemessungen feststellbar. Waren früher hauptsächlich die atmosphärischen Kernwaffenversuche die Ursache für erhöhte  $^{137}\text{Cs}$ -Kontaminationen, so sind es derzeit nur noch die Folgen des Reaktorunfalls von Tschernobyl.

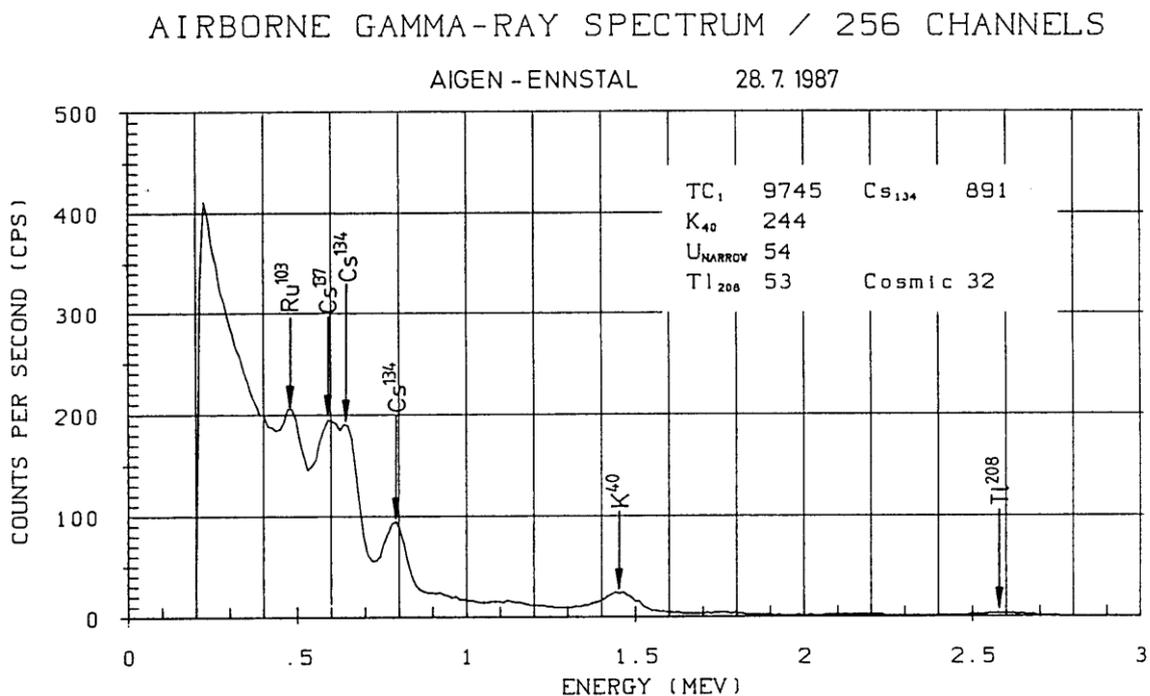


Abb. 4.2: Beispiel eines Gammastrahlenspektrums (MeV) im Bereich des Flugfeldes Aigen im Ennstal.

#### 4.6.3 Herstellung der Farbrasterkarten

Es ist bekannt, dass die Strahlungsintensitäten zeitlichen Schwankungen unterliegen. Sie stehen meist im Zusammenhang mit dem Wettergeschehen (z.B. Erhöhung der Absorption im Boden durch Regenwasser, Zufuhr von Radon aus der Bodenluft).

Ein spezielles Problem stellt Radon dar, das als Tochterprodukt in den Zerfallsreihen sowohl des Urans als auch des Thoriums auftritt.  $^{222}\text{Rn}$  besitzt eine Halbwertszeit von 3,82 Tagen und kann in der Luft über einige Entfernung transportiert werden. Andererseits ist eine Absorption von Radon durch Feuchtigkeit sowohl an der Geländeoberfläche als auch im freien Porenraum möglich. Schon bei etwas höherer Luftfeuchtigkeit werden radioaktive Tochterprodukte stärker absorbiert. Ein schwankender Grundpegel (durch natürliche Einflüsse bedingte Schwankungen) kann z. B. durch unterschiedliche Freisetzung von Radon aus dem Boden bedingt sein.

Die an verschiedenen Tagen gemessenen Zählraten können also etwas unterschiedliche Mittelwerte ergeben, was eine Farbrasterdarstellung beeinträchtigen würde. Um dies zu vermeiden, wurden teilweise entsprechende Korrekturen vorgenommen.

Ähnlich wie bei der Darstellung der elektromagnetischen Daten wurden in der Folge die korrigierten Energiesummenwerte für das K-, U- und Th-Fenster durch Farbrasterkarten flächenhaft zur Darstellung gebracht.

Eine zusätzliche Problematik von Gammastrahlenmessungen in topographisch schwierigem Gelände stellt die Abweichung von einer horizontalen Messebene ( $2\pi$ -Geometrie) dar, weil bei den Messflügen mit möglichst konstanter Höhe über dem Gelände geflogen werden soll. So z.B. tragen vor allem Hangflächen zur Verstärkung der Gammastrahlung bei. Bei homogener Strahlungsdichte an der Erdoberfläche und gleicher Messhöhe über Grund resultiert in Tälern eine höhere Zählrate als in der Ebene, umgekehrt über Bergkämmen (geometrische Konstellation kleiner  $2\pi$ ) eine niedrigere Zählrate (KILLEEN, 1979) (s. o. topographische Korrektur).

## 5 Methodenentwicklung des aerogeophysikalischen Processings

In den letzten Jahren wurden umfangreiche Arbeiten für die methodische Weiterentwicklung des aerogeophysikalischen Processings durchgeführt. Im Folgenden werden die einzelnen Punkte dieser, z. T. mit erheblichem Programmieraufwand verbundenen, Auswerteschritte angeführt.

### 5.1 Inversion der Aeroelektromagnetik: Probleme und Lösungen

Eingangsdaten für das AEM-Processing sind die gemessenen AEM-Daten und die korrigierten Flughöhen. Da die AEM-Messwerte zeitlichen Driften unterliegen, müssen diese vor einer Inversion (Modellrechnung) korrigiert werden. Neben der Korrektur der Flughöhen ist das der arbeitsaufwendigste Teil des Processings. Als Hilfestellung bei der Driftkorrektur werden für jeden Messpunkt gemäß seiner Sensorhöhe und der Vorgabe einer maximalen Bandbreite des im Messgebiet zu erwartenden elektrischen Widerstandes des Untergrundes ein minimal bzw. ein maximal zu erwartender Messwert berechnet. Bei der Vorgabe dieser Bandbreite können bereits Vorinformationen in das Processing einfließen.

Die Aufgabe der EM-Inversion drift- und höhenkorrigierter AEM-Messwerte ist die Berechnung einer Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund, die die Messdaten am besten repräsentiert. Eine Inversion großer AEM-Messgebiete mit 2D oder 3D Widerstandsmodellen ist derzeit praktisch nicht durchführbar. Hier ist die Entwicklung im Hardware und Softwarebereich des nächsten Jahrzehntes abzuwarten. Für die praktische Inversion von AEM-Daten werden deshalb homogene, horizontal geschichtete Halbraummodelle verwendet. Als Beispiel sei ein 3-Schichtmodell angenommen (Abb. 5.1):

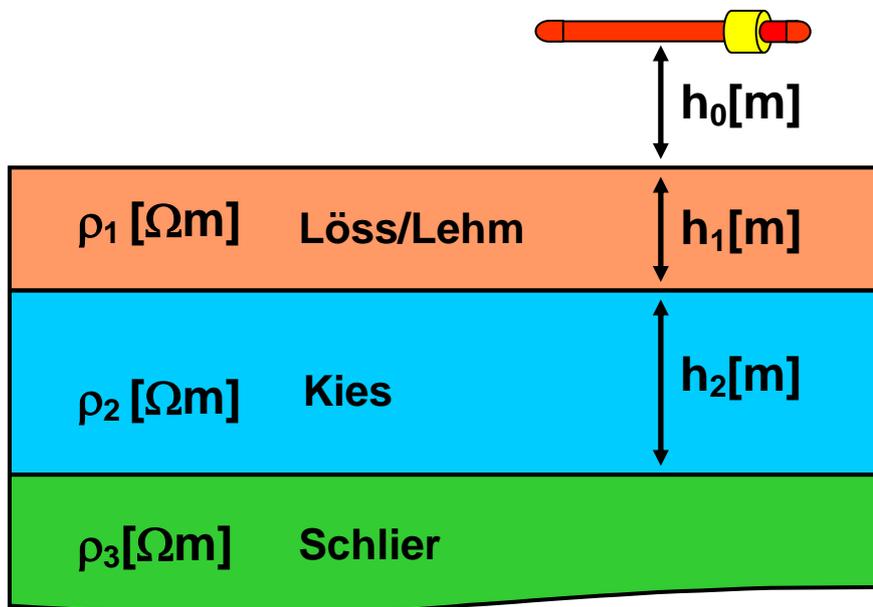


Abb. 5.1: Homogenes, horizontal geschichtetes 3-Schichtmodell des elektrischen Widerstandes.

Die Inversion von AEM-Daten (Berechnung von Modellparametern aus Messwerten) mit einem 3-Schichtmodell ist, wie viele andere Verfahren der Geophysik, nicht eindeutig. Der Grund dafür ist ein prinzipieller: Aus einer endlichen Anzahl von mit Messfehlern behafteten AEM-Messdaten, können die elektrischen Erdparameter nicht eindeutig bestimmt werden (PARKER, 1980).

Inversionsergebnisse im Falle des vorliegenden 3-Schichtmodelles müssen daher als Mittelwerte, bzw. wahrscheinlichste Werte mit Streubreiten bzw. Unschärfen für die Parameter  $\rho_1$  (Widerstand Löss/Lehm),  $\rho_2$  (Widerstand Kies),  $\rho_3$  (Widerstand Schlier),  $h_1$  (Mächtigkeit Löss/Lehm) und  $h_2$  (Mächtigkeit Kies) betrachtet werden. Abb. 5.2 zeigt die Abweichung des Inversionsergebnisses für die Mächtigkeit der ersten Schicht von der tatsächlichen Mächtigkeit anhand eines 3-Schichtmodells bei verschiedenen Flughöhen.

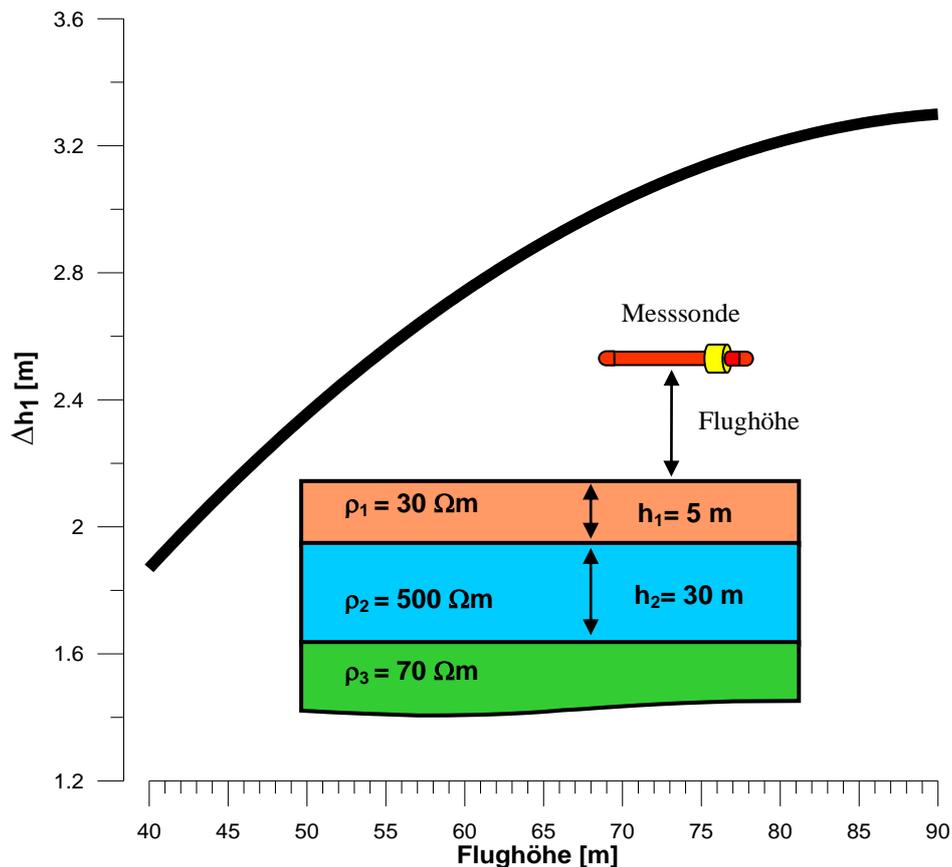


Abb. 5.2: Fehler in der Berechnung der Mächtigkeit der ersten Schicht ( $\epsilon_{h_1}$ ) eines 3-Schichtmodells aus AEM-Messdaten bei 3000 Hz, 7000 Hz und 28000 Hz, in Abhängigkeit von der Flughöhe.

Aus dem in Abb. 5.2 dargestellten 3-Schichtmodell wurden theoretisch zu erwartende Messdaten bei Flughöhen von 40 – 90 m berechnet. Der Messfehler bei den EM-Daten wurde mit  $\pm 1.5$  ppm und bei der Flughöhe mit  $\pm 1$  m angenommen. Die Inversion dieser Daten zeigt einen flughöhenabhängigen maximalen Fehler in der berechneten Mächtigkeit der ersten Schicht der bei einer tatsächlichen Schichtmächtigkeit von 5 m bis zu 3.2 m betragen kann. Bei größerer Ungenauigkeit der Flughöhe auf Grund von Geländeneigung und Vegetationsbedeckung vergrößern sich auch die Fehler der Inversionsergebnisse.

Eine möglichst hohe Genauigkeit bei der Messung der Flughöhe ist daher eine essentielle Voraussetzung für die Qualität der Inversionsergebnisse. Um die prinzipielle Unschärfe von

Inversionsergebnissen zu verbessern, ist es notwendig Vorinformationen (z.B. Bohrlochdaten) in die Dateninterpretation einzubeziehen, um die Problematik der Mehrdeutigkeit einzuschränken.

Für die Inversion werden zurzeit zwei verschiedene Methoden verwendet.

Beim Suchansatz werden zunächst aus einer Tabelle von Modellen (Modellparameter und dazugehörige theoretische EM-Messwerte) jene herausgesucht, die den Messwerten innerhalb einer vorgegebenen Fehlertoleranz entsprechen. Danach wird aus dieser Auswahl ein repräsentatives Modell ermittelt. Eine, die geologische Vorinformation berücksichtigende, selektive Auswahl von theoretisch möglichen Modellen die einen Messwert repräsentieren, ist derzeit im Entwicklungsstadium.

Die probabilistische Inversion von AEM-Daten wurde in den letzten Jahren entwickelt und steht seit Mitte 2004 zur Verfügung. Bei dieser Art der Inversion wird als Ergebnis nicht ein konkretes Modell des Untergrundes ermittelt, sondern eine Verteilung, die für eine große Zahl von Modellen angibt, wie wahrscheinlich diese Modelle den jeweiligen Messwerten entsprechen. Diese Vorgangsweise ermöglicht es, auf einfache Weise ein Modell des Untergrundes zu ermitteln, welches sowohl den Messdaten als auch den Zusatzinformationen so weit wie möglich gerecht wird.

## 5.2 Problem der exakten Höhenbestimmung

Für die Berechnung der EM- und Radiometriesensorhöhen stehen die Flughöhe über Geoid der beim Heckrotor angebrachten GPS-Navigationsanlage und die Höhe über Grund des im Hubschrauberboden eingebauten Laserhöhenmessers bzw. Radarahöhenmessers zur Verfügung. Die Höhenwerte der GPS-Navigationsanlage (Flughöhe über Geoid) und des Radarahöhenmessers sind mit einem Fehler von  $\epsilon_{Z_{GPS}} = 5-10$  m behaftet, die Laserhöhenwerte weisen eine Ungenauigkeit von  $\epsilon_{Z_{Laser}} \approx 0.1$  m auf. Für die Interpretation der Radiometriewerte und insbesondere die Inversion der AEM Messwerte kann deshalb nur der Laserhöhenwert verwendet werden. Da die Laserimpulse teilweise vom Boden (letzte Reflexion), bzw. Bodenbewuchs, als auch vom Laubdach (erste Reflexion) reflektiert werden (und damit eine um die Baumhöhe verminderte Flughöhe anzeigen), ist es notwendig eine Korrektur der Laserhöhen durchzuführen:

- Eine automatische Korrektur beim Aufbereiten der Daten berechnet eine Einhüllende der gemessenen Laserwerte. Damit können Abschnitte eines Flugprofils korrigiert werden, in denen die Laserimpulse über eine Strecke von 50 m mindestens einmal den Boden erreichen. Um nicht Geländestufen zu übergehen und die Höhenwerte zusätzlich zu verfälschen, wurde der Algorithmus zur Berechnung der Einhüllenden (digitaler Filter) bewusst eingeschränkt.
- Bereiche in denen die Laserimpulse über mehr als 50 m den Boden nicht erreichen, müssen manuell editiert werden. Da nur aus dem Verlauf der gemessenen Laserwerte nicht eindeutig entschieden werden kann, ob ein Waldgebiet mit dichter Bepflanzung oder eine Geländestufe vorliegt, werden bei der Korrektur der Laserwerte die digitalen Flugwegvideos hinzugezogen. Das bedeutet, dass die Laserhöhe mittels Flugvideos kontrolliert werden muss, um die Ursache der Höhendifferenzen zu klären. Bei einem

oftmaligen Wechsel von bewaldeten und freien Flächen ist eine aufwendige und damit sehr zeitintensive Nachbearbeitung nötig.

In Abb. 5.3 treffen die Laserpulse bei den Messpunktnummern 64132 und 64134 den Boden, und ergeben an diesen Punkten korrekte Laserhöhen. Im Bereich dazwischen, der sich über 100 m erstreckt, werden die Laserimpulse jedoch vom dichten Laubdach reflektiert, und liefern eine Flughöhe, die um den Betrag der Baumhöhe ( $\approx 20$  m) zu klein ist. Ein Höhenfehler dieser Größenordnung führt bei der Inversion der AEM- Messwerte zu einem falschen Bild der Widerstandstruktur des Untergrundes. Bei der Interpretation der aeroradiometrischen Messwerte mit dieser fehlerhaften Laserhöhe werden zu kleine Konzentrationen der Radionuklide im Boden berechnet.

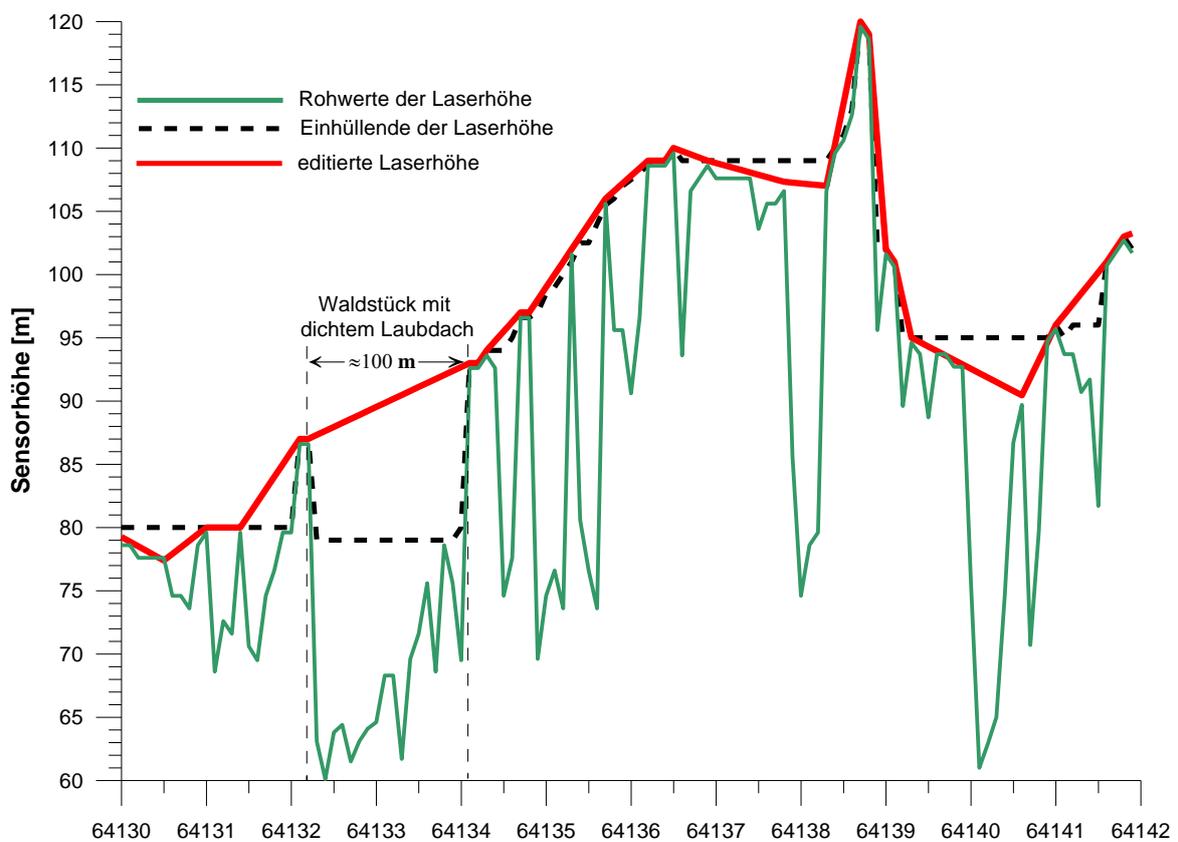


Abb. 5.3: Laserhöhenwerte über einem Waldgebiet.

## 6 Geologie des Messgebietes

Das Messgebiet Lest im zentralen Mühlviertel liegt zur Gänze im Kristallin der Böhmisches Masse. Es ist im Wesentlichen aus hochmetamorphen Gneisen und Graniten aufgebaut. Geringfügige Reste tertiärer und quartärer Sedimente treten lokal auf. Einen allgemeinen Überblick geben die Publikationen von FUCHS & THIELE (1968), FUCHS & MATURA (1980) und FRASL & FINGER (1988), FRASL & FINGER (1991), sowie vor Allem LINNER et al. (2011).

Der westliche Anteil des oberösterreichischen Kristallingebietes kann tektonisch in drei Großschollen gegliedert werden, die Böhmerwald-, die Mühl- und die Sauwald-Zone (FUCHS & THIELE, 1968). Die zentrale Stellung nimmt dabei die Mühlzone ein, welche gegen S von der Donaustörung, gegen N von der Pfahlstörung und gegen E von der Rodl- Kaplice Störung begrenzt ist. Südlich der Donaustörung (sowie östlich der Rodlstörung bis etwa zu einer Linie von Linz nach Norden) grenzt daran die Sauwaldzone, nördlich der Pfahlstörung die Böhmerwaldzone.

Die hochmetamorphen bis anatektischen Anteile von Mühl- und Sauwaldzone im SW des Untersuchungsgebiets werden als Bavarikum, einer tektonischen Untereinheit des Moldanubikums, zusammengefasst und von den moldanubischen Decken, zu denen die Böhmerwaldzone zählt, tektonisch getrennt betrachtet. Die Grobheit des Bavarikums wurde syn- bis postmetamorph insbesondere in ihrem südlichen und östlichen Anteil von Graniten unterschiedlicher Genese intrudiert, welche als Südböhmischer Batholith zusammengefasst werden (FUCHS & MATURA, 1976; LINNER, 2007; LINNER et al., 2011).

Petrographisch charakterisiert ist die Böhmerwaldzone durch einen hohen Anteil an vorvariszischen Altgesteinsverbänden, die Mühlscholle durch mächtige Weinsberger Granitintrusionen und begleitende migmatische Grobgneisbildungen, und die Sauwaldscholle durch Perlgneise, Migmatite und anatektische Granite.

Die Mühlzone unterscheidet sich vom Sauwaldkristallin und von der Böhmerwaldzone auch durch die spezifische Vergesellschaftung bestimmter Gesteinstypen und einer für dieses Gebiet typischen Metamorphose. Charakteristisch für die Mühlzone ist die Intrusion granitischer Magmen des Weinsberger Granits in hochmetamorphe, teilweise migmatisierte Gesteine (Schlierengranit und dia- bis metatektischer Perlgneis), wodurch Übergangstypen zwischen den einzelnen definierten Gesteinstypen entstehen, die oft kaum unterscheidbar sind. In der Böhmerwaldzone treten niedriger metamorphe und nur wenig migmatisierte Gesteine wie Schiefergneise und Glimmerschiefer auf (BÜTTNER, 1997). Die Paragneise im NE Anteil des Untersuchungsgebiets sind wohl ebenfalls dieser Einheit zuzuordnen.

Jüngere Feinkorngranite vom Typ Mauthausen und verwandte Gesteine, sowie Granodiorite und Granite vom Typ Freistadt durchschlagen die Migmatite und den Weinsberger Granit an scharfen Intrusionskontakten.

Östlich von Linz ist diese Schollen- bzw. Zonengliederung kaum mehr verfolgbare und es schließen hier die großen zusammenhängenden Granitmassen des Südböhmischen Plutons an.

Die ältesten Gesteine des oberösterreichischen Moldanubikums sind Metamorphite, welche überwiegend den biotitreichen Paragneisen der monotonen Serie (Ostrong Einheit), aber

möglicherweise z. T. auch der Bunten Serie (Drosendorf Einheit) des Waldviertels entsprechen.

Insgesamt sind im oberösterreichischen Moldanubikum jedoch hauptsächlich die Auswirkungen einer großräumigen syn- bis spätorogenen variszischen hochgradigen Metamorphose und Anatexis zu sehen (FRASL & FINGER, 1988).

Als Migmatite bzw. Anatexite werden hochmetamorphe, partiell aufgeschmolzene Gesteine bezeichnet. Metatektite sind durch nur teilweise Aufschmelzung der hellen Gemengeteile (Quarz, Feldspäte) definiert, Diatektite durch eine weitgehende Aufschmelzung fast des gesamten Mineralbestands des Gesteins, wobei z. T. nur noch reliktsche Gefüge erhalten sind (MURAWSKI, 1992).

Am Beginn dieser Entwicklung stand die Migmatisierung von älteren, intermediären Magmatiten, die zu Bildung von „Palit“ führte, und danach die Vermischung von intrudierendem Weinsberger Granit mit aufschmelzendem Paragneis zu „Schlierengranit“. Sukzessiv dehnte sich die intensive In-situ-Aufschmelzung von Paragneis aus und in einem tieferen Krustenniveau bildeten sich S-Typ-Granite durch Aufschmelzung von Paragesteinen, welche in die Paragneis-Migmatite intrudierten (LINNÉ et al., 2011).

Die Kulmination dieser Prozesse mit fast vollständiger Krustenaufschmelzung bei weitgehender Magmenhomogenisierung ist in den großen Plutonen des Weinsberger Granits zu sehen (FRASL & FINGER, 1988).

Im Allgemeinen stehen alle diese kalifeldspatreichen Produkte der variszischen Anatexis mitsamt dem Weinsberger Granit dem I-Typ näher als dem S-Typ, wenngleich manche Varianten eine vermittelnde Stellung einnehmen. Die Varianten der kalifeldspatreichen Granite vom Weinsberger Typ zeigen meist noch eine deutliche Schollenregelung, Flaserung und Streckung in herzynischer (NW-SE) Richtung wobei auch z.T. ein Einströmgefüge in einem während der Auskristallisation noch verhältnismäßig tiefen und dabei transpressiven bis kompressiven Krustenniveau angenommen werden könnte (FRASL & FINGER, 1988).

Die Sauwaldzone, zu der auch die annähernd dreieckige Lichtenbergscholle östlich der Rodlstörung zählt, die durch eine Linksseitenverschiebung in diese Position gelangte, befand sich während der ersten Anatexis vermutlich in einem etwas höherem Krustenstockwerk als die Mühscholle (FRASL & FINGER, 1988).

In dem im E der Rodlstörung gelegenen und sinistral verschobenen Abschnitt der Sauwaldscholle und im östlich angrenzenden Teil des Mühlviertels folgte der ersten Anatexis eine jüngere Generation von meist feinkörnigen Zweiglimmergraniten, deren Hauptrepräsentant der Granit vom Typus Altenberg ist. Die vielen aplitisch-pegmatitisierten Gänge besonders zwischen Linz und Neumarkt sind Abspaltungen dieser Altenberger Gruppe (FRASL, 1959). Sie hören in auffälliger Weise an der Grenze des Verbreitungsgebietes des postorogenen Freistädter Granodiorits schlagartig auf und sind somit offensichtlich älter als die Freistädter Intrusionen (FRASL & FINGER, 1988). Der Altenberger Typ ist chemisch ein eindeutiger S-Typ mit sehr deutlichen Hinweisen auf eine bevorzugte Ausschmelzung aus dem Perlgneiskomplex und damit auf eine zweite, vermutlich aber nur lokal wirksame, Anatexis (FRASL & FINGER, 1988).

Anschließend an den Weinsberger Granit intrudierten kleinere Plutone zuerst mit textuell ähnlichem Granit (Karlstifter und Engerwitzdorfer Granit) und in der Folge verbreitet fein- bis mittelkörnige Granite wie der Mauthausener Granit und andere sogenannte Feinkorngranite (LINNER et al, 2011).

Variabel ausgebildete Feinkorn-Migmagranite können sich auch mit manchen Altenberger Granitvorkommen oder sogar mit Engerwitzdorfer Graniten in der Altersreihenfolge abwechseln, erklärbar durch kleinräumige und temporär wechselhafte selektive Aufschmelzung unterschiedlicher Altbestandsgneise im Randgebiet der Anatexis. Solche unregelmäßig wechselhafte Teilmobilisationen könnten sich etwa auf Grund lagiger Inhomogenitäten in der voranatektischen Kruste ergeben haben oder aber durch lokal unterschiedlich intensiven Wärmefluss (FRASL & FINGER, 1988).

Noch zur Hauptphase der variszischen Anatexis gehören demgegenüber etliche Vorkommen von meist sehr kleinen Dioritkörpern, bei denen aber wiederum verschiedene Generationen unterschieden werden können: Ältere Diorite finden sich als Schollen im Weinsberger Granit, häufiger aber noch im Schlierengranit und Engerwitzdorfer Granit. Hingegen durchschlagen jüngere Feinkorndiorite oft noch den Weinsberger Granit samt Gängen aus der Verwandtschaft des Engerwitzdorfer Granits.

Der Diorit wird dort lokal begleitet von der feinkörnigen, biotitreichen Migmagranit-Generation, jedoch werden auch diese beiden noch vom Altenberger Granit und dessen sauren Gängen durchschlagen. Es gibt aber auch manche Quarzdiorite, die eng mit den postorogenen kleinen Plutonen vom Mauthausener Granittyp verbunden sind, welche jedenfalls schon zur großen Gruppe der postorogenen Plutone gehören (FRASL & FINGER, 1988).

Ebenso zu dieser postorogenen Gruppe gehört der Freistädter Granodiorit, der im Wesentlichen in zwei Hauptvarianten ausgebildet ist (feinerkörniger Kerntyp, weitgehend entsprechend dem Mauthausener Granit, mittel- bis grobkörniger Randtyp mit randlichen Feinkorngranodioritgängen, die randlich in Granodioritporphyrite übergehen). Weiters existiert ein verwandter mittelkörniger, saurerer Nachschub (Graben-Granit) (FRIEDL, 1990).

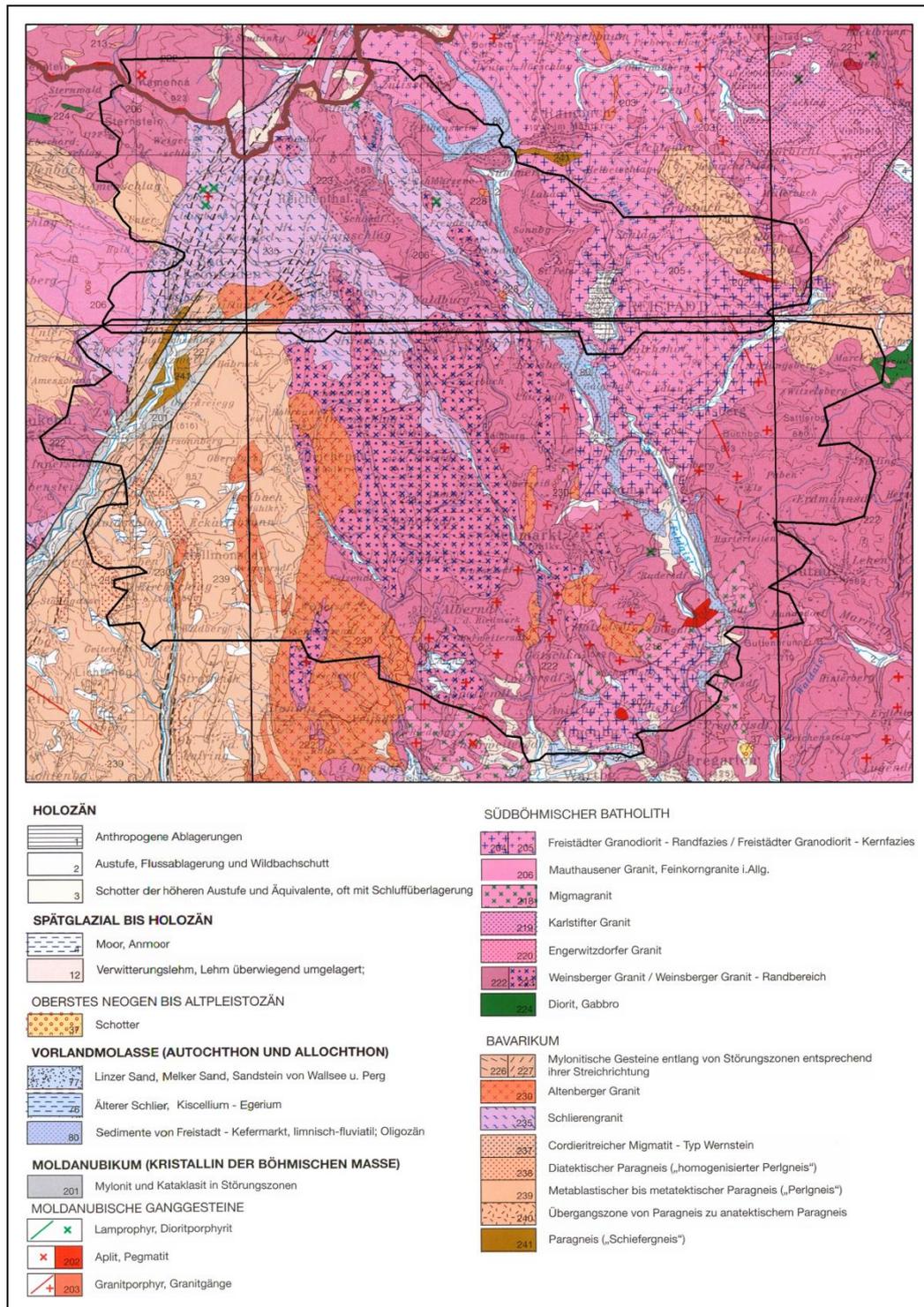


Abb. 6.1: Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) mit den Grenzen der Befliegungsgebiete Lest I (2009) und Lest II (2010).

Im Folgenden sind die Gesteinstypen im Kristallin, sowie die jüngeren Sedimente der Abb. 6.1 nach der Geologischen Karte von Oberösterreich 1: 200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) näher beschrieben.

1	Anthropogene Ablagerung <i>Deponie, Bergbauhalde, Aufschüttung i. Allg.</i>
2	Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt Kies, Sand, Schluff und Auelehm
4	Moor, Anmoor Ton, Schluff und ton mit organischer Substanz
12	Verwitterungslehm, Lehm überwiegend umgelagert; Würm und älter Schluff, tonig z. T. mit Kies und Sand
37	Schotter in verschiedenen Höhenlagen, Pliozän - Altpleistozän Kies, Sand
67	Plesching-Formation (Phosphoritsande, fossilreiche Grobsande), marin; Unteres Ottnangium Sand, Phosphoritknollen, fossilreich
76	Alter Schlier, Am Alpennordrand Puchkirchen-Gruppe; Kiscellium - Egerium Tonmergel, siltig, Sand, Konglomerat
77	Linzer Sand, Sandstein von Wallsee und Perg, marin; Kiscellium - Egerium Sand, Sandstein
80	Sedimente von Freistadt - Kefermarkt, limnisch-fluviatil; Oligozän Ton, sandig, Sand, Kies
201	Mylonit und Kataklasit in Störungszonen Fein- bis feinstkörnige, grünlichgraue, stark geschieferte Gesteine, mitunter verquarzt Lamprophyr, Dioritporphyr Grünlichgraue bis dunkelgraue, feinkörnige Gänge mit geringer Mächtigkeit
202	Aplit, Pegmatit Helle Gesteine aus vorwiegend Feldspat und Quarz; Aplit fein-, Pegmatit grobkörnig und oft mit Glimmertafeln
203	Granitporphyr, Granitgänge Hellgraue, Biotit führende Gesteine, feinkörnig oder porphyrisch, granitische bis granodioritische Zusammensetzung
204	Freistädter Granodiorit - Randfazies I-Typ-Biotit-Granodiorit, grobkörniger
205	Freistädter Granodiorit - Kernfazies I-Typ-Biotit-Granodiorit, feinkörniger
206	Mauthausener Granit, Feinkorngranite i. Allg. <i>Fein- bis mittelkörnige, hellgraue und massige I-Typ-Biotitgranite bis -Granodiorite</i>
218	Migmagranit Fein- bis mittelkörnige I-Typ-Biotitgranite und Granodiorite bis Diorite, häufig geschiefert
219	Karlstifter Granit Mittel- bis grobkörniger I-Typ-Biotitgranit, z. T. porphyrisch
220	Engerwitzdorfer Granit Mittel- bis grobkörniger I-Typ-Biotitgranit, rötliche Großkalifeldspate, mitunter Hornblende führend
222	Weinsberger Granit Grob- bis riesenkörniger Biotitgranit, Großkalifeldspäte
223	Weinsberger Granit-Randbereich Vermischungs- und Übergangszonen von Weinsberger Granit in umgebende Granite und Migmatite
224	Diorit, Gabbro Dunkle, massige Intrusivgesteine, Biotit und meist auch Hornblende führend, fein- bis grobkörnig
226/ 227	Mylonitische Gesteine entlang von Störungszonen Stark deformierte Paragneise, Migmatite und Granite; mitunter feinkörnige Granite und Apliten als diskordante Gänge
228	St. Sixter und Kopfinger Granit Helle, fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite
230	Altenberger Granit Feinkörniger, schwach deformierter S-Typ-Zweiglimmergranit, kleine Restitschollen
235	Schlierengranit Grobkörniger Granit bis Granodiorit, schlierig, oft rötliche Großkalifeldspate, z. T. dioritische Schollen
237	Cordieritreicher Migmatit - Typ Wernstein
238	Diatektischer Paragneis („homogenisierter Perlgneis“) Weitgehend homogener, teils massiger Migmatit, mittelkörnig, z. T. Paragneis-Schollen
239	Metablastischer bis metatektischer Paragneis („Perlgneis“) Biotitreicher, fein- bis mittelkörniger Paragneis bis Migmatit, oft Cordierit führend und mit Paragneis-Relikten, z. T. schlierig
240	Übergangszone von Paragneis zu anatektischem Paragneis
241	Paragneis („Schiefergneis“) Biotitreicher Paragneis mit Sillimanit, Cordierit und Granat; feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis
242	Paragneise im Kropfmühl-, Donauleiten- und Herzogsdorf-Komplex Feinkörniger, grauer Paragneis, teils gebändert; migmatischer Paragneis mit pegmatoiden Lagen
243	Marmor, Kalksilikatfels
244	Graphitgneis

Tab. 6.1: Nummerierung und Kurzbeschreibung der in Abb. 6.1 vorkommenden Gesteinstypen entsprechend der Legende zur geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.00 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

Das kristalline Grundgebirge besteht aus einer großen Anzahl verschiedener Gneis- und Granittypen, die z. T. nach makroskopischen Kriterien nur schwer bis kaum unterscheidbar sind (LINNÉ et al., 2011):

- Paragneis (Schiefergneis): biotitreicher Paragneis mit Sillimanit, Cordierit und Granat, feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis. Charakteristisch für diese dunklen Gesteine ist die Feinkörnigkeit, die straffe Schieferung und Bänderung sowie die Verfallung. Zum Teil führen die Schiefergneise Kalksilikate und liegen meist innerhalb der Perlgneise.
- Übergangszone von Paragneis zu anatektischem Paragneis (von SCHADLER [1952] z. T. lokal als Weinsberger Granit, z. T. lokal auch als Schiefergneis kartiert).
- Metablastischer bis metatektischer Paragneis (Perlgneis): biotitreicher, fein- bis mittelkörniger Paragneis bis Migmatit, oft cordieritführend und mit Paragneisrelikten, z. T. schlierig. Dieses meist mittelkörnige Gestein besteht aus einem kristalloblastischen Gemenge von basischem Oligoklas, Quarz, +/- Mikroklin und Biotit. Die Perlgneise sind meist homogen, manchmal auch schlierig nebulitisch.
- Diatektischer Paragneis (homogenisierter Perlgneis): weitgehend homogener, teils massiger Migmatit, mittelkörnig, z. T. Paragneisschollen.
- Cordieritreicher Migmatit (Typ Wernstein) (bei SCHADLER [1952] lokal auch als Schärddinger Granit bezeichnet): massiger, grob strukturierter Migmatit, biotit- und cordieritreiche oder feldspatreiche Schlieren.
- Schlierengranit (bei SCHADLER [1952] auch als Porphyrgneis, Gneisgranit i. A., z. T. auch als Hornblendeporphyrigneis mit rötlichen Feldspäten und z. T. auch als Porphyrgneis mit Amphiboliteinschaltungen [Redwitzit bzw. Syenit] bezeichnet): grobkörniger Granit bis Granodiorit, schlierig, oft rötliche große Kalifeldspäte, z. T. dioritische Schollen. Die Bezeichnung Schlierengranit beruht auf der inhomogenen Verteilung der Kalifeldspäte, die einen schlierigen Wechsel heller und dunkler Lagen hervorruft. Die Schlierengranite entsprechen etwa den "Grobkorngneisen" sensu FUCHS (1962) in der Mühlviertelkarte 1:100.000 (FRASL et al., 1965). Sie bauen einen wesentlichen Teil der Mühlscholle auf (FRASL & FINGER, 1988).
- Weinsberger Granit: grob- bis riesenkörniger (Großkalifeldspäte) Biotitgranit. Auf der Karte separat ausgeschieden sind Weinsberger Granit-Randbereiche, Vermischungs- und Übergangszonen von Weinsberger Granit in andere Granite und Migmatite.  
Der Weinsberger Granit ist durch einen Reichtum an grob bis riesentafeligem Kalifeldspat gekennzeichnet. Häufig sind die Einsprenglinge so dicht gelagert, dass die Grundmasse stark zurücktritt. Nach KURAT (1965) setzt sich der Weinsberger Granit aus Mikroklin (33 - 38 Vol%), Oligoklas - Andesin (29 - 34 Vol%), Quarz (19 -22 Vol%) und Biotit (10 - 13 Vol%) als Hauptgemengeteile zusammen. Selten ist der Weinsberger Granit völlig richtungslos. Die Klüftung, abgesehen von Entlastungsklüften parallel zur Geländeoberfläche, ist in der Regel schlecht ausgebildet.

Beim fließenden Übergang von den Weinsberger Graniten zu den Grobkorngneisen werden an den Graniträndern die Mikroklineinsprenglinge kleiner und sie treten vereinzelter auf, haben aber dennoch den Habitus der Weinsberger Feldspäte. Sie sind eingebettet in eine kristalloblastische Grundmasse von Oligoklas - Andesin, Mikroklin, Quarz, Biotit, Hellglimmer und manchmal auch Hornblende. Solche Gesteine werden dann als

Grobkorngneis bezeichnet. Das Verschwinden der Kalifeldspatgroßkristalle und die Abnahme der Korngröße leiten zu den Perlgneisen über.

- Altenberger Granit: feinkörniger, schwach deformierter S-Typ Zweiglimmergranit, kleine Restitschollen. Dieser helle, saure, fein bis mittelkörnige Zweiglimmergranit ist durch häufig auftretende Biotitfasern eindeutig vom Mauthausener Granit zu unterscheiden. Saurer Plagioklas, reichlich Mikroklin sowie oft hohe Muskowitgehalte sind charakteristisch. Weiters sind gelegentlich „unverdaute“ Schollen von Perlgneisen in diesen Graniten enthalten.
- Diorite
- Mauthausener Granit, Feinkorngranit i. A. (bei SCHADLER [1952] auch als Granit von Plöcking, Aschach, St. Ulrich u. A. bezeichnet): fein- bis mittelkörnige, hellgraue und massige I-Typ Biotitgranite bis Biotitgranodiorite. Bei diesem Granit handelt es sich um einen fein bis mittelkörnigen, meist gleichkörnigen Biotitgranit. Die Hauptgemengeteile dieses hellgrauen bis bläulich-grauen Granits sind idiomorpher, zonar gebauter Plagioklas (38 Vol%), Mikroklin (28 Vol%), Quarz und Biotit (10 Vol%).
- Freistädter Granodiorit  
 Es lassen sich drei Subtypen unterscheiden: ein grobkörniger Randtyp mit pseudohexagonalem Biotit, ein mittelkörniger Kerntyp und ein feinkörniger Granittyp, der weitgehend dem Mauthausener Granit gleicht (KLOB, 1971).  
 Die drei Typen sind durch magmatische Differentiation mit verschiedenen Abkühlungsgeschwindigkeiten in unterschiedlichen Kristallisationsniveaus zu erklären. Damit verbunden sind Unterschiede im Gesteins- und Mineralchemismus, im quantitativen Mineralbestand und in der Ausbildung der Mineralphasen (KLOB, 1971).  
 Der Randtyp ist nicht als eine Randfazies, hervorgerufen durch Reaktion des Magmas mit dem Nebengestein, sondern als das tiefste aufgeschlossene Niveau des Plutons zu betrachten (KLOB, 1971). Der Randtyp tritt auch in selbständigen Körpern auf, und im Pluton von Trhové Sviny (zwischen Gmünd und Budweis, SCHNABEL et al., 2002) findet er sich im Kern- und nicht im Randbereich des Plutons (KLOB, 1971).  
 Magnetit primär-magmatischen Ursprungs tritt in größeren Mengen und in größeren, gut ausgebildeten Kristallen im Randtyp des Freistädter Granodiorits, und nur in kleinen Körnern auch in den beiden anderen Typen (Kerntyp und feinkörniger Typ) auf, meist in und neben Biotit, aber auch in Plagioklas (KLOB, 1971).
- Mylonit, Kataklastit (bei SCHADLER [1952] auch als Quetschschiefer, Phyllonit an Störungszonen bezeichnet).
- Granitporphyr, Granitgänge (bei SCHADLER [1952] auch als Quarz-Glimmer-Porphyr, bzw. Porphyrit i. A. bezeichnet)

Weiters finden sich lokal auf dem Kristallin bzw. randlich des Kristallins Erosionsreste von neogenen bis pleistozänen Sedimenten: marine Sedimente des Älteren Schlier und der Linzer Sande, marine Phosphoritsande und Grobsande der Plesching-Formation, limnisch-fluviatile Kiese, Sande und Tone des Neogen i. A., sowie Schotter des obersten Neogen bis Altpleistozän.

## 7 Magnetik

### 7.1 Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität

Die magnetische Totalintensität ( $\Delta T$ ) wird als magnetische Flussdichte bzw. magnetische Induktion in [nT] angegeben.

Gemessen wird bei der hier angewendeten Methode die Totalintensität des Erdmagnetfeldes, dargestellt wird jedoch die Anomalie des Magnetfeldes, d. h. die Differenz zwischen gemessener Totalintensität und dem globalen Erdmagnetfeld, welches durch das „Internationale geomagnetische Referenzfeld“ (IGRF) definiert ist. Magnetische Anomalien sind somit die Feldabweichungen vom globalen Erdmagnetfeld. Sie haben ihren Ursprung in der oberen Erdkruste.

Die ferrimagnetischen Minerale verlieren bei Überschreitung der mineralspezifischen „Curie-Temperatur“ ( $T_c$ ) ihre magnetischen Eigenschaften. Die Curie-Temperatur liegt für Magnetit im Allgemeinen bei etwa 570 bis 590°C, sinkt aber bei höheren Titan-Gehalten deutlich (SCHÖN, 1983; SOFFEL, 1991). Die  $T_c$  von Maghemit liegt zwischen 580 und 675°C (SCHÖN, 1983; SOFFEL, 1991), die des Pyrrhotin bei 300 bis 325°C (SCHÖN, 1983; LAWISZUS, 2000). Zur Abschätzung der Tiefenlage der  $T_c$  muss der regionale geothermische Gradient bekannt sein. Der geothermische Gradient ist hier nach CĚRMÁK (1989) und CĚRMÁK et al. (1992) abgeschätzt, wobei für das Moldanubikum ein Wärmefluss etwa 90 mW/ m<sup>2</sup> angegeben ist. Die Curietemperatur ist somit im Untersuchungsgebiet für Pyrrhotin in Tiefen von 12-15 km, für Magnetit und Maghemit in Tiefen von > 20 km zu erwarten.

Eine Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität des Hubschraubermessgebietes Lest ist in Abb. 7.1 und 7.3 dargestellt. Der Messprofilabstand beträgt für die vorliegenden Untersuchungen etwa 100 m, der Messpunktabstand entlang der Profile ist etwa 3 m. Die Mess- und Auswertungsmethodik sind in den Abschnitten 3 und 4 dieses Berichts detailliert dargestellt.

Die Abb. 7.1 zeigt die Messergebnisse der zur Geländeoberfläche annähernd parallelen (topographischen) Befliegung. Die theoretische Flughöhe des Sensors beträgt 50 m über Grund, was aber in der Praxis nicht exakt einhaltbar ist. Daher muss die aus der Flugtopographie errechnete Fläche, auf die die Werte in der Abb. 7.1 bezogen sind, festgelegt werden. Die Abb. 7.2 zeigt eben jene unebene Fläche entsprechend der Flugtopographie, auf welche die Feldfortsetzung als Basis bezogen ist. In der oberen Abbildung in Abb. 7.1 sind die Bereiche, die in der Messkampagne Lest nicht hinreichend genau erfasst werden konnten, durch Messwerte der AMVÖ (Aeromagnetische Vermessung Österreichs) (HEINZ et al., 1987; GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987; SEIBERL, 1991) ergänzt. Das ist methodisch zwar nicht korrekt, es ermöglicht aber eine recht anschauliche Darstellung, die sonst nicht möglich wäre. In der unteren Abbildung sind diese Bereiche weiß gelassen.

Abb. 7.3 zeigen dieselben Messdaten feldfortgesetzt (siehe Abschnitt 7.2) auf eine Fläche in 1400 m polreduziert berechnet. Durch diese Berechnung, die die Fortsetzung des Magnetfeldes in größeren Höhen abbildet, klingen die eher schwachen Signale kleinräumiger, meist durch oberflächennahe Störkörper hervorgerufene Anomalien, schneller ab als andere. In der Darstellung treten somit in

größerer tiefe liegende Störkörper, die aufgrund der größeren Entfernung zum Sensor ein schwächeres Signal liefern, relativ deutlicher hervor, was letztlich eine gute Annäherung an das Regionalfeld widerspiegelt.

Die Werte von  $\Delta T$  liegen bei der „topographischen“ Darstellung der Magnetik (wobei sich die Messsonde konstant etwa 50 m über Grund bewegt) zwischen -67 nT und 192 nT, in der auf 1400 (über Geoid WGS 84) m feldfortgesetzten Darstellung, bedingt durch den größeren Abstand zu den Quellen der Anomalien, zwischen -58 nT und 50 nT.

## **7.2 Feldfortsetzung und Polreduktion**

### **7.2.1 Feldfortsetzung**

Mittels Feldfortsetzung erfolgt eine Transformation der gemessenen Anomalien auf ein Niveau, das sowohl unter wie auch (wie im vorliegenden Fall) über der Messebene liegen kann. Voraussetzung des Verfahrens ist Quellenfreiheit zwischen Mess- und Fortsetzungsebene.

Durch die Feldfortsetzung nach oben entsteht eine Darstellung, in der weiträumige Störkörper bzw. solche in größerer Tiefe hervortreten. Sie widerspiegeln letztlich ein potentialtheoretisch fundiertes Regionalfeld (AHL, unveröff. Manuskript; BLAUMOSER, 1992b).

### **7.2.2 Reduktion der Anomalie zum magnetischen Nordpol**

Die Inklination und Deklination des magnetischen Hauptfeldes (im Messgebiet zur Zeit der Befliegung etwa 64° Inklination und 3° Deklination) bewirken, dass die geographischen Lagen der Maxima der magnetischen Anomalien nicht unmittelbar mit der Lage der Störkörper im Untergrund korrelieren, sondern je nach Höhe des Darstellungshorizontes gegen Süden verschoben sind. Diese Verschiebung tritt nicht auf, wenn das Magnetfeld mit 90° Inklination einfällt. Werden die Messwerte unter der fiktiven Annahme eines mit 90° einfallenden Feldes (polreduziert) berechnet, kommt folglich das Maximum der Anomalie im Allgemeinen direkt über dem Zentrum des Störkörpers zu liegen. Liegt keine remanente Magnetisierung vor, verschwindet auch das im N vorgelagerte Minimum (BLAUMOSER, 1992a). Falls der Störkörper allerdings eine remanente Magnetisierung besitzt, die in Deklination und Inklination vom Hauptfeld abweicht, trifft dies nicht mehr zu.

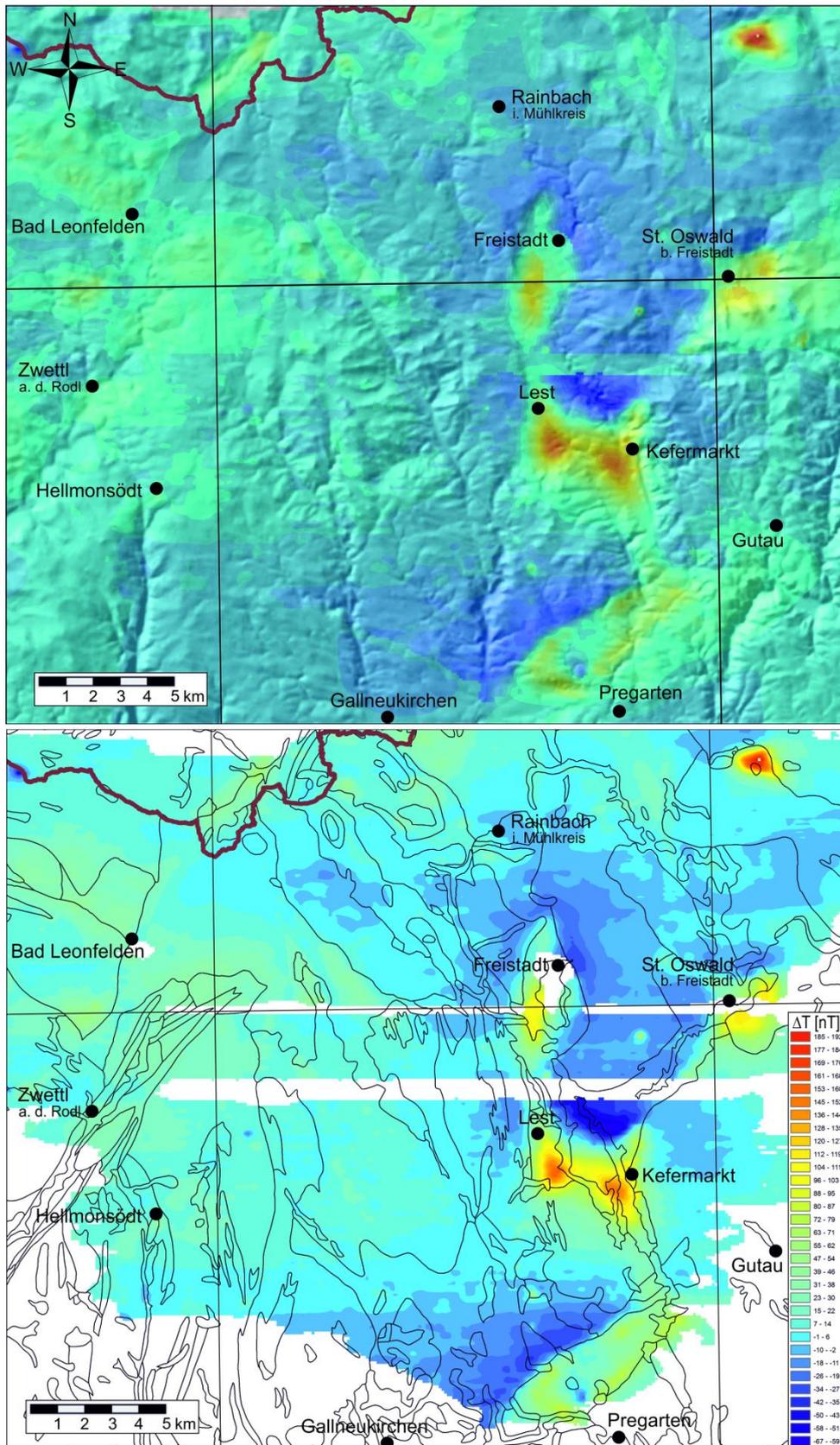


Abb. 7.1: Werte der magnetischen Totalintensität der oberflächenparallelen (topographischen) Befliegung. In der Abbildung oben ist ein grobes digitales Geländeerief (erstellt aus AMap Fly) unterlegt, unten sind die geologischen Grenzen der Geologischen Karte von Oberösterreich 1: 200.00 eingetragen. Eingezeichnet sind weiters die Staatsgrenze, die Kartenblattgrenzen und einige Ortschaften.

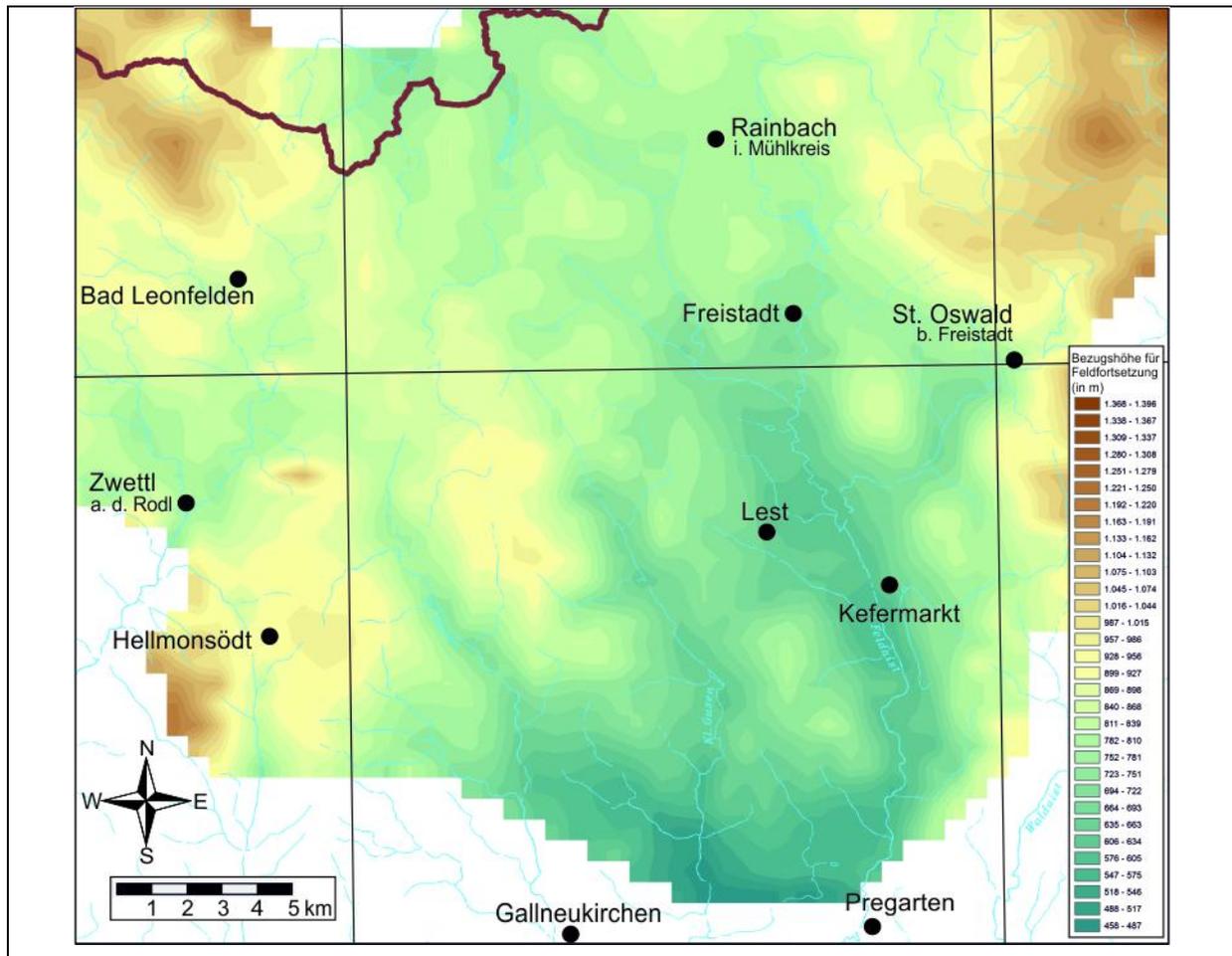


Abb. 7.2: Topographie der Referenzfläche, auf welche die Feldfortsetzung der Abb. 7.1 bezogen ist. Die niedrigen absoluten Flughöhen in den Tälern sind mit grünlichen, die höheren über den Hügeln mit gelblichen bis braunen Farbtönen gekennzeichnet. Die hohen Werte in den Randbereichen sind auf die Steigflüge des Hubschraubers beim Wenden zurückzuführen (sie sind in der Abbildung großteils weggeschnitten).

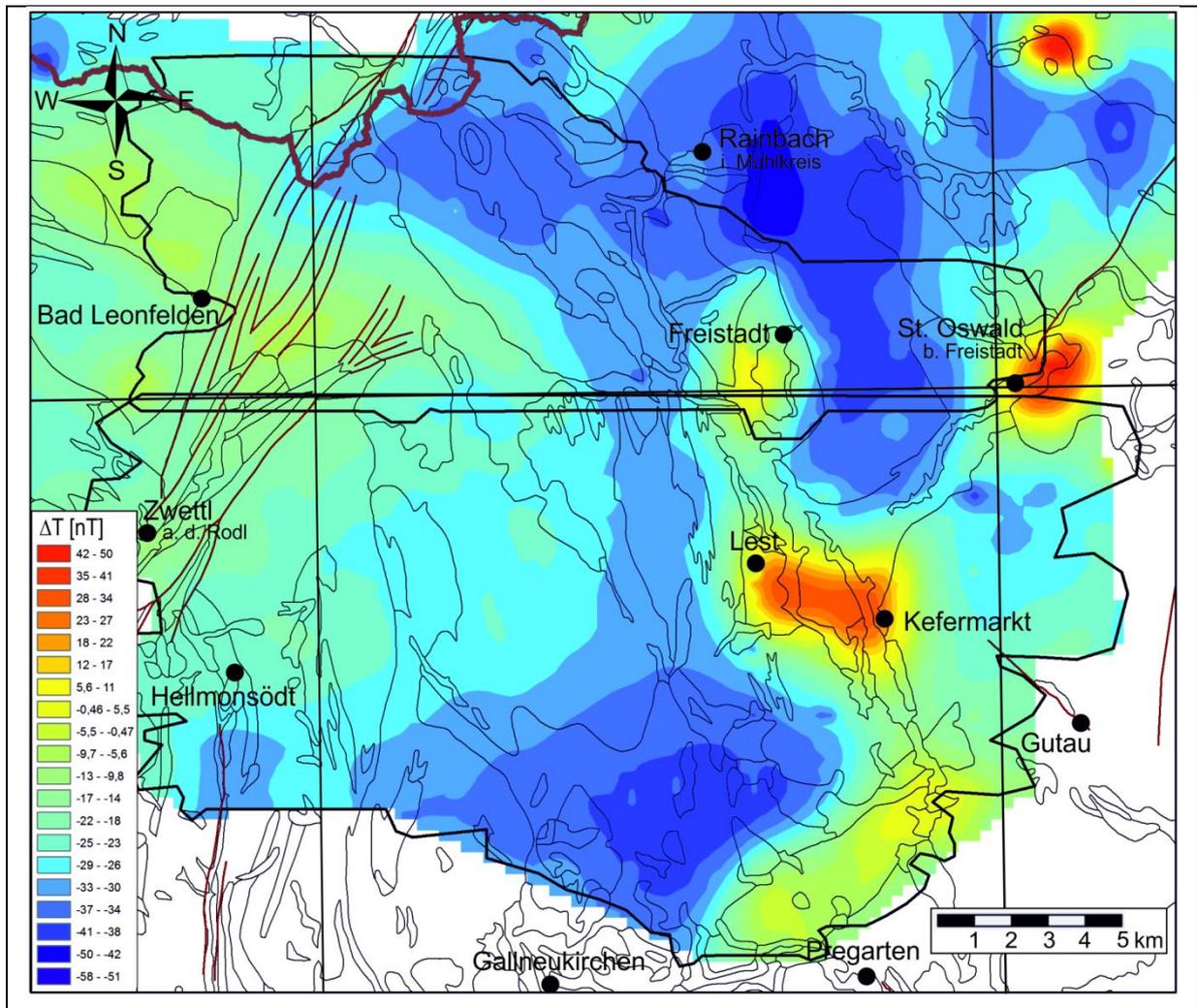


Abb. 7.3: Werte der magnetischen Totalintensität, feldfortgesetzt auf 1400 m und polreduziert. Es sind die geologischen Grenzen (schwarz) und die tektonischen Linien (braun) der Geologischen Karte von Oberösterreich 1: 200.00 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) eingetragen. Eingezeichnet sind weiters die Staatsgrenze, die Kartenblattgrenzen der ÖK50 und einige Ortschaften.

### 7.3 Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität [ $\kappa$ ] (Kappa) ist eine der grundlegenden physikalischen Gesteinseigenschaften, deren Kenntnis für die Interpretation magnetischer Messungen benötigt wird.

Die magnetische Suszeptibilität eines Gesteinskörpers stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch dieses Magnetfeld induzierten Magnetisierung des Gesteins dar und kann somit als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden. Im SI System ist  $\kappa$  ein dimensionsloser Parameter.

Sehr hohe magnetische Suszeptibilitäten besitzen stark ferrimagnetische Minerale, vor allem Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies). Die magnetische Suszeptibilität eines Gesteins hängt somit im Wesentlichen vom Gehalt des Gesteins an ferrimagnetischen Mineralien ab. Typische Werte der magnetischen Suszeptibilität für verschiedene Gesteinstypen werden u. A. von MILITZER & SCHEIBE

(1981) und von SCHÖN (1983) angegeben. Ganz allgemein kann gesagt werden, dass erhöhte  $\kappa$ -Werte üblicherweise in metamorphen basischen und ultrabasischen Gesteinen, insbesondere in Serpentiniten, sowie in Magnetit- und Pyrrhotinmineralisationen auftreten.

Im Messgebiet Lest und seiner weiteren Umgebung liegen umfangreiche Untersuchungen der magnetischen Suszeptibilitäten vor. Die magnetischen Suszeptibilitäten der Gesteine des Wald- und Mühlviertels wurden detailliert von JILG (1992), LENZ (1992) und LENZ et al. (1996) bearbeitet. Es zeigt sich, dass die Magnetisierungskontraste innerhalb des Kristallins zumeist sehr gering sind. Es treten allerdings gerade bei den jüngeren Plutoniten (Feinkorngranite, Eisgarner Granit, etc.) z. T. deutlich erhöhte Suszeptibilitäten auf (JILG, 1992), was auf lokale Kontaktphänomene zurückgeführt werden könnte. Solche sind durch HÜBL (1993), ARIC et al. (1997) und GNOJEK & PŘICHYSTAL (1997) in benachbarten Gebieten beschrieben.

Weitere Daten zu magnetischen Suszeptibilitäten dieses Gebiets finden sich bei STEINHAUSER et al. (1988 a & 1988 b), sowie bei MEURERS et al. (1990), die wohl zum Großteil in die Zusammenfassung von JILG (1992) eingegangen sind.

Die Abb. 7.4 stellt die Verteilung von  $\kappa$ -Werten von Gesteinen des Messgebietes und seiner näheren Umgebung in Form von Histogrammen nach LENZ (1992) dar, die Abb. 7.5 zeigt Boxdiagramme der  $\kappa$ -Werte nach JILG (1992). Die unterschiedlichen Darstellungen erfolgen je nachdem, auf welche Datengrundlagen zurückgegriffen werden konnte.

In den Tabellen 7.1 und 7.2 sind die Verteilungen der Werte der magnetischen Suszeptibilität und einige statistische Parameter für die wichtigsten Gesteinstypen des Untersuchungsgebietes und seiner näheren Umgebung zusammengefasst.

Die magnetischen Suszeptibilitäten der sauren Intrusiva sind, wie zu erwarten, großteils geringer als die der Paragneise, allerdings ist die Variationsbreite der Werte bei einigen Gesteinstypen sehr hoch. Diorite weisen im Bereich des Südböhmischen Plutons, im Vergleich zu Dioriten aus anderen Gebieten, eher meist relativ geringe magnetische Suszeptibilitäten auf (nach MILITZER & SCHEIBE, 1981 und SCHÖN, 1983 liegen die Maximalwerte von  $\kappa$  für Diorite um bis zu 2 Zehnerpotenzen höher). Hohe Suszeptibilitäten finden sich sehr häufig bei sekundär bzw. hydrothermal mineralisierten Graniten (bis zu  $6.0 \times 10^{-3}$  SI), aber auch Amphibolite (bis zu  $46.0 \times 10^{-3}$  SI) und natürlich Serpentinite (bis zu  $34 \times 10^{-3}$  SI) haben oft sehr hohe Suszeptibilitätswerte (JILG, 1992; LENZ et al., 1996). Amphibolite und Serpentinite treten allerdings im Mühlviertel nicht auf. Erst auf tschechischem Gebiet sind kleine Vorkommen Serpentinite innerhalb von Paragneisen bekannt (SCHUBERT et al., 2010). Amphibolite, die im Bavarikum des Bayerischen Waldes recht häufig sind, fehlen im Mühlviertel.

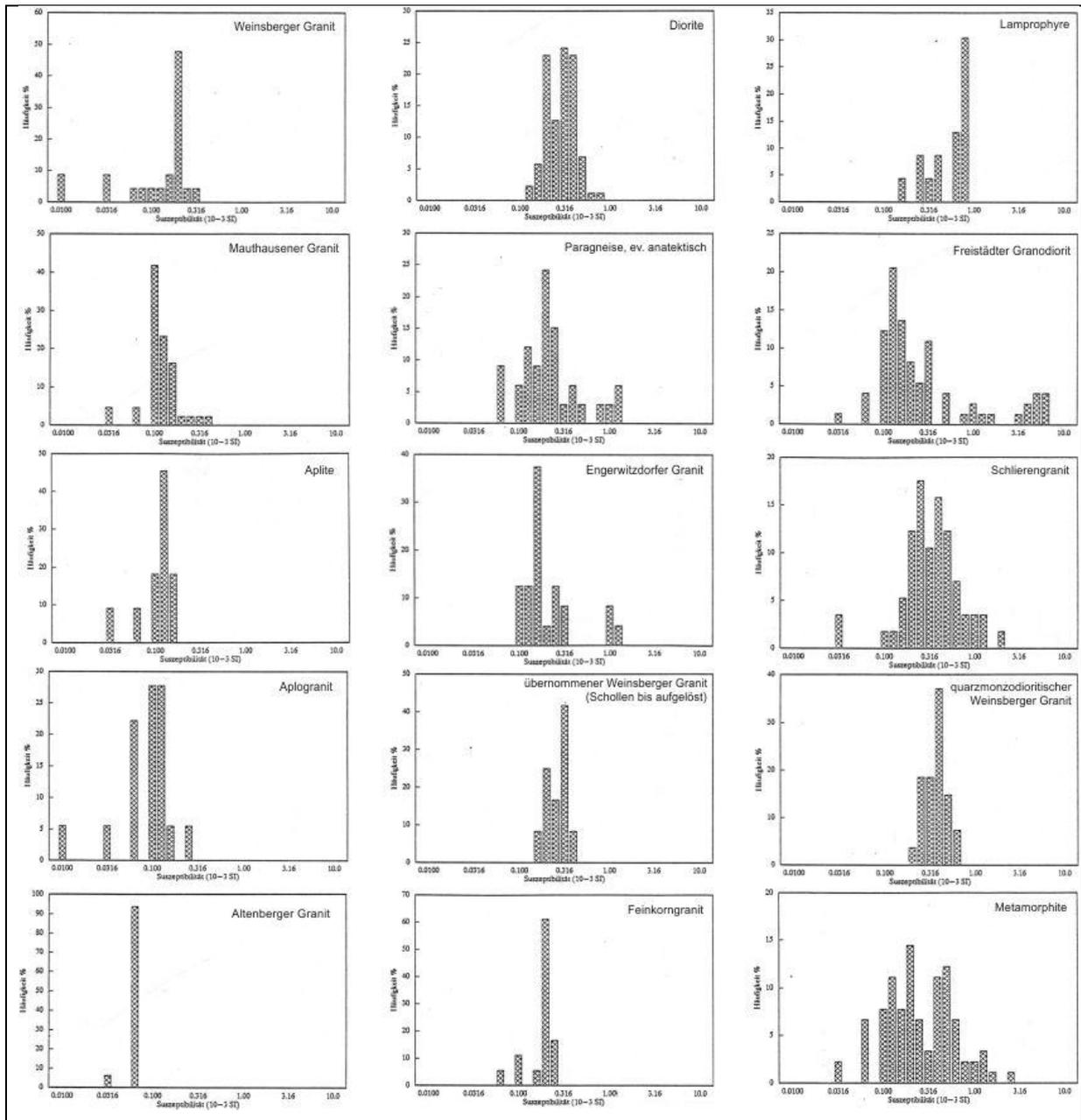


Abb. 7.4: Werte der magnetischen Suszeptibilitäten für verschiedene Gesteinstypen des Mühlviertels, die für das Messgebiet Lest von Bedeutung sind, nach LENZ (1992). Die Diagramme sind nach den Mittelwerten angeordnet, der höchste Wert (Lamprophyre) rechts oben, der niedrigste (Altenberger Granit) links unten.

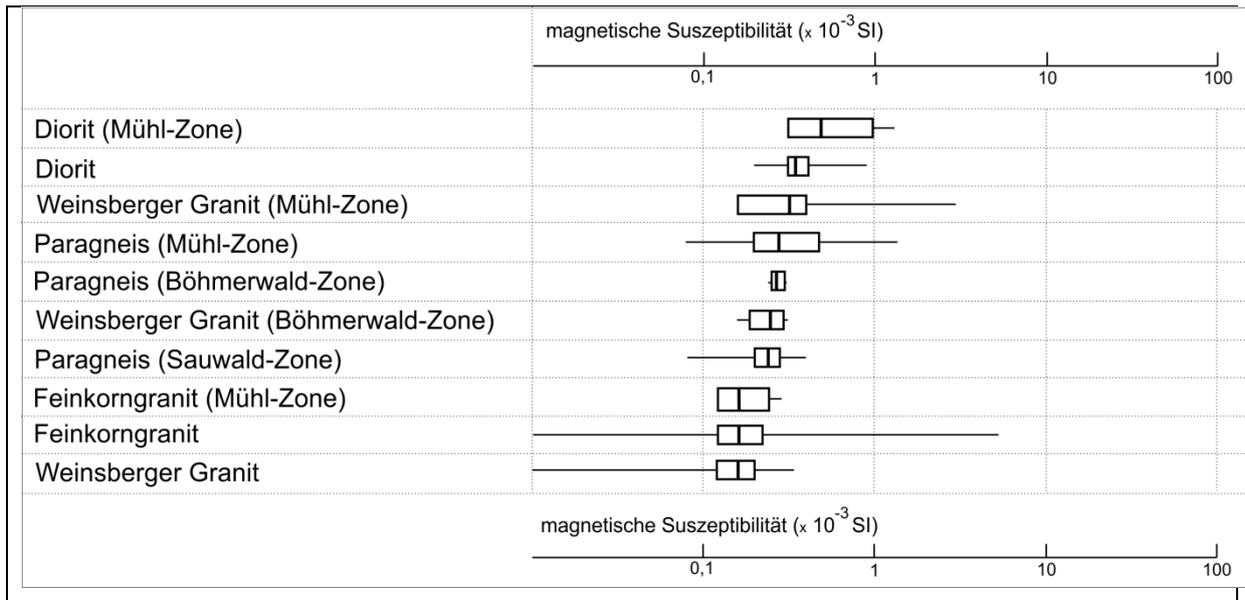


Abb. 7.5: Werte der magnetischen Suszeptibilitäten für verschiedene Gesteinstypen des Mühlviertels, die für das Messgebiet Lest von Bedeutung sind, nach JILG (1992). Die Boxen stellen den Wertebereich zwischen erstem und drittem Quartil dar, weiters ist der Median eingetragen. Die Äste umfassen den gesamten übrigen Wertebereich zwischen Minimum und Maximum. Die Reihenfolge ist nach den Medianwerten geordnet.

Gestein	n	Mittel	$\sigma$	Min	Max	v	Kon	Kon
Altenberger Granit	16	0.054	0.007	0.027	0.056	0.1	0.058	0.051
Aplit	11	0.098	0.032	0.028	0.139	0.3	0.117	0.079
Aplogranit	18	0.090	0.051	0.000	0.251	0.6	0.114	0.066
Cordierit-Sillimanit Schiefergneis	12	0.229	0.115	0.111	0.422	0.5	0.295	0.163
Diorite	87	0.280	0.104	0.111	0.742	0.4	0.302	0.258
Engerwitzdorfer Granit	24	0.255	0.259	0.083	1.070	1.0	0.361	0.149
Feinkorngranite	18	0.173	0.054	0.056	0.251	0.3	0.198	0.148
Freistädter Granodiorit	73	0.768	1.492	0.028	5.845	1.9	1.117	0.419
Granit-Mylonit	48	1.289	3.135	0.028	12.15	2.4	2.194	0.384
Kataklasit	24	0.070	0.045	0.028	0.167	0.6	0.088	0.052
Lamprophyr	23	7.606	11.12	0.139	32.29	1.5	12.4	2.968
Mauthausener Granit	43	0.113	0.060	0.028	0.337	0.5	0.131	0.095
Migmatit	55	0.187	0.068	0.083	0.394	0.4	0.205	0.169
Paragneis, ev. anatektisch	33	0.280	0.289	0.056	1.252	1.0	0.381	0.179
Perldiatexit	15	0.167	0.029	0.111	0.224	0.2	0.182	0.152
Porphyrit	24	0.064	0.043	0.000	0.167	0.7	0.082	0.046
Schlierengranit	57	0.393	0.308	0.028	1.750	0.8	0.475	0.311
Schollen	94	0.285	0.194	0.056	1.221	0.7	0.325	0.245
Weinsberger Granit	23	0.139	0.075	0.000	0.277	0.5	0.170	0.108
Weinsberger Granit, quarzmonzodioritischer	27	0.352	0.097	0.267	0.596	0.3	0.389	0.315
Weinsberger Granit, übernommener	12	0.245	0.064	0.130	0.337	0.3	0.282	0.208

Tab. 7.1: Magnetische Suszeptibilitäten ( $\times 10^{-3}$  SI) der wichtigsten Gesteinstypen des Messgebietes Lest und seiner näheren Umgebung nach LENZ (1992). (n = Anzahl der Proben,  $\sigma$  = Standardabweichung, v = Variationskoeffizient  $\sigma$ /Mittelwert, Kon = obere und untere Grenze des Konfidenzintervalls 95%iger Wahrscheinlichkeit).

Gestein	n	Mittel	Median	$\sigma$	Min	Max	lowQu	uppQu	Modal
Paragneis (Böhmerwald Zone)	4	0.27	0.27	0.03	0.24	0.31	0.25	0.30	0.24
Paragneis (Mühl Zone)	20	0.44	0.28	0.38	0.08	1.40	0.20	0.48	0.20
Paragneis (Sauwald Zone)	43	0.25	0.24	0.08	0.08	0.40	0.20	0.28	0.28
Weinsberger Granit	50	0.17	0.16	0.08	0.00	0.34	0.12	0.2	0.16
Feinkorngranit	65	0.55	0.16	1.17	0.00	5.32	0.12	0.22	0.20
Diorite	16	0.39	0.35	0.16	0.20	0.92	0.32	0.42	0.36
Weinsberger Granit (Böhmerwald Z.)	4	0.24	0.25	0.07	0.16	0.32	0.19	0.30	0.16
Diorite (Mühl Zone)	6	0.67	0.50	0.43	0.32	1.36	0.32	1.00	0.32
Feinkorngranit (Mühl Zone)	9	0.18	0.16	0.07	0.12	0.28	0.12	0.24	0.12
Weinsberger Granit (Mühl Zone)	11	0.53	0.32	0.82	0.16	3.00	0.16	0.40	0.40

Tab. 7.2: Werte der magnetischen Suszeptibilität ( $\times 10^{-3}$  SI) von einigen Gesteinstypen des Mühlviertels (z. T. differenziert für Böhmerwaldscholle, Mühlscholle und Sauwaldscholle, die auch im Messgebiet Lest und seiner näheren Umgebung auftreten (JILG, 1992)). (n = Anzahl der Proben,  $\sigma$  = Standardabweichung, lowQu = Quartil 25%, uppQu = Quartil 75%).

## 7.4 Strukturelle Interpretationen

Das Untersuchungsgebiet wird im Wesentlichen von Graniten und Granodioriten des Südböhmischen Plutons eingenommen, nur die SW-Ecke (Lichtenbergscholle) ist von hochmetamorphen Migmatiten und anatektischen Graniten (Altenberger Granit) des Bavarikums aufgebaut. Wie die niedrigen Werte der magnetischen Suszeptibilitäten dieser Gesteine (Abb. 7.4 und 7.5, Tab. 7.1 und 7.2) zeigen, sind hier weitestgehend nur geringe Magnetisierungen zu erwarten. Für den Großteil des Messgebietes trifft das auch zu, allerdings treten in distinkten Zonen markante magnetische Anomalien auf.

Diorite treten im Untersuchungsgebiet nur in sehr kleinen Intrusionskörpern auf, die auf der Übersichtskarte 1: 200.000 wegen ihrer geringen Größe gar nicht eingetragen sind. Auf der ÖK 33 Steyregg (BRÜGGEMANN et al., 2002) ist ein kleines Vorkommen ( $< 100$  m  $\varnothing$ ) 1.5 km S von Neumarkt im Mühlkreis verzeichnet, ein ebenso kleines bei Unterweikersdorf (5 km ENE Gallneukirchen) und ein unwesentlich größeres beim Gehöft Brandstatt 1.5 km S Reichenau im Mühlkreis. Dieses liegt nicht im Südböhmischen Pluton sondern im Perlgneis.

Diorite finden sich zumeist in Form kleiner Stöcke innerhalb des Südböhmischen Plutons und in allen drei Subeinheiten des Bavarikums. Die hier anstehenden Migmatite der Lichtenbergscholle und des Kürnberger Waldes werden als Teil der Sauwaldzone gedeutet, der entlang der Rodl-Kaplice Störung gegen N versetzt ist. In dieser sind Diorite wesentlich seltener als in der Mühl- oder der Böhmerwald-Zone. Entsprechend ihrer relativen Seltenheit, geringen Größe und vergleichsweise eher geringen Suszeptibilität bilden Diorite im Untersuchungsgebiet offenbar keine merklichen magnetischen Anomalien.

Zwei relativ große Dioritvorkommen liegen SE St Oswald bei Freistadt, knapp außerhalb des Messgebietes (ÖK 34 Perg, FUCHS & THIELE, 1982). Dieser Bereich wird im Hubschraubermessgebiet Kefermarkt (SEIBERL & HEINZ, 1988) erfasst. Der Dioritkörper etwa 4 km SE St. Oswald ist durch eine sehr markante magnetische Anomalie gekennzeichnet, jener bei St. Leonhard bei Freistadt, etwa 8 km SE St Oswald, der deutlich kleiner ist, liegt ebenfalls im Bereich positiver magnetischer Anomalien, die aber nicht so stark ausgeprägt sind (SEIBERL & HEINZ, 1988).

Lamprophyre sind in den geologischen Karten in Übersignaturen eingetragen. Innerhalb des Untersuchungsgebiets liegt ein Vorkommen von Lamprophyren, Dioritporphyriten und Granitporphyriten etwa 3 km NE Bad St. Leonhard. Es handelt sich um Gänge im Schlierengranit, die im Bereich des Rodl-Kaplice Störungssystems auftreten. Lamprophyrgänge bei Stiftung an der tschechischen Grenze liegen im Grenzbereich von Weinsberger Granit und Migmagranit. Dasselbe gilt für Lamprophyrgänge zwischen Schwarzenbach und Freudenthal, etwa 4.5 km SW Rainbach im Mühlviertel, die ebenfalls im Weinsberger-Migmagranit Übergangsbereich auftreten. Ein kleines Lamprophyrvorkommen liegt in Kaltengraben 3 km E Neumarkt im Mühlkreis. Bei all diesen Vorkommen lassen sich keinerlei erhöhte Magnetisierungen feststellen.

Die Granite besitzen zwar großteils relativ geringe Suszeptibilitäten, einige Granittypen, insbesondere Weinsberger Granit, Schlierengranit, Feinkorngranite und der Freistädter Granodiorit weisen aber einen sehr großen Streubereich der Werte auf, wobei die Maximalwerte deutlich über denen der Diorite liegen. Der Freistädter Granodiorit zeigt zudem eine deutlich bimodale Verteilung der Werte. Deutliches Streuen findet sich auch innerhalb der Paragneisserien.

In Zusammenhang mit den großen, spät in der Intrusionsabfolge eingedrungenen Intrusivkörpern des Freistädter Granodiorits treten sehr markante magnetische Anomalien auf. Schon das Histogramm der  $\kappa$ -Werte des Freistädter Granodiorits zeigt eine deutlich mehrgipfelige Verteilung. Das Maximum mit den höchsten  $\kappa$ -Werten umfasst auch die absolut höchsten Werte innerhalb der Gesteine des Untersuchungsgebiets. Die Bedeutung der multimodalen Suszeptibilitätsverteilung ergibt sich daraus, dass ausschließlich die Randbereiche des Intrusivkörpers stark magnetisiert sind.

Vergleichbare Phänomene wurden auch in anderen Bereichen des Südböhmischen Plutons beobachtet, wo sie als metamorphe Kontaktphänomene bzw. hydrothermale Beeinflussung im Zusammenhang mit späteren Intrusionen gedeutet werden. Insbesondere am Kontakt von Weinsberger Granit zu jüngeren Feinkorngraniten spielen sekundäre Magnetitbildung und darauf zurückzuführende magnetische Anomalien eine Rolle. Solche sind im angrenzenden Gebiet des östlichen Mühlviertels und niederösterreichischen Waldviertels gut dokumentiert (HÜBL, 1993; ARIC et al., 1997). Es sind dort auch größere Granitkomplexe im Kontaktbereich wie z. B. der Karlstift Granit, durch erhöhte Gehalte von sekundär gebildetem Magnetit charakterisiert (ARIC et al., 1997; GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997). Die magnetischen Störkörper stehen dort z. T. an der Oberfläche an und können in Tiefen bis zu 2000 m unter GOK nachgewiesen werden (HÜBL, 1993).

In der Abb. 7.6 ist für die Anomalien im Randbereich der Freistädter Granodiorits in der Umgebung von Freistadt und N Pregarten die  $\Delta T$ -Karte der geologischen Karte direkt gegenübergestellt.

Aufgrund dieses Kartenbildes besteht kein Zweifel, dass die magnetischen Anomalien an den Randbereich des Freistädter Granodioritplutons gebunden sind. Zu diesen Anomalien gehört auch jene von St. Oswald bei Freistadt, in der NE Ecke der Abb. 7.6, deren Nordteil bereits in der Hubschraubervermessung Rainbach (MOTSCHKA et al., 2009) erfasst wurde, die damals aber in Zusammenhang mit der Intrusion des Weinsberger Granites gedeutet wurde, was durch die hier vorliegenden neuen Befunde eher unwahrscheinlich zu sein scheint.

Die magnetische Anomalie bei Mardetschlag (ebenfalls aus dem Messgebiet Rainbach) liegt im Grenzbereich von Freistädter Granodiorit zu Weinsberger Granit, wobei die Form der Anomalie den lithologischen Grenzen folgt. Auch hier scheinen die in MOTSCHKA et al. (2009) in Erwägung gezogenen alternativen Interpretationsmöglichkeiten nun obsolet.

Die Anomalie von Sandl, in der NE Ecke der Abb. 7.1 und 7.3, liegt im Feinkorngranit, der Schollen von Diorit und Weinsberger Granit führt, und zwar im Kontaktbereich zum Weinsberger Granit, der lokal von häufigen Granitgängen durchsetzt ist (ÖK 17 Großpertholz, FUCHS & SCHWAIGHOFER, 1977). Es könnte sich auch hier um Magnetitbildung an Intrusionskontakten handeln. Für diese Anomalie liegt eine magnetische Modellierung vor (GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997).

Unter der Annahme von magnetischen Suszeptibilitäten zwischen  $8$  und  $13 \times 10^{-3}$  SI ergibt sich, dass der bis an die Oberfläche reichende Störkörper in 600 bis 800 m Tiefe endet. Bei einer Annahme noch höherer Suszeptibilitäten wäre die Lage des Störkörpers noch seichter. GNOJEK & PŘICHYSTAL (1997) interpretieren dies so, dass der heute existierende Störkörper den Rest eines ursprünglich mächtigeren, stark magnetisierten Körpers darstellt.

Die Anomalie bei Kerschbaum und Deutsch-Hörschlag, am N Rand der Abb. 7.1 und 7.3 an der tschechischen Grenze, ebenfalls im Messgebiet Rainbach erfasst, wurde gemäß der Geologischen Karte von Oberösterreich 1: 200.000 gleichfalls einem Kontaktbereich des Freistädter Granodiorits zu verschiedenen anderen Granittypen zugeordnet. Nach der neuen Geologischen Karte von ÖK 16 Freistadt (SCHUBERT et al., 2010) handelt es sich allerdings nicht um Freistädter Granodiorit sondern um einen Feinkorngranit aus der Verwandtschaft des Mauthausener Granits.

Die gesamte Westhälfte des Messgebietes ist durch eine unruhige Struktur der Magnetik mit mittleren Intensitäten, aber ohne stark hervorstechende Anomalien gekennzeichnet. Es handelt sich um einen Bereich mit größerer lithologischer Vielfalt, in dem Gesteine des Bavarikums mit verschiedenen Intrusionen des Südböhmischen Plutons durchmischt sind.

Verbreitet treten Migmatite (Perlgneise) des Bavarikums auf, sowie der durch gänzliche Aufschmelzung von Gesteinen des Bavarikums gebildete Altenberger Granit. Östlich der Rodl-Kaplice Störungszone handelt es sich um Anteile der Sauwald Zone, die entlang dieser Störung gegen N verschleppt und steilgestellt sind. Innerhalb der Störungszone treten reliktsche Schiefergneise auf, die von der intensiven Metamorphose und Migmatitisierung nicht betroffen wurden. Westlich der Rodl-Kaplice Störung streichen die Mühl Zone und die Böhmerwald Zone schräg an diese heran. Die trennende Pfahl Störungszone ist in diesem Bereich nicht mehr sehr scharf ausgeprägt.

Die Gesteine des Südböhmischen Plutons sind dominiert von Weinsberger Granit und Schlierengranit mit sehr breiten Übergangszonen. Lokal tritt dazu noch Migmagranit, und besonders in der Böhmerwald Zone Mauthausener Granit und andere Feinkorngranite.

In der Magnetik kann kein Muster festgestellt werden, das mit diesen Intrusionen korreliert werden könnte. Allerdings treten gebietsweise in den Bereichen der Störungszonen etwas höhere Magnetisierungen auf. Dazu passen die von LENZ (1992) in Granitmyloniten gemessen z. T. auffällig hohen Werte von  $\kappa$ .

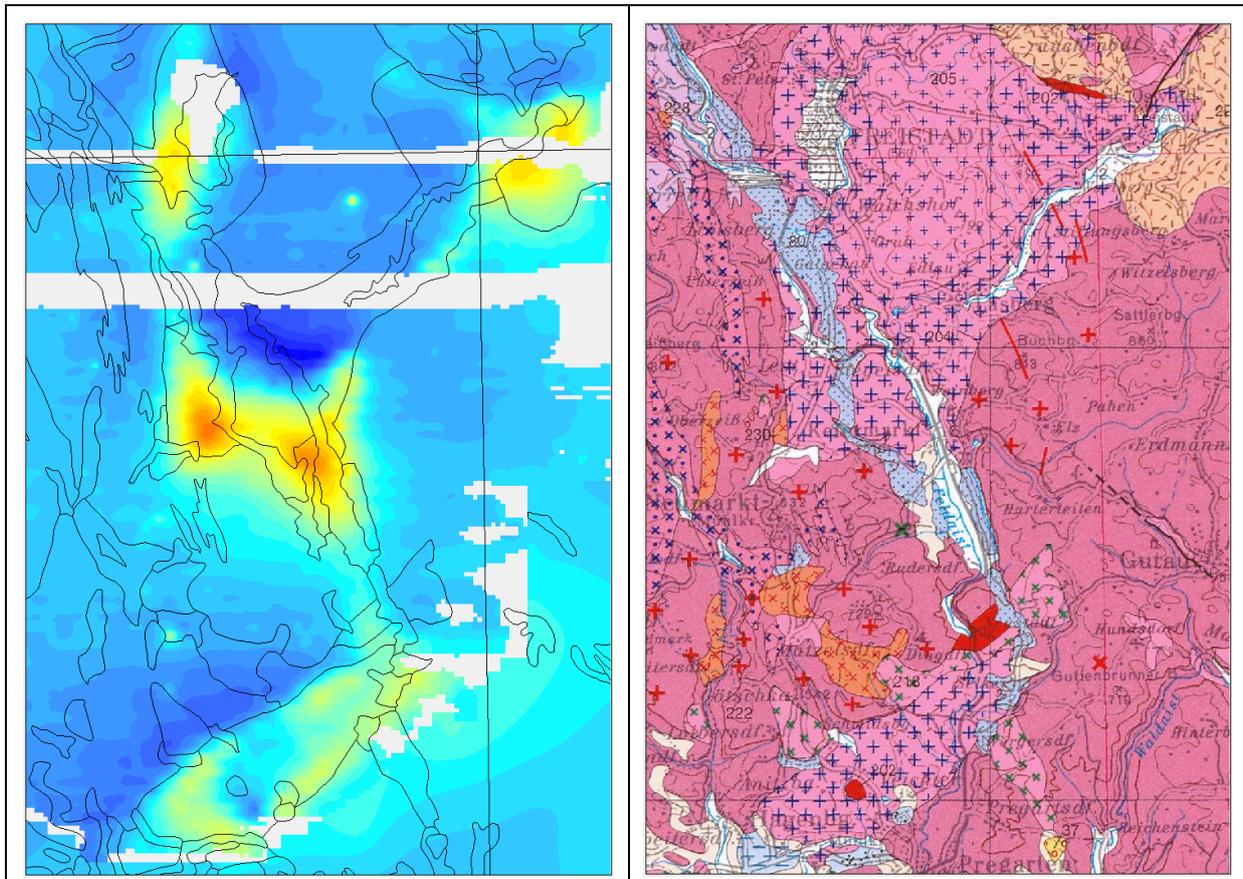


Abb. 7.6: Anomalien der magnetischen Totalintensität im Gebiet zwischen Freistadt und Pregarten, gegenübergestellt der geologischen Karte 1: 200.000 (KRENMAYR ET SCHNABEL, 2006).

#### 7.4.1 Anthropogene magnetische Anomalien

Bei kleinen, lokal scharf begrenzten Anomalien, die z. T. hohe Störampplituden aufweisen können, liegt der Verdacht auf anthropogene Störungen nahe. Für die Verifizierung möglicher anthropogener Störungen haben sich neben topographischen Karten die im Internet abrufbaren Luftbilder von „Google Map“ als Hilfsmittel bei der Auswertung bewährt.

Es liegt im Messgebiet Lest im Vergleich mit anderen Messgebieten nur eine relativ geringe Anzahl solcher in dieser Hinsicht verdächtiger Anomalien vor. Für die wichtigsten dieser Anomalien wurde ihre Lage und ihre Deutung in der Tabelle 7.3 zusammengefasst. Eindeutig ist eine solche Interpretation allerdings nicht, da allein anhand der Aeromessungen auch eine natürliche Ursache nicht ausgeschlossen werden kann.

Zwei dieser Anomalien (Steinbruchbetrieb am Gunnersberg, Fabrik bei Matzelsdorf) sind in der Abb. 7.6 als kleine runde Anomalien gut erkennbar.

Ort	$\Delta T$ (nT)	Koordinaten BMN M31	lokaler geologischer Untergrund	Lage und Interpretation
700 m NE des Bhf. Summerau	15	532960/380990	Schichten von Freistadt und Kefermarkt, Moor, im Untergrund Grenzbereich Weinsberger zu Feinkorngranit	Acker, Grünland, keine Besonderheiten erkennbar (Verdacht nur aufgrund der Nähe zum Bahnhof)
Summerau	6 - 9	532280/379630 532930/379640	Weinsberger Granit	mehrere schwache Anomalien im Ortsgebiet von Summerau
2 km SSE Rainbach	9	535390/378720	Grenzbereich Migmagranit zu Weins- berger Granit	Gewerbegebiet SE Apfaltern
Lichtenau	9	537530/380450	Randbereich des Mauthausener Granits	SE Bereich des Ortsgebiets von Lichtenau
2 km N Lasberg	98	539530/373200	feinkörniger Freistädter Granodiorit	Lasberger Granitsteinbruch am Gunnertsberg
Kronast (4.5 km WNW Kefermarkt)	34	533980/369490	Weinsberger Granit mit Gängen im Gefolge des Altenberger Granits	größerer landwirtschaftlicher Betrieb (?) etwa 800 m NW Kronast
Matzelsdorf (2.5 km S Neumarkt im Mühlkreis)	55	535750/363650	Grenzbereich Weinsberger Granit, Migmagranit und Altenberger Granit	Fabrik am N Ortsrand von Matzelsdorf (Schinko GmbH)
Neumarkt im Mühlkreis	34	535350/366120	Weinsberger Granit	Bereiche im Ortsgebiet von Neumarkt im Mühlkreis
Ottenschlag im Mühlkreis	21	527820/370330	Vermischungszone von Weinsberger Granit mit fließendem Übergang	Ortsgebiet von Ottenschlag

Tab. 7.3: Lokale magnetische Anomalien mit kleiner Wellenlänge und meist mittlerer Störampplitude, die möglicherweise anthropogen sind.

#### 7.4.2 Interpretation der tektonischen Struktur anhand der Magnetik eines größeren Bereiches (Messgebiete Ulrichsberg, Bad Leonfelden, Lest und Rainbach)

Die Magnetik kann Informationen über Untergrundaufbau und Störungsmuster liefern. Einerseits liegen Gesteinskörper gleicher magnetischer Suszeptibilität  $\kappa$ , die an einer Störung gegeneinander vertikal versetzt sind, in verschiedenem Abstand zur Messsonde, sodass sie unterschiedliche magnetische Wirksamkeit besitzen. Andererseits ergeben sich bei aneinandergrenzenden Gesteinen, die durch unterschiedliches  $\kappa$  charakterisiert sind, ebenso unterschiedliche Magnetisierungen. Weiters kann sich aus unterschiedlicher Tiefenlage von Gesteinskörpern ein Unterschied in der gemessenen magnetischen Totalintensität ergeben. Auch die Mächtigkeit ist für die magnetische Wirkung eines geologischen Körpers wesentlich.

Mit Materialumsetzungen verbundene Vorgänge können zu Veränderungen der Magnetik direkt an den Störungsflächen führen. Stofftransporte durch Fluide führen vielfach zu Mineralausfällungen an Störungsflächen, die bei entsprechender mineralogischer Zusammensetzung positive magnetische Anomalien bewirken können. Einen gegenteiligen Effekt kann Quarzanreicherung im Zuge der Mylonitisierung entlang von Störungszonen verursachen, durch die der diamagnetische Anteil des Gesteins gegenüber dem ferrimagnetischen deutlich vergrößert wird. Das hätte ein lokales magnetisches Minimum entlang solcher Verquarzungszonen zur Folge.

In der Abb. 7.7 sind die Werte der Magnetischen Totalintensität von vier Hubschraubermessgebieten des nördlichen Mühlviertels kombiniert auf 1400 m feldfortgesetzt dargestellt. Es handelt sich um die Messgebiete Ulrichsberg (MOTSCHKA et al., 2008), Rainbach (MOTSCHKA et al., 2009), Lest (dieser Bericht) und Bad Leonfelden (Bericht in Vorbereitung). Darüber sind die wichtigsten Störungen aus der geologischen Karte von Oberösterreich (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) eingetragen.

Die großen Störungszonen, die den Bau des Kristallins wesentlich prägen, sind im magnetischen Muster gut nachzuvollziehen. Einerseits liegen magnetische Anomalien direkt an und parallel zu Störungen, hier insbesondere der Pfahlstörung. Andererseits verlaufen die Grenzen größerer

magnetischer Strukturbereiche öfters parallel zu Richtungen der Störungszonen und stehen wohl genetisch mit diesen in Zusammenhang.

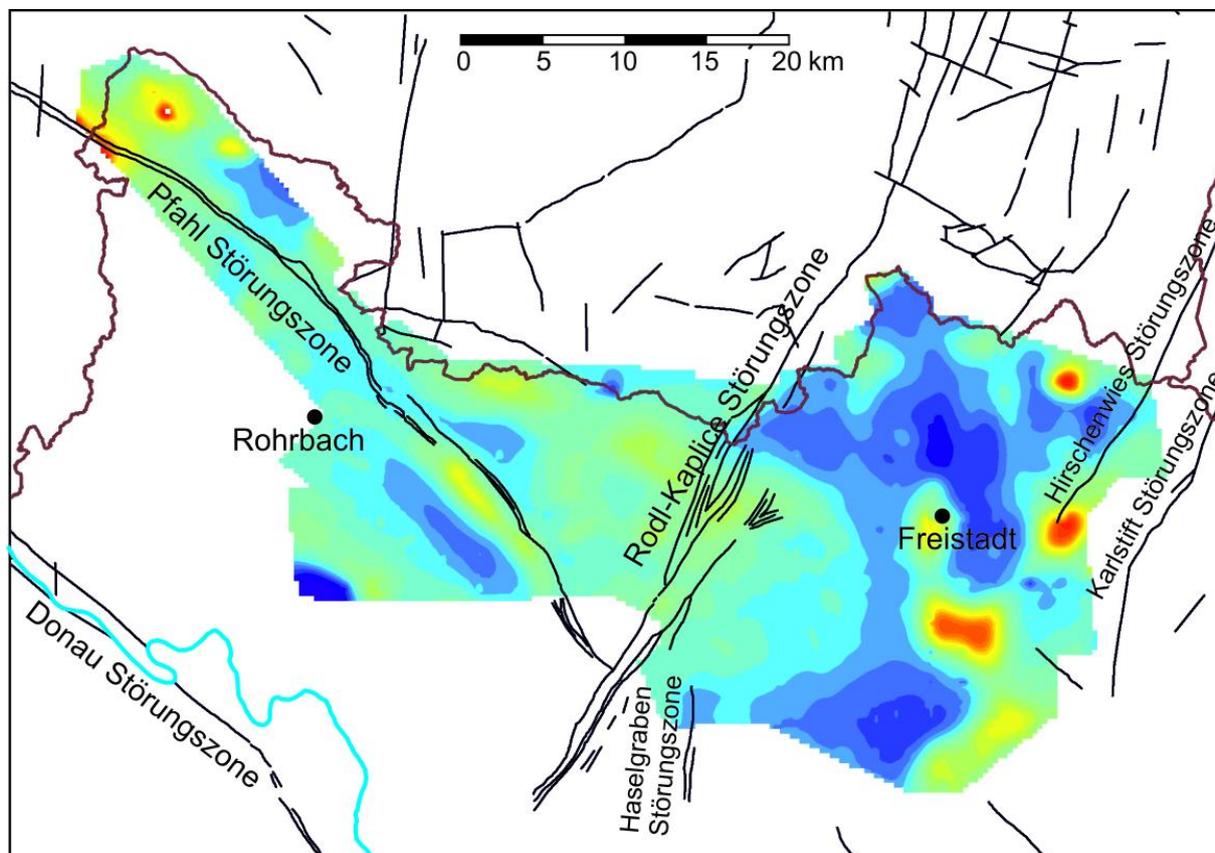


Abb. 7.7: Es sind die Werte der magnetischen Totalintensität der Messgebiete Ulrichsberg (MOTSCHKA et al., 2008), Rainbach (MOTSCHKA et al., 2009), Lest (dieser Bericht) und Bad Leonfelden (Bericht in Vorbereitung) auf 1400 m feldfortgesetzt dargestellt. Die Störungen sind gemäß der geologischen Karte von Oberösterreich (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) eingetragen.

Zwei Störungssysteme, eines in NW-SE-Richtung verlaufend, in der älteren Literatur herzynisch genannt, und eines senkrecht dazu in NE-SW-Richtung, früher erzgebirgisch oder variszisch genannt, bilden die Grundlage der geologisch-tektonischen Gliederung des Moldanubikums im Mühlviertel. Im Bereich von Linz kommt noch das N-S gerichtete Störungssystem des Haselgrabens hinzu (PESCHEL, 1982).

Es handelt sich um ein konjugiertes System von Störungszonen, die als duktil bis spröde deformierte Scherzonen ausgebildet sind. Diese werden als überwiegend spätvariszisch z. T. auch nachvariszisch reaktiviert interpretiert. Es besteht ein NW-SE streichendes dextrales System (Pfahl-Störungzone, Donau-Störungzone) und ein NE-SW streichendes sinistrales System (Rodel-Störungzone) (HEINZ, 1990; HANDLER et al., 1991; WALLBRECHER et al., 1993 & 1994; BRANDMAYR et al., 1995).

Die NW - SE verlaufende Pfahlstörung, eine herzynische Hauptlinie Mitteleuropas, reicht mit Ausläufern in die Nordwestecke des Kartenblattes und findet jenseits der Rodlstörung keine Fortsetzung. Im Nordwesten des Mühlviertels, im oberen Tal der großen Mühl, bildet die Pfahlstörung noch eine über einen Kilometer breite, vermutlich teilweise unter der Talfüllung verhüllte Zone. Die Breite und der Beanspruchungsgrad nehmen in weiterer Fortsetzung gegen Osten ab. Mit Annäherung an die Rodlstörung verschwinden die Quetscherscheinungen fast

vollständig und es verlieren sich sodann die Spuren in den grobkörnigen Gneisen. In den letzten zehn Kilometern vor dem Erreichen der Rodlstörung sind Quetscherscheinungen kaum noch feststellbar (PESCHEL, 1982).

Ein größeres Maximum ist an der NW Ecke des Hubschraubermessgebietes Ulrichsberg (NW in Abb. 7.7) in wenigen Fluglinien gerade noch angeschnitten. Dieses Maximum W Julbach liegt zum Großteil auf bayerischem Territorium. Eine von R. ARNDT (unveröffentlichtes Manuskript) an dieser sehr markanten magnetischen Anomalie durchgeführte 3-D Modellrechnung lässt auf einen größeren Störkörper in etwa 1000 bis 2500 m Tiefe unter der Geländeoberfläche schließen. Diese Anomalie tritt auch in der AMVÖ deutlich in Erscheinung (HEINZ et al., 1987; SEIBERL 1991). Die lithologische Natur des Störkörpers ist bisher unbekannt.

Es könnte sich dabei um eine Ausformung der bayrischen „Palite“ handeln. Dies ist eine Lokalbezeichnung für Gesteine, welche die NW-SE verlaufende Störungslinie des Bayerischen Pfahls über weite Strecken in einem maximal 6 km breiten Gesteinszug begleiten und aus einer Wechsellagerung von lithologisch höchst variablen syenitischen Gesteinen und Amphibolitlinsen bestehen (CHRISTINAS, 1982; CHRISTINAS et al., 1991). Sie werden als metablastische, diatektische bis palingene Mischgesteine beschrieben (TROLL, 1965). Sie sind stets mylonitisch oder blastomylonitisch überprägt. Der strukturelle Aufbau dieses Gesteinszuges wird als lokale mechanische Durchbewegung und Durchmischung von basischen (amphibolitischen) und granitischen, granodioritischen bis syenitischen Gesteinen gedeutet (CHRISTINAS, 1982; CHRISTINAS et al., 1991).

Das langgestreckte Maximum SE Rohrbach mit zugehörigem nördlichem Minimum könnte auf ähnliche Ursachen zurückzuführen sein.

Zwei kleine ( $< 2 \text{ km}^2$ ), aber doch markante Maxima liegen am NW Rand des Messgebietes Ulrichsberg (etwa 3 km E Schwarzenberg im Mühlkreis und etwa 5 km N Ulrichsberg). Eines findet sich über einer Enklave von Orthogneis innerhalb von Paragneisen, ein zweites scheint mit einem Paragneiseinschluss in Weinsberger Granit verbunden zu sein. Vorläufige Untersuchungsergebnisse an der Montanuniversität Leoben legen die Vermutung nahe, dass es sich um mit Magnetitbildung verbundene hydrothermale Umwandlungen (Greisenbildungen) handeln könnte (SCHOLGER, persönliche Mitteilung September 2012). Diese Untersuchungen sind allerdings noch nicht abgeschlossen.

Im Ostteil der Abb. 7.7 liegen magnetische und tektonische Vorzugsrichtungen oft mehr oder weniger parallel zu einander. Dieser Zusammenhang bewirkt hier eine Reihe von auffällig hakenförmigen magnetischen Strukturen, die in derselben Ausbildung auch im NE anschließenden Waldviertel (bereits außerhalb der Abb. 7.7) zu finden sind, welche auch in der AMVÖ, z. B. auf der Karte von SEIBERL (1991) sehr gut erkennbar sind.

In diesem Gebiet (östlichen Hälfte des Messgebietes Rainbach) wurden im Jahr 1992 bodengeophysikalische Untersuchungen in einer Zusammenarbeit von GBA, Geophysika Bruno und der Masaryk Univ. Brünn im Rahmen des Projekts ÜLG-28 durchgeführt. Die Ergebnisse wurden in Form eines Berichts (HEINZ, 1992) und später von GNOJEK & PŘICHYSTAL (1997) publiziert. In diesem

Rahmen wurden neben radiometrischen Messungen, flächendeckende bodengeophysikalische Messungen der magnetischen Totalintensität und der magnetischen Suszeptibilität durchgeführt.

Die Ergebnisse dieser direkt am Boden durchgeführten Messungen wurden mit den Ergebnissen der Hubschraubermagnetikmessungen der magnetischen Totalintensität (MOTSCHKA et al., 2009) verglichen. Es zeigt sich, dass die starke Anomalie bei Sandl bezüglich der magnetischen Totalintensität gut übereinstimmend erfasst wurde. Weiter W gelegene kleinere Anomalien wurden hingegen in den Suszeptibilitätsmessungen nicht erfasst. Das heißt, dass die Störkörper dort etwas tiefer liegen müssen (GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997).

Es wurde abschließend noch versucht, aus der Oberflächenmorphologie abgeleitete Lineamente mit der Magnetikkarte des Messgebietes zu vergleichen. Als Grundlage wurde das in AMapFly 5.0 zur Verfügung stehende Relief verwendet. Dieses liefert allerdings nur recht grobe Anhaltspunkte und kann ein detailliertes digitales Geländemodell nicht ersetzen. Deshalb wurden auch keine statistischen Auswertungen der Richtungen durchgeführt. Die Abb. 7.8 zeigt allerdings, dass ein Vergleich von Lineamenten mit Richtungen der Magnetik auch in diesem Messgebiet interessante Ergebnisse erwarten ließe.

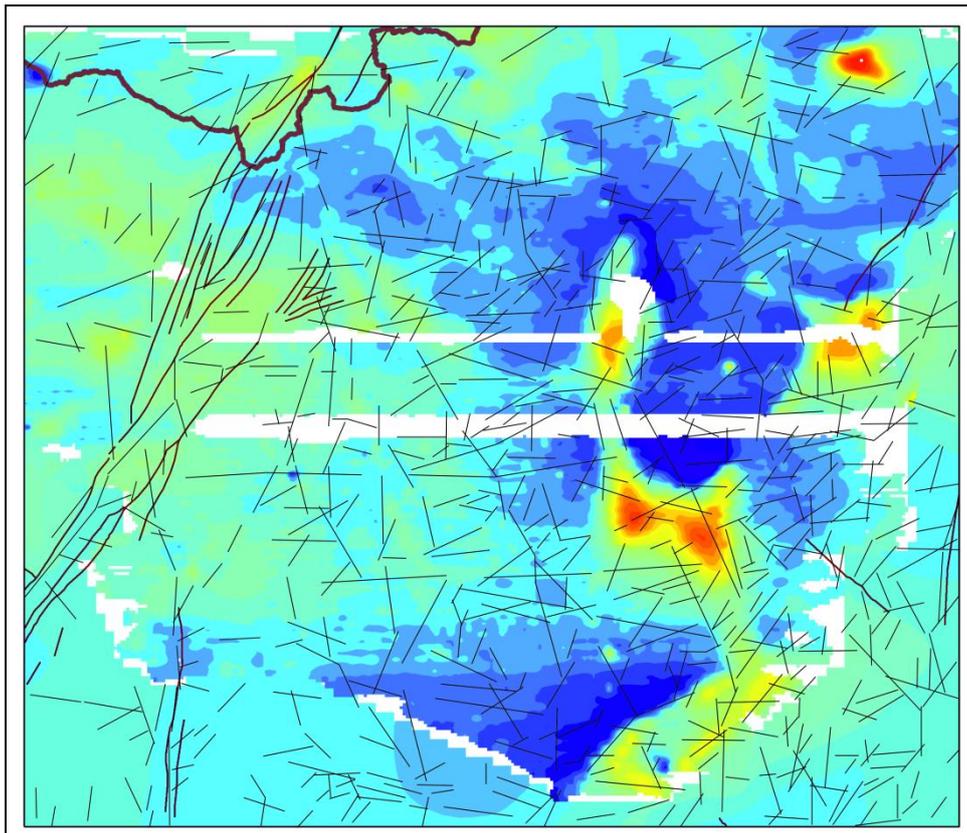


Abb. 7.8: Vergleich der Werte der Magnetischen Totalintensität der Messgebiete Lest mit aus der Morphologie der Landoberfläche abgeleiteten Lineamenten.

## 8 Elektromagnetik

### 8.1 Interpretation der AEM Daten in Detailgebieten mit dem Inversionsprogramm EM1DFM

Die Aufgabe der Inversion von drift- und höhenkorrigierten AEM-Messwerten ist die Berechnung einer geologisch sinnvollen Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund, die die Messdaten möglichst gut repräsentiert. Eine Inversion großer AEM-Messgebiete mit 2D oder 3D Widerstandsmodellen ist derzeit praktisch noch nicht durchführbar - hier bleibt die Entwicklung im Hard- und Softwarebereich abzuwarten. In der Praxis werden bei der Inversion von AEM-Daten deshalb eindimensionale homogene horizontal geschichtete Halbraummodelle verwendet, welche anschließend zu einem 3D-Modell zusammengesetzt werden.

Das Inversionsprogramm EM1DFM wird seit Herbst 2009 an der Geologischen Bundesanstalt verwendet. Entwickelt wurde die Software am Institut für Erd- und Ozeanforschung der Universität von British Columbia, wo eine eigene Abteilung ausschließlich im Bereich geophysikalischer Inversionsverfahren arbeitet (<http://www.eos.ubc.ca/ubcgif/iag/sftwrdocs/em1dfm/bg.pdf>). Das Programm berechnet für jeden Messpunkt ein dazu passendes geschichtetes Halbraummodell mit variierenden spezifischen elektrischen Widerständen der einzelnen Schichten. Die Anzahl der Schichten, sowie die Mächtigkeiten der Schichten sind für alle Messpunkte gleich.

Für das Erstellen eines 3D-Modells des elektrischen Widerstandes wird Software, die an der GBA entwickelt wurde, eingesetzt. Bei diesem 3D-Modell kann auch die Topographie berücksichtigt werden - sofern erwünscht und ein topographisches Geländemodell vorhanden ist. Die Darstellung erfolgt entweder in Schnitten parallel zur Erdoberfläche, Schnitten horizontal entlang von Höhenlinien (konstante Seehöhe) oder in beliebigen Vertikalschnitten (Profilschnitte). Alle diese Schnitte zeigen eine entsprechende räumliche Verteilung des elektrischen Widerstandes im Untergrund.

Die Eindringtiefe der Messung ergibt sich aus dem spezifischen elektrischen Widerstand des Untergrundes und der verwendeten Frequenz. In Abhängigkeit von den Rahmenbedingungen (z.B. elektrischer Widerstand des Untergrundes, Flughöhe....) liegt die Eindringtiefe für jede Frequenz in einer bestimmten Bandbreite.

### 8.2 GIS-Grundlagen

Das den Auswertungen zugrunde liegende GIS-Projekt enthält folgende Basisinformationen:

- ❖ Umgrenzung des Messgebietes
- ❖ Topographische Karte OEK50 M31 und OEK 200
- ❖ Digitales Höhenmodell (DHM SRTM 90M)
- ❖ AEM-Rasterdaten für Tiefen von 4, 10, 20, 30, 40 und 50 Metern
- ❖ AEM-Rasterdaten Fluggebiet Rainbach für Tiefen von 4, 10, 20, 30, 40 und 50 Meter

- ❖ Profilschnitte aus den AEM Daten
- ❖ Geoelektrikprofile (GBA, FA Geophysik)
- ❖ Rasterdaten Radiometrische Kartierung (Gammastrahlenspektrometrie)
- ❖ Kartengrundlagen: Digitale Geologische Karten der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 16 (Freistadt), Blatt 33 (Steyregg), sowie die Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000
- ❖ Geologische / Hydrogeologische Informationen aus Bohrungen (GBA, diverse Archive und Datenbanken)

### 8.3 AEM Auswertung

Bei der Auswertung und Interpretation geophysikalischer (insbesondere elektromagnetischer) Messdaten besteht das Hauptaugenmerk darin, dass mathematisch-physikalische Modelle mit geologischen Modellvorstellungen in Übereinstimmung zu bringen sind. Die Verifikation der aeroelektromagnetischen (AEM) Ergebnisse erfolgt in 2 Abschnitten. Es werden die Ergebnisse und die Interpretation der AEM Daten

1. für das gesamte Untersuchungsgebiet
2. für Detailgebiete

besprochen.

#### 8.3.1 AEM Auswertung/Interpretation Gesamtüberblick

Als Basis für die geologisch/lithologische Interpretation der AEM Daten und für eine exakte Zuordnung und Interpretation der elektrischen Widerstandswerte der geoelektrischen Profile zu geologisch/lithologischen Körpern wurde die Beschreibung der geologischen Verhältnisse im Kapitel 6 herangezogen. Abb. 8.1 zeigt einen Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) und gibt einen Überblick über die geologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet.

Für die Verifikation der aeroelektromagnetischen (AEM) Ergebnisse wurde die teufenspezifische Verteilung des elektrischen Widerstandes in den Tiefen von 4, 10, 20, 30, 40 und 50 Metern in parallelen Schnitten zur Erdoberfläche (Abb. 8.2, 8.3a und 8.3b) dargestellt.

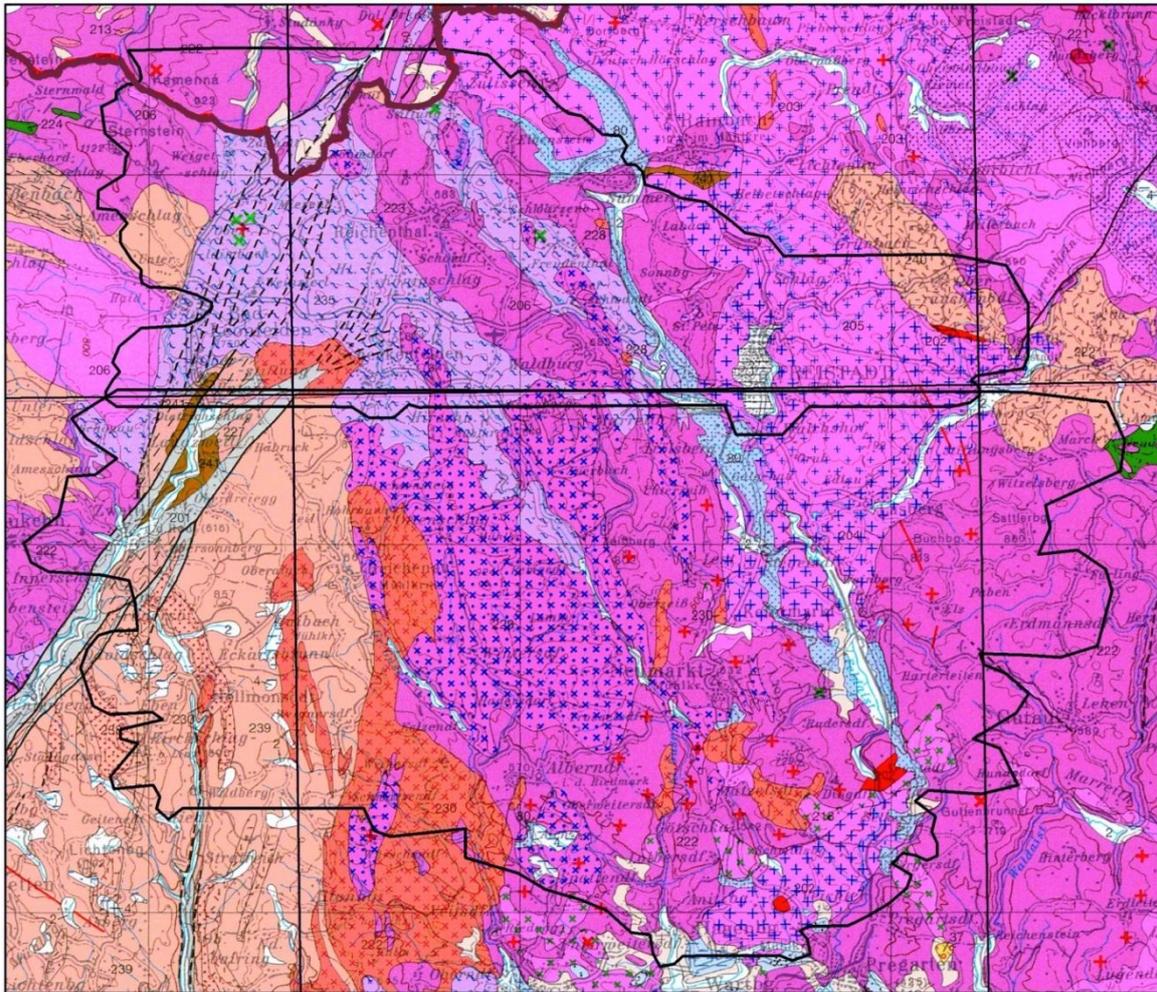
Die Darstellung der horizontalen Widerstandsverteilung in verschiedenen Tiefenlagen erfolgt mit drei unterschiedlichen Einteilungen der Widerstandsklassen (Abb. 8.2, Abb. 8.3a und Abb. 8.3b) nach den Methoden

- Logarithmische Widerstandsverteilung [lg]
- Methode Quantile [Q]
- Natural Breaks [NB]

Durch diese Differenzierung werden verschiedene Widerstandsbereiche unterschiedlich betont, sodass an Hand dieser detaillierteren Widerstandsmuster relevante Strukturen deutlicher herausgearbeitet werden können. Abb. 8.4 beschreibt die teufenspezifische Verteilung des elektrischen Widerstandes mit den dazugehörigen Histogrammen.

Im nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes kommt es an einem NW-SE verlaufenden, durchschnittlich 2 km breiten Streifen, zu einer Überschneidung der Aero-Messgebiete Rainbach (2008) und Lest (2009). In diesem Bereich wurden die Ergebnisse der AEM in einer Tiefe von 20 Meter miteinander verglichen und auf ihre Plausibilität geprüft (Abb. 8.5). Dazu sind Daten aus dem Projekt ÜLG35/2008 „*Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- rohstoffrelevanten Projekten*“ (SUPPER et al., 2009) eingeflossen.

In der Abbildung 8.7 wird der Versuch unternommen durch den Vergleich der elektrischen Widerstandsverteilung bis zwei Meter Tiefe mit den radiometrischen Parametern von Kalium [%] und Thorium [ppm eTh] zusätzlich einen Mehrwert an geologisch-lithologischer Information zu gewinnen.



**HOLOZÄN**

- 1 Anthropogene Ablagerungen
- 2 Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt
- 3 Schotter der höheren Austufe und Äquivalente, oft mit Schluffüberlagerung

**SPÄTGLAZIAL BIS HOLOZÄN**

- Moor, Anmoor

**OBERSTES NEOGEN BIS ALTPLEISTOZÄN**

- 37 Schotter

**VORLANDMOLASSE (AUTOCHTHON UND ALLOCHTHON)**

- 77 Linzer Sand, Melker Sand, Sandstein von Wallsee u. Perg
- 76 Älterer Schlier, Kiscellium - Egerium
- 80 Sedimente von Freistadt - Kefermarkt, limnisch-fluviatil; Oligozän

**MOLDANUBIKUM (KRISTALLIN DER BÖHMISCHEN MASSE)**

- 201 Mylonit und Kataklasit in Störungszonen

**MOLDANUBISCHE GANGGESTEINE**

- Lamprophyr, Dioritporphyrit
- Aplit, Pegmatit
- Granitporphyr, Granitgänge

**SÜDBÖHMISCHER BATHOLITH**

- 204, 205 Freistädter Granodiorit - Randfazies / Freistädter Granodiorit - Kernfazies
- 206 Mauthausener Granit, Feinkorngranite i.Allg.
- 218 Migmagranit
- 219 Karlstifter Granit
- 220 Engerwitzdorfer Granit
- 222, 243 Weinsberger Granit / Weinsberger Granit - Randbereich
- 224 Diorit, Gabbro

**BAVARIKUM**

- 226, 227 Mylonitische Gesteine entlang von Störungszonen entsprechend ihrer Streichrichtung
- 230 Altenberger Granit
- 235 Schlierengranit
- 237 Cordieritreicher Migmatit - Typ Wernstein
- 238 Diatektischer Paragneis („homogenisierter Perlgneis“)
- 239 Metablastischer bis metatektischer Paragneis („Perlgneis“)
- 240 Übergangszone von Paragneis zu anatektischem Paragneis
- 241 Paragneis („Schiefergneis“)

Abb.8.1: Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

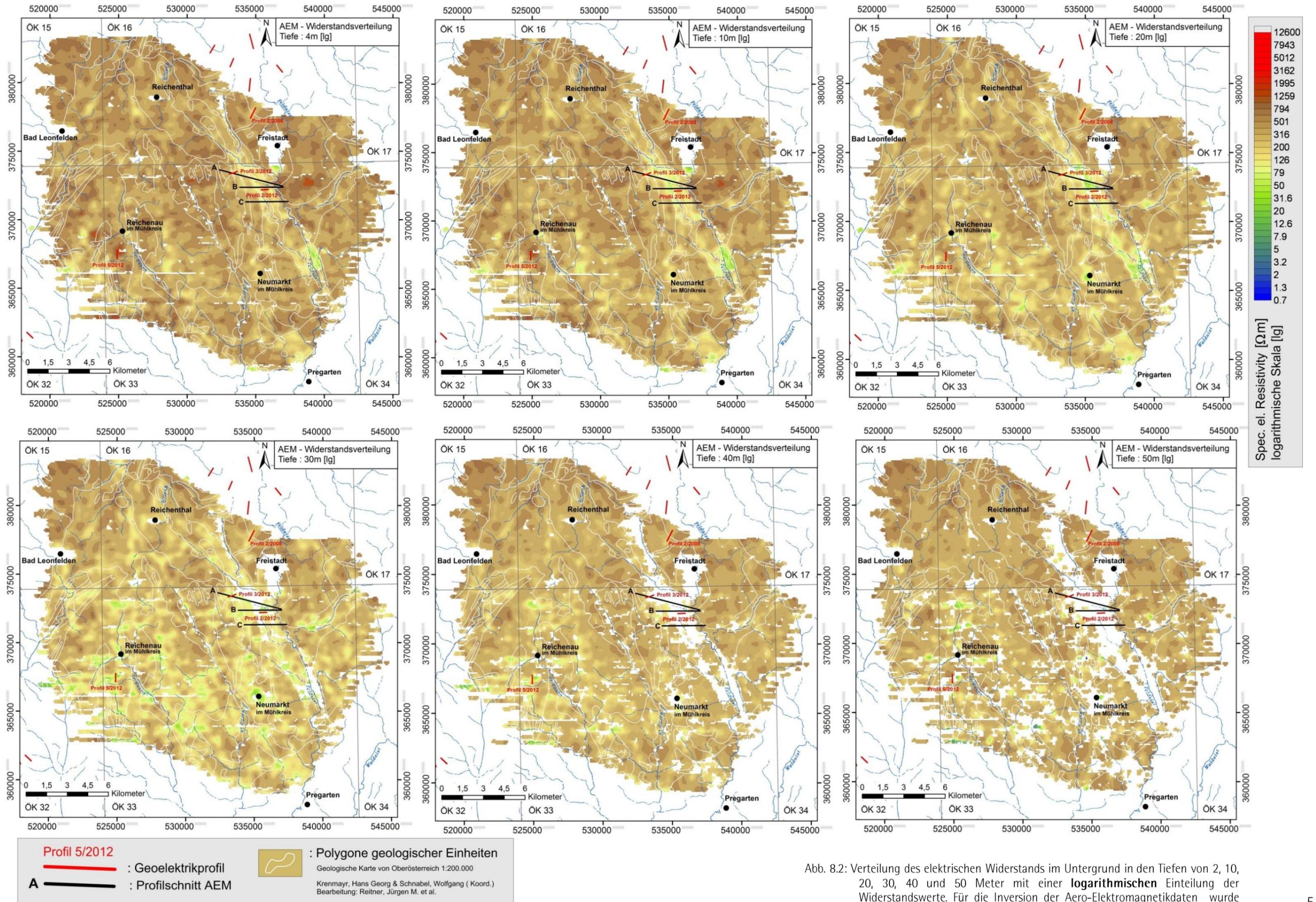


Abb. 8.2: Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund in den Tiefen von 2, 10, 20, 30, 40 und 50 Meter mit einer **logarithmischen** Einteilung der Widerstandswerte. Für die Inversion der Aero-Elektromagnetikdaten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

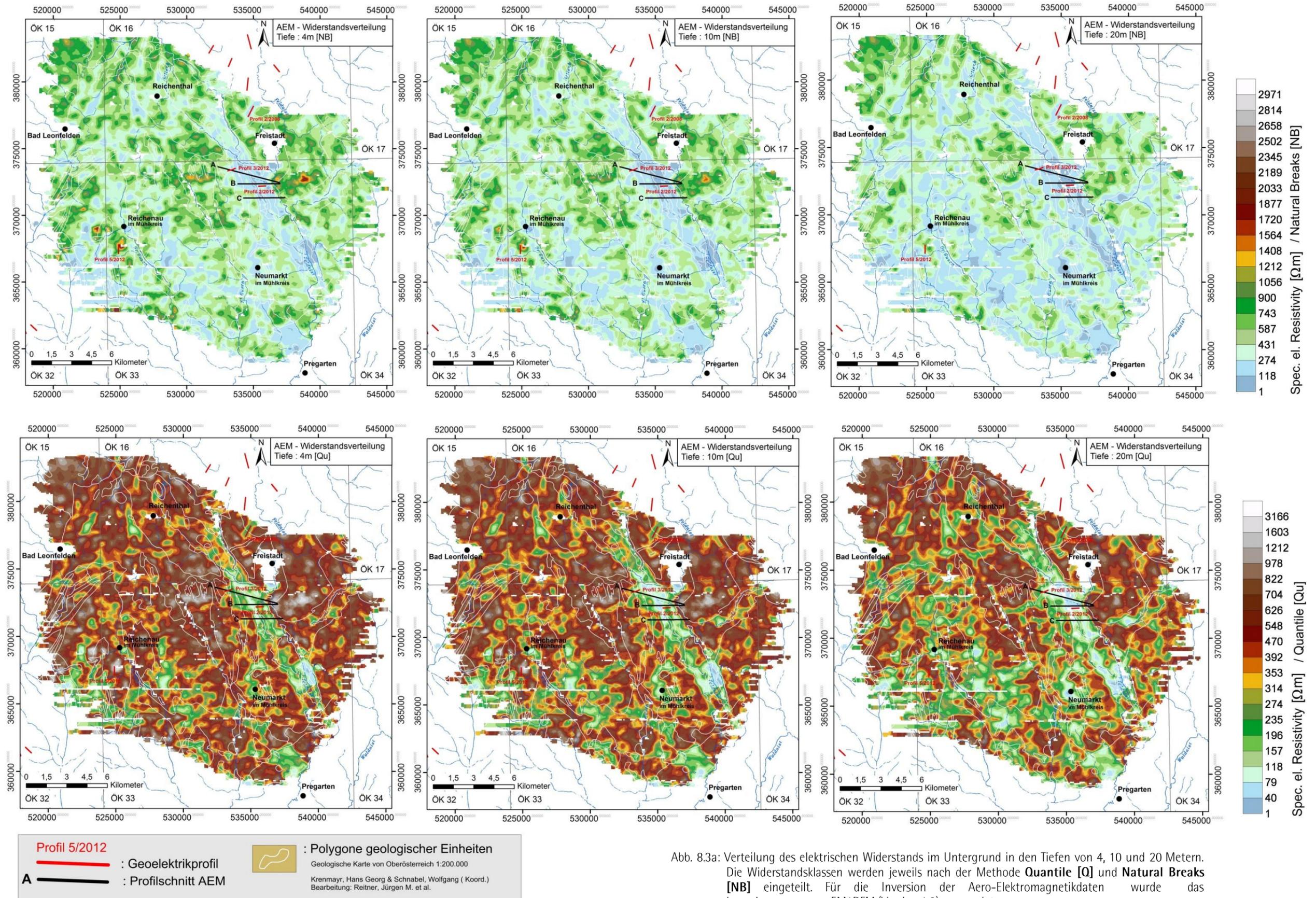


Abb. 8.3a: Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund in den Tiefen von 4, 10 und 20 Metern. Die Widerstandsklassen werden jeweils nach der Methode **Quantile [Q]** und **Natural Breaks [NB]** eingeteilt. Für die Inversion der Aero-Elektromagnetikdaten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

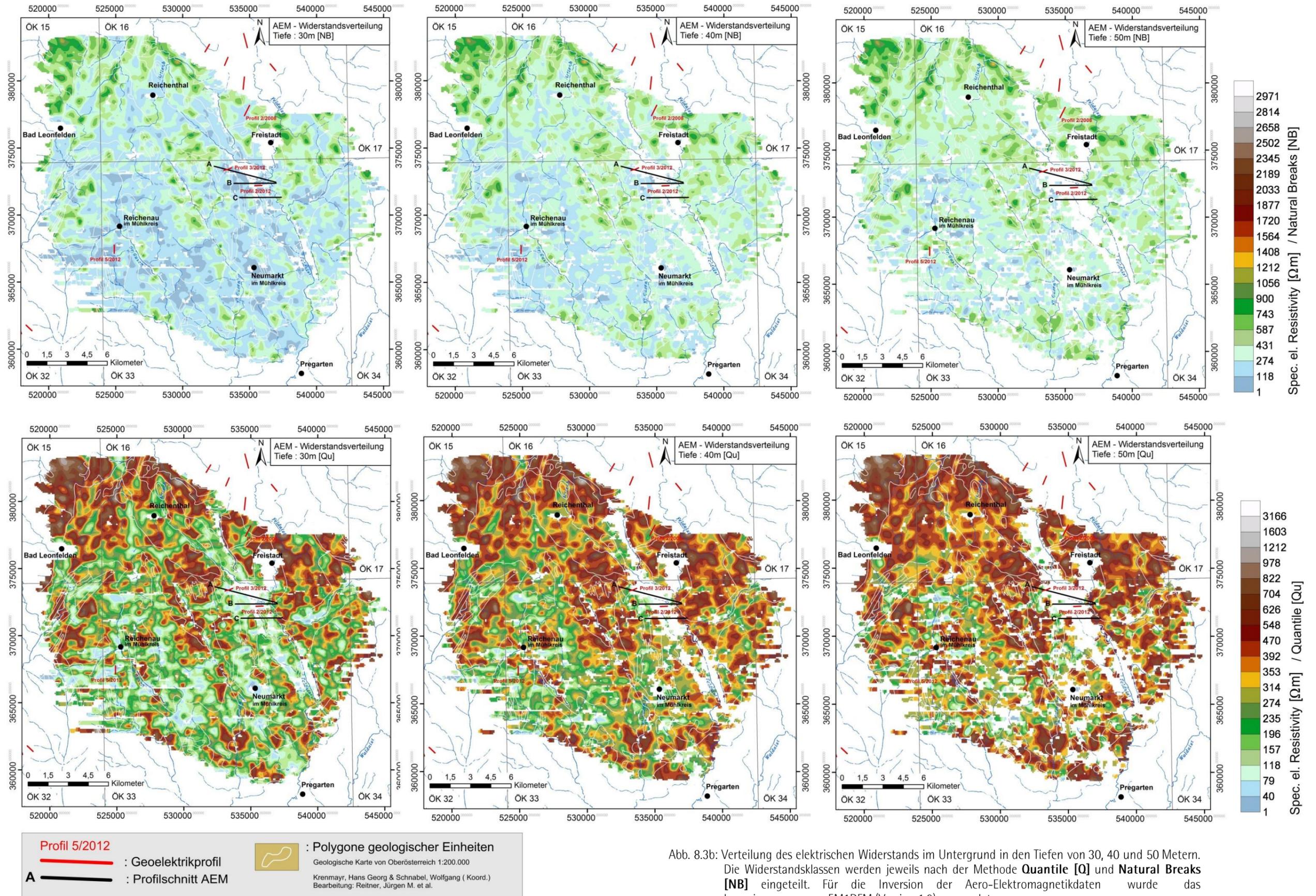


Abb. 8.3b: Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund in den Tiefen von 30, 40 und 50 Metern. Die Widerstandsklassen werden jeweils nach der Methode **Quantile [Q]** und **Natural Breaks [NB]** eingeteilt. Für die Inversion der Aero-Elektromagnetikdaten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

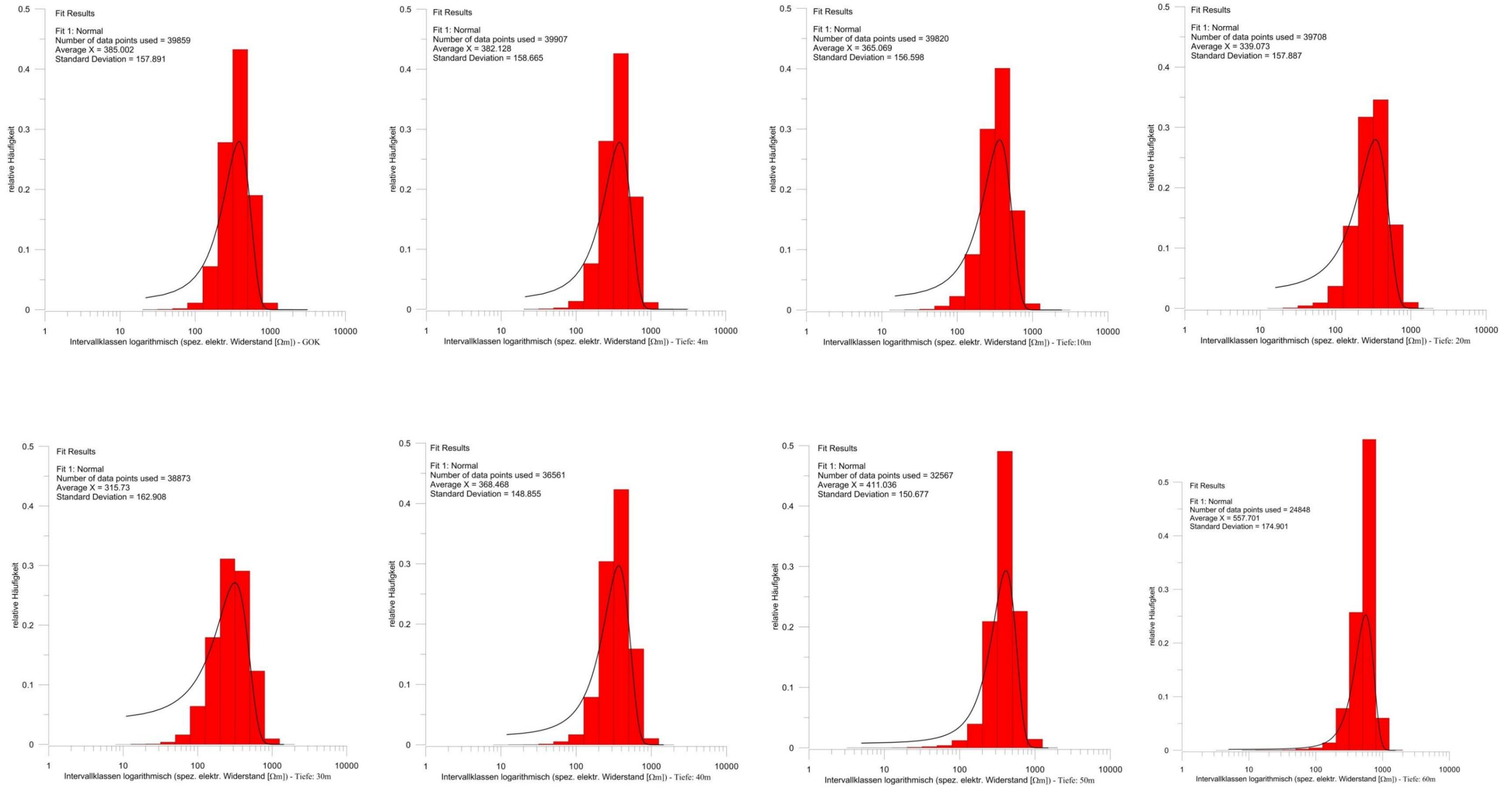


Abb. 8.4: Histogramme der AEM Widerstandsverteilung nach logarithmischen Intervallklassen in den Tiefen von 4, 10, 20, 30, 40 und 50 Metern.

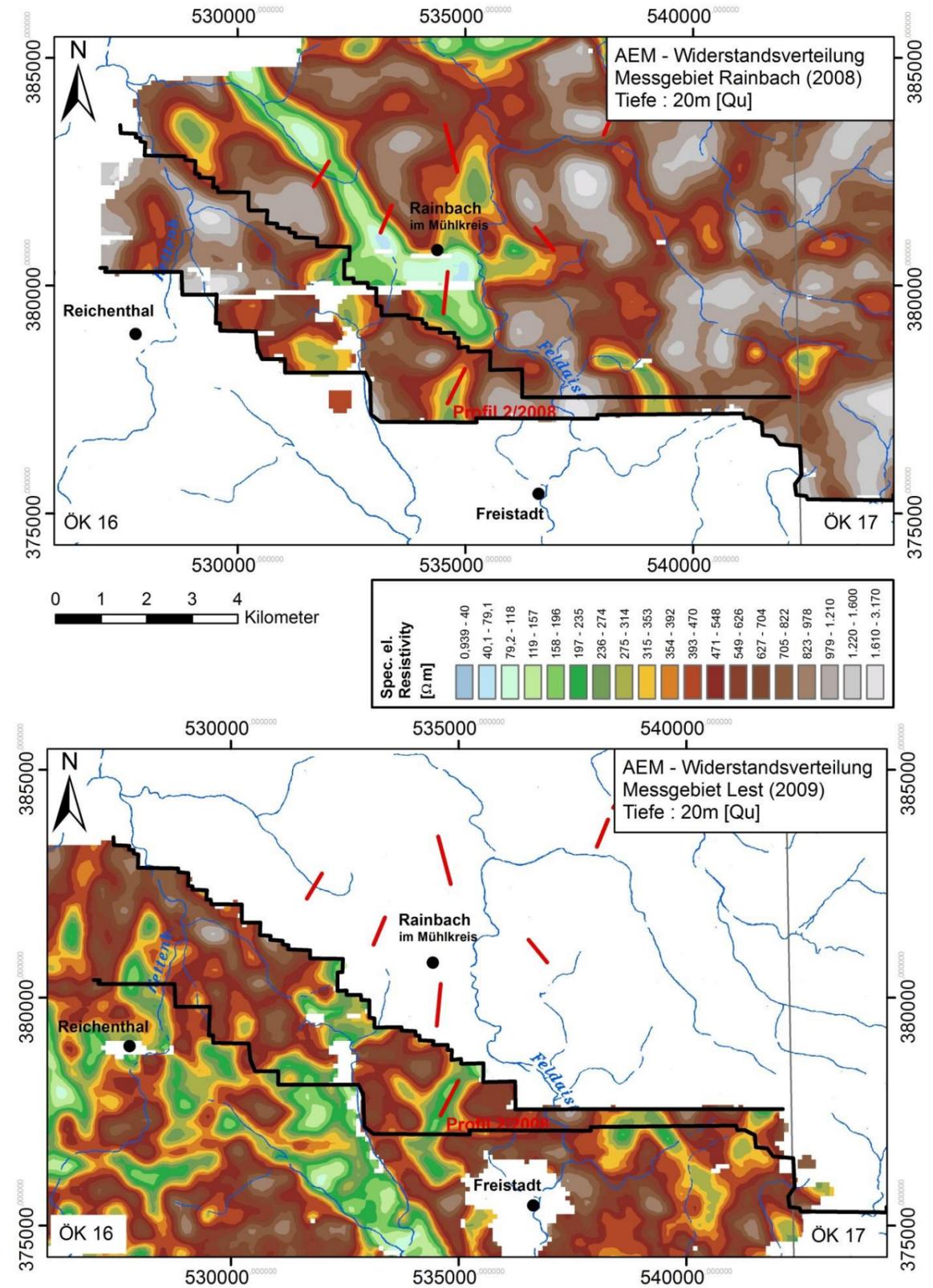
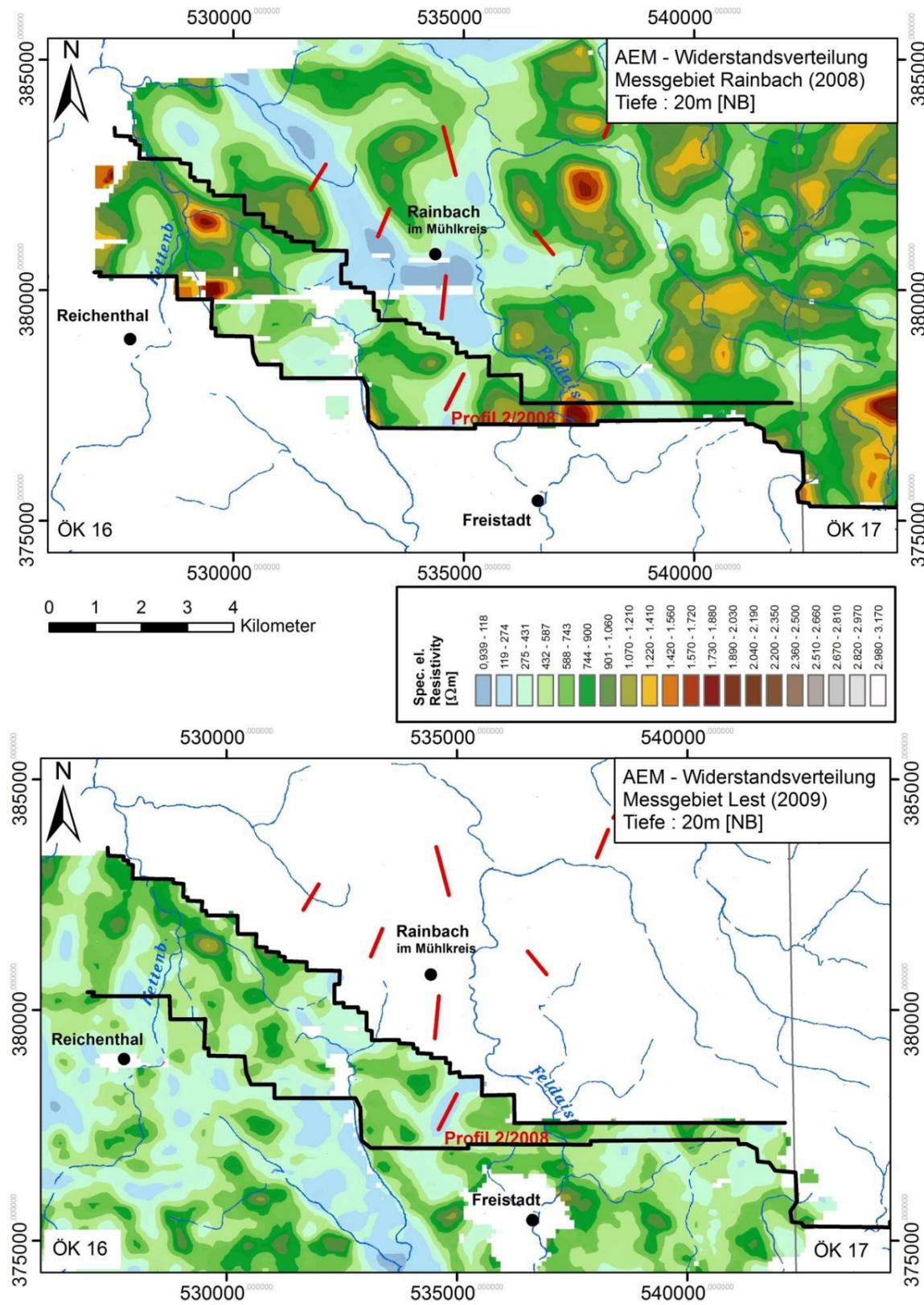


Abb. 8.5: Vergleich der Widerstandsverteilung aus den AEM Messgebieten Rainbach (2008) mit Lest (2009) im Überschneidungsbereich zwischen Rainbach im Mühlkreis und Freistadt. Der Überschneidungsbereich liegt zwischen den beiden schwarzen Begrenzungslinien. Die Widerstandsklassen sind nach der Methode **Quantile [Q]** und **Natural Breaks [NB]** eingeteilt.

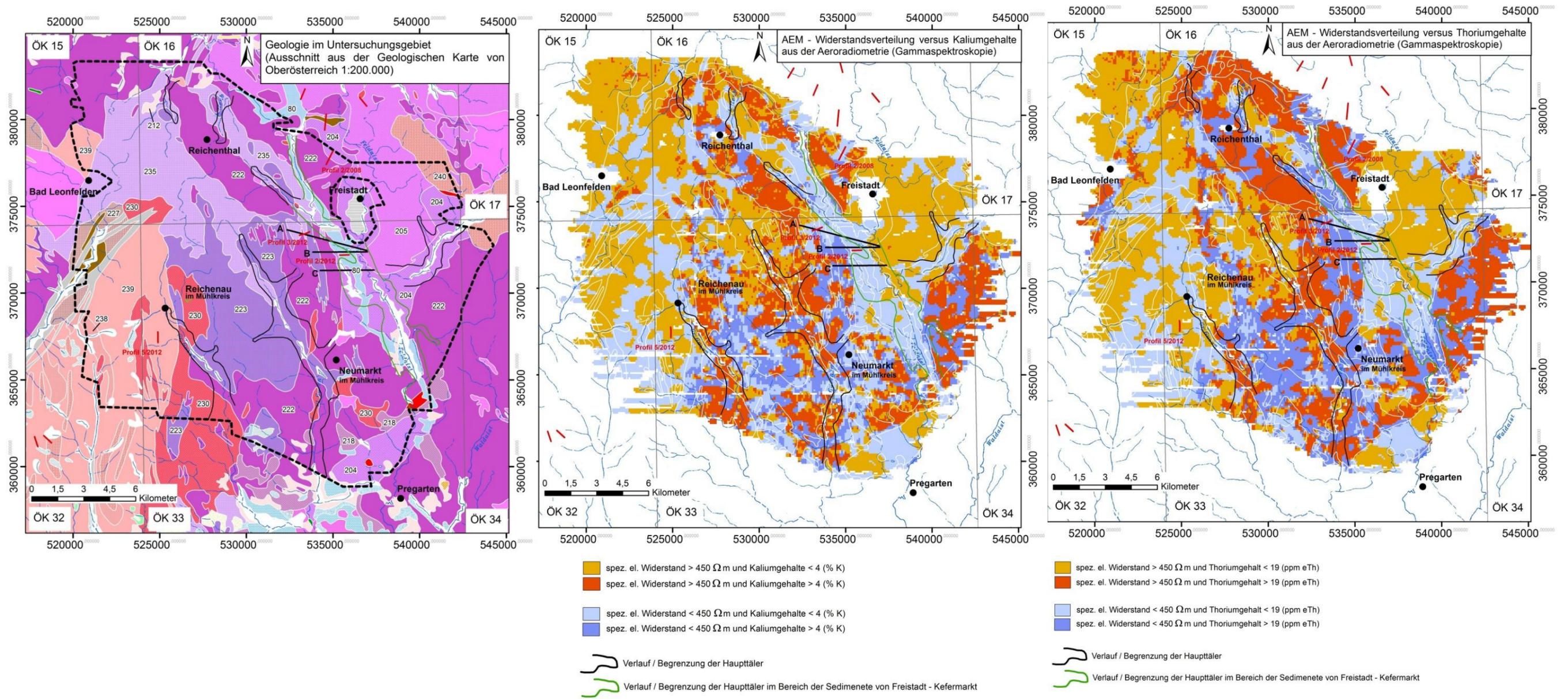
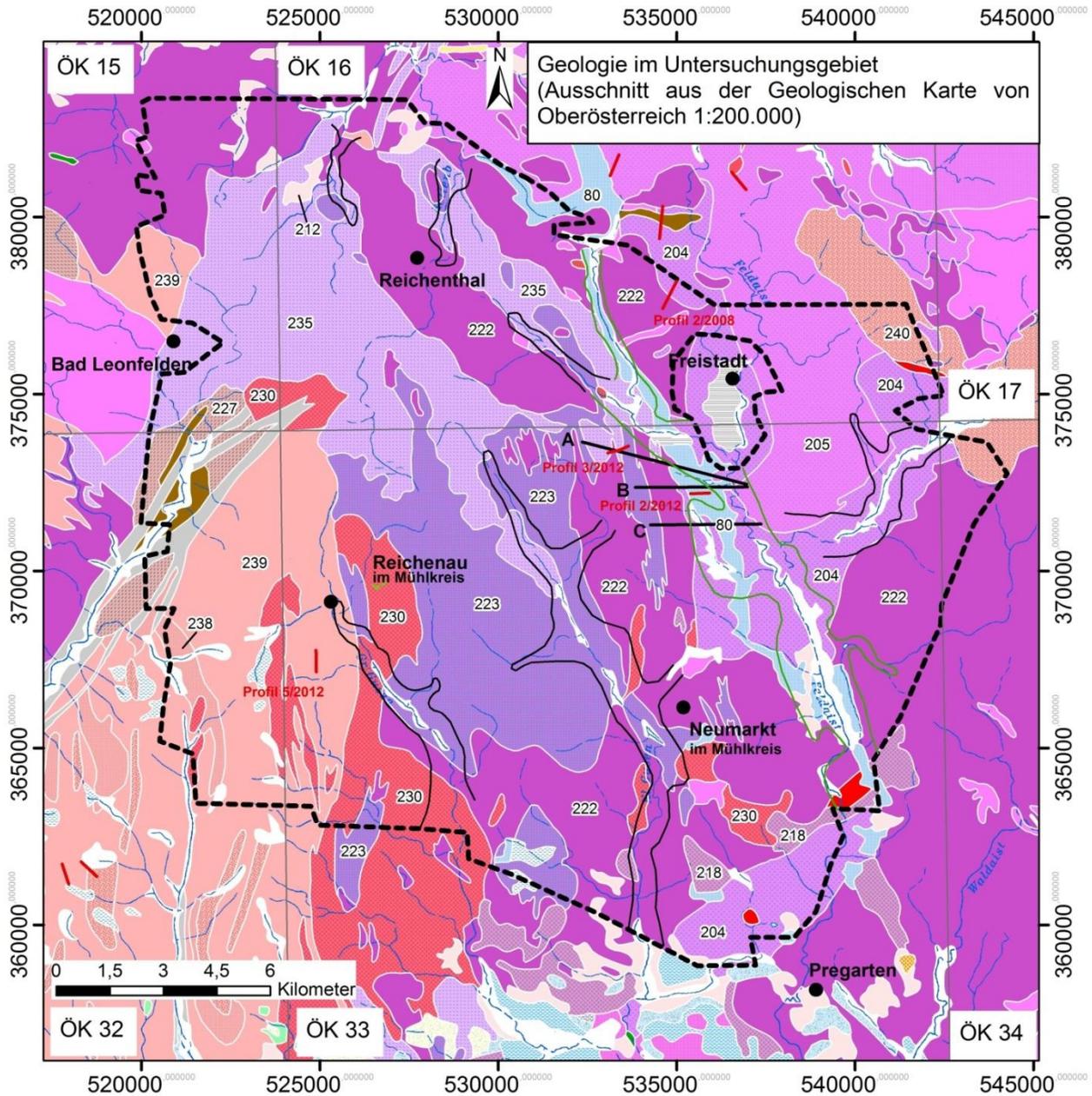


Abb.8.7: Korrelation zwischen der elektrischen Widerstandsverteilung bis zwei Meter Tiefe und den radiometrischen Parametern von Kalium [%] und Thorium [ppm eTh].



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

**QUARTÄR**

- 2 - Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt
- 12 - Verwitterungslehm, Lehm überwiegend umgelagert; Würm und älter

**VORLANDMOLASSE (AUTOCHTHON UND ALLOCHTON)**

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

**MOLDANUBIKUM (KRISTALLIN DER BÖHMISCHEN MASSE)**

- 201 - Mylonit und Kataklastit in Störungszonen
- 202 - Aplit, Pegmatit

**SÜDBÖHMISCHER BATHOLITH**

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

**BAVARIKUM**

- 227 - Mylonitische Gesteine entlang von Störungszonen
- 228 - St. Sixter und Kopfinger Granit
- 230 - Altenberger Granit
- 235 - Schlierengranit
- 238 - Diatektischer Paragneis („homogenisierter Perlgneis“)
- 239 - Metablastischer bis metatektischer Paragneis („Perlgneis“)
- 240 - Übergangszone von Paragneis zu anatektischem Paragneis
- 241 - Paragneis („Schiefergneis“)

Abb.8.6: Gis (ArcMap) basierter Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

Bei der Inversion der AEM-Daten wurden eindimensionale homogene, horizontal geschichtete Halbraummodelle verwendet, welche anschließend zu einem 3D-Modell zusammengesetzt wurden. In den Abbildungen 8.2, 8.3a und 8.3b ist die Widerstandsverteilung des Untergrundes parallel zur Erdoberfläche in den Tiefen von 4, 10, 20, 30, 40 und 50 Metern dargestellt. Systembedingt ist die Eindringtiefe (Skintiefe) des AEM-Messverfahrens abhängig vom elektr. Widerstand des Untergrundes und der verwendeten Messfrequenz, sodass bei geologischen Einheiten mit geringem elektrischem Widerstand auch die Eindringtiefe verringert ist. Geologische Körper mit einem höheren elektrischen Widerstand ermöglichen größere Eindringtiefen. Dies führt dazu, dass vor allem im Kefermarkter-Freistädter Tertiärbecken die Messwertdichte in der Tiefe deutlich abnimmt.

Betrachtet man die Widerstandsverteilung in der Auswertung mit der logarithmischen Einteilung der Widerstandsklassen (Abb. 8.2) so heben sich die fein- bis gröberklastischen Sedimente des Kefermarkter-Freistädter Tertiärbeckens als niederohmiger ( $< 50$  Ohmm) Anomaliebereich entlang des bevorzugten NNW-SSE Störungssystems deutlich von der höherohmigen Widerstandsstruktur der kristallinen Umgebung ab. Die Mächtigkeit beträgt zumindest 30 Meter. Systembedingt nimmt die Messwertdichte ab 30 Meter ab, Aussagen für größere Tiefen sind daher nicht möglich.

Generell liegt der elektrische Widerstand in einer Bandbreite von 200 bis 600, selten bis 1000 Ohmm. Eine Differenzierung zwischen den einzelnen Granittypen und Gneisen ist anhand dieser AEM-Auswertung nicht möglich.

Wesentlich detaillierter zeigt sich die Widerstandsverteilung in der Darstellung mit den Widerstandsklassen Quantile und Natural Breaks (Abb. 8.3a und 8.3b). Abgesehen von der niederohmigen Anomalie des Kefermarkter-Freistädter Tertiärbeckens ist hier eine Vielzahl von kleinräumigen, niederohmigen (100 bis 200 Ohmm) Anomaliebereichen vorhanden. Diese scheinen oberflächennah (Abb. 8.3a, bis 20 Meter Tiefe) eher dem bevorzugtem NNW-SSE Störungssystem zu folgen. In einer Tiefe von 30 m nimmt dann eine flächige Verbreitung dieser niederohmigen Entwicklung, vor allem im SW Teil des Untersuchungsgebietes, zu (Abb. 8.3b). Bis zur Endteufe von 50 Meter kehrt sich dieser Trend um und es herrscht wieder eine höherohmige Widerstandsverteilung vor. Diesen Trend bilden auch die Histogramme in der Abb. 8.4 ab.

Diese Widerstandscharakteristik wird damit erklärt, dass die unterschiedlichen Granite, Granodiorite und Paragneise durchwegs angewittert bis verwittert und entlang von Klüften oder Störungszonen bis in größere Tiefen (maximal 10er Meter Bereich) z.T. vollkommen grusig zersetzt sein können. Die Verwitterungszonen können unterschiedlich mächtig sein, durchschnittlich sind einige Meter zu erwarten. Daher ist davon auszugehen, dass diese niederohmigen (100 bis 200 Ohmm) Sequenzen auf unterschiedlich stark verwittertes Kristallin hinweisen. Da mit zunehmender Tiefe die Verwitterung abnimmt führt dies wiederum zu einer Zunahme des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe. Eine Differenzierung zwischen den einzelnen Granittypen und Gneisen konnte nicht beobachtet werden.

Im nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Abb. 8.5) 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

Geoelektrikprofil 2/2008 (Abb. 8.13) weist für diesen niederohmigen Bereich aus der AEM ebenfalls einen 20 Meter mächtigen, niederohmigen Widerstandskörper im Hangenden aus. In einer Bohrkernaufnahme wird dieser hangende, 20 Meter mächtige Widerstandskörper als Schluff/Ton/Feinsand beschrieben, der ab 20 Meter Tiefe vom Kristallin unterlagert wird. Somit ist diese kleinräumige, niederohmige Widerstandsstruktur, im Sinne der zuvor angeführten Diskussion, bestätigt.

Der Vergleich der elektrischen Widerstandsverteilung bis zwei Meter Tiefe mit den radiometrischen Parametern von Kalium [%] und Thorium [ppm eTh] zeigt, dass die unterschiedlichen Granite gut durch die radiometrische Kartierung zu charakterisieren sind (Abb.8.7). Eine Korrelation mit der Charakteristik der Widerstandsverteilung liegt nur in wenigen Bereichen vor und beschränkt sich im Wesentlichen auf den Freistädter Granodiorit – Kernbereich, östlich von Freistadt. Hier stimmen generell höherohmige Widerstandswerte, mit einem höheren Gehalt von Kalium [K] und Thorium [ppm eTh] überein. Eine durchgehende Korrelation weisen auch die fein- bis gröberklastischen Sedimente des Kefermarkter-Freistädter Tertiärbeckens auf. Hier stimmen generell niederohmige Widerstandswerte mit einem geringen Kaliumgehalt überein. Ein maßgebenden Einfluss auf diese „nicht“ Korrelation ist in der unterschiedlichen Verwitterungscharakteristik der Granite zu suchen.

### 8.3.2 AEM Detailgebiete

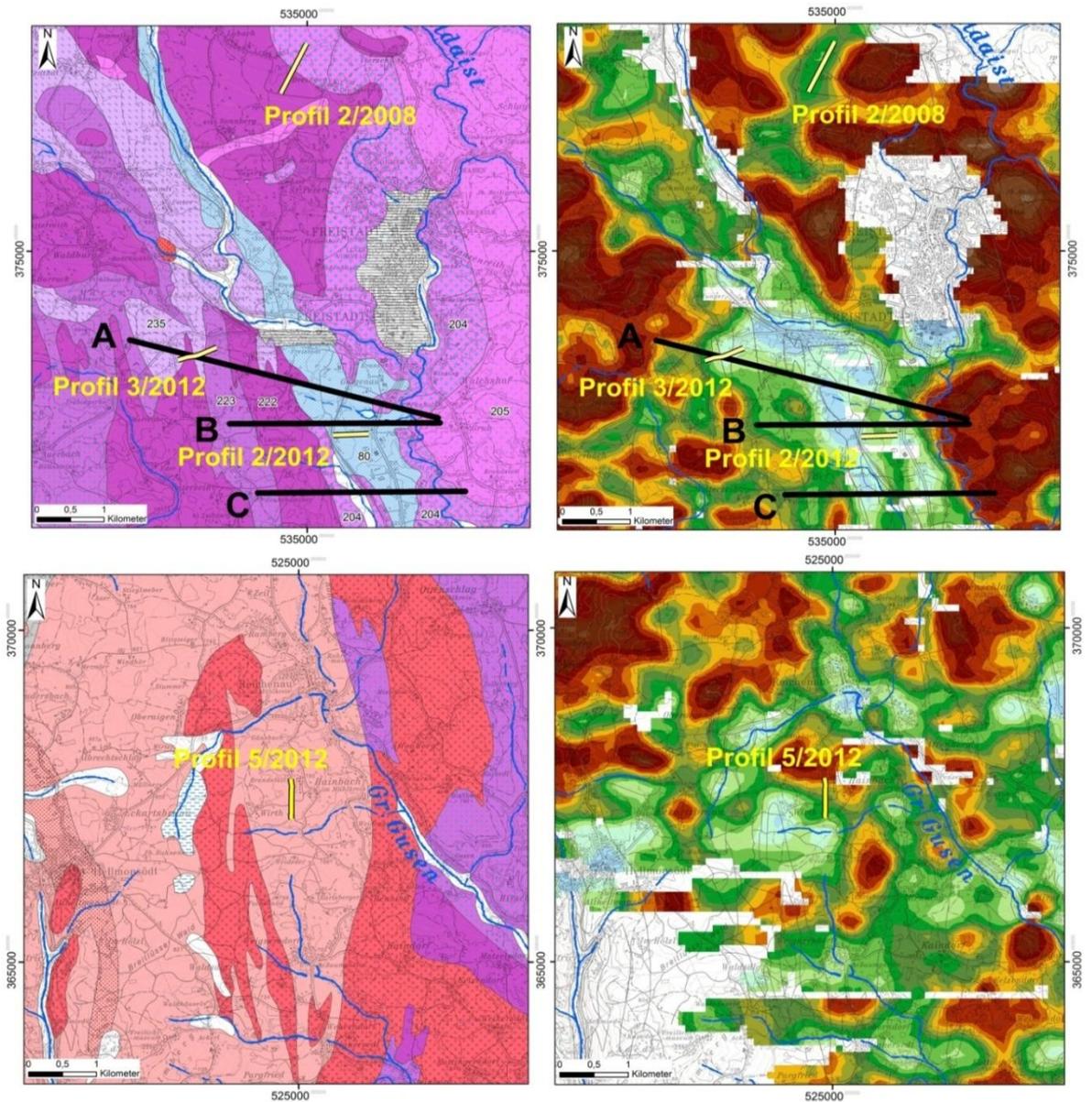
Die Detailverifikation wurde anhand von 3 Gebieten vorgenommen. In diesen Gebieten wurden, basierend auf der AEM-Auswertung, bodengeoelektrische Messkampagnen (Abb. 8.8, Abb. 8.9) im Bereich von Widerstandsanomalien durchgeführt und für die Detailverifikation verwendet.

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. Für die geologische Interpretation wurden sie der geologischen Aufnahme ÖK 33 Steyregg (BRÜGGEMANN et al., 2002), gegenübergestellt (Abb. 8.10, 8.11, 8.12). 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. 8.8):

- 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.



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

**VORLANDMOLASSE (AUTOCHTHON UND ALLOCHTON)**

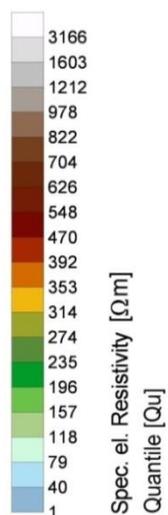
- 80 - Sedimente von Freistadt - Kefermarkt, limnisch-fluviatil; Oligozän

**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 [ $\Omega$ m]  
Quantile [Qu]

**Profil 2/2012**

- : Geoelektrikprofil
- : Profilschnitt AEM

Abb. 8.8: Lage der Detailgebiete. Dargestellt sind die geologischen Verhältnisse (Geologische Karte von Oberösterreich 1: 200.00 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006), der elektrischen Widerstand aus der AEM in 20 Meter Tiefe (parallel zur Erdoberfläche) und die Lage der Geoelektrikprofile (2/2008, 2/2012, 3/2012 und 5/2012) und Profilschnitte (A, B, C) aus der AEM.

## Geoelektrik

Für die Verifikation der aeroelektromagnetischen (AEM) Ergebnisse wurden im Bereich ausgewählter Widerstandsanomalien geoelektrische Messungen durchgeführt.

Die Abbildung 8.9 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]	Konfiguration	Bemerkung
Profil 2 / 2008	870	5	gradient	NE-SW
Profil 2 / 2012	525	7	gradient	W-E
Profil 3 / 2012	590	8	gradient	W-E
Profil 5 / 2012	590	8	gradient	N-S

Tab. 8.1: Spezifikation der DC-Profile, Messgebiet Freistadt, Dreißgen und Haibach im Mühlkreis.

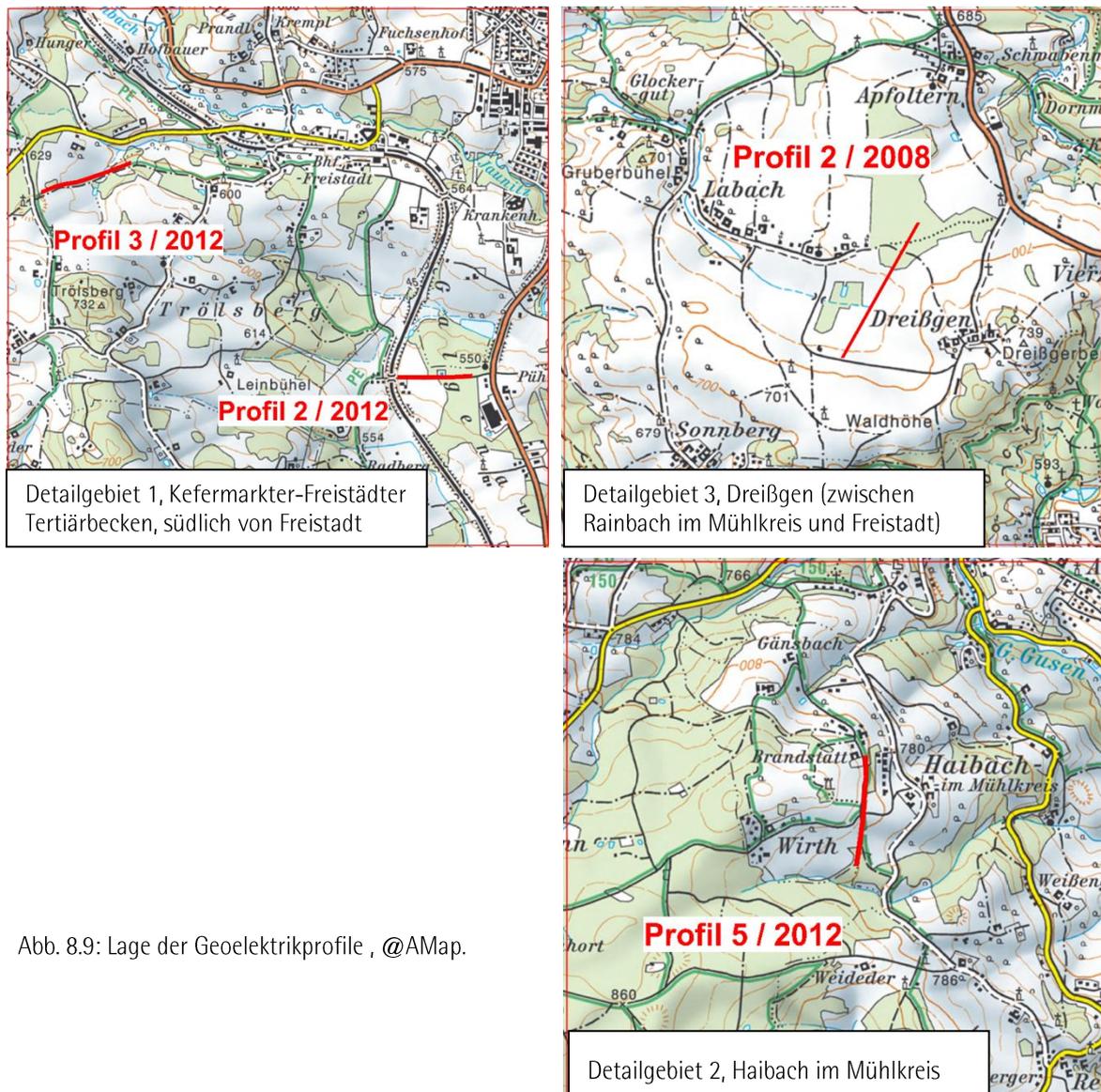


Abb. 8.9: Lage der Geoelektrikprofile , @AMap.

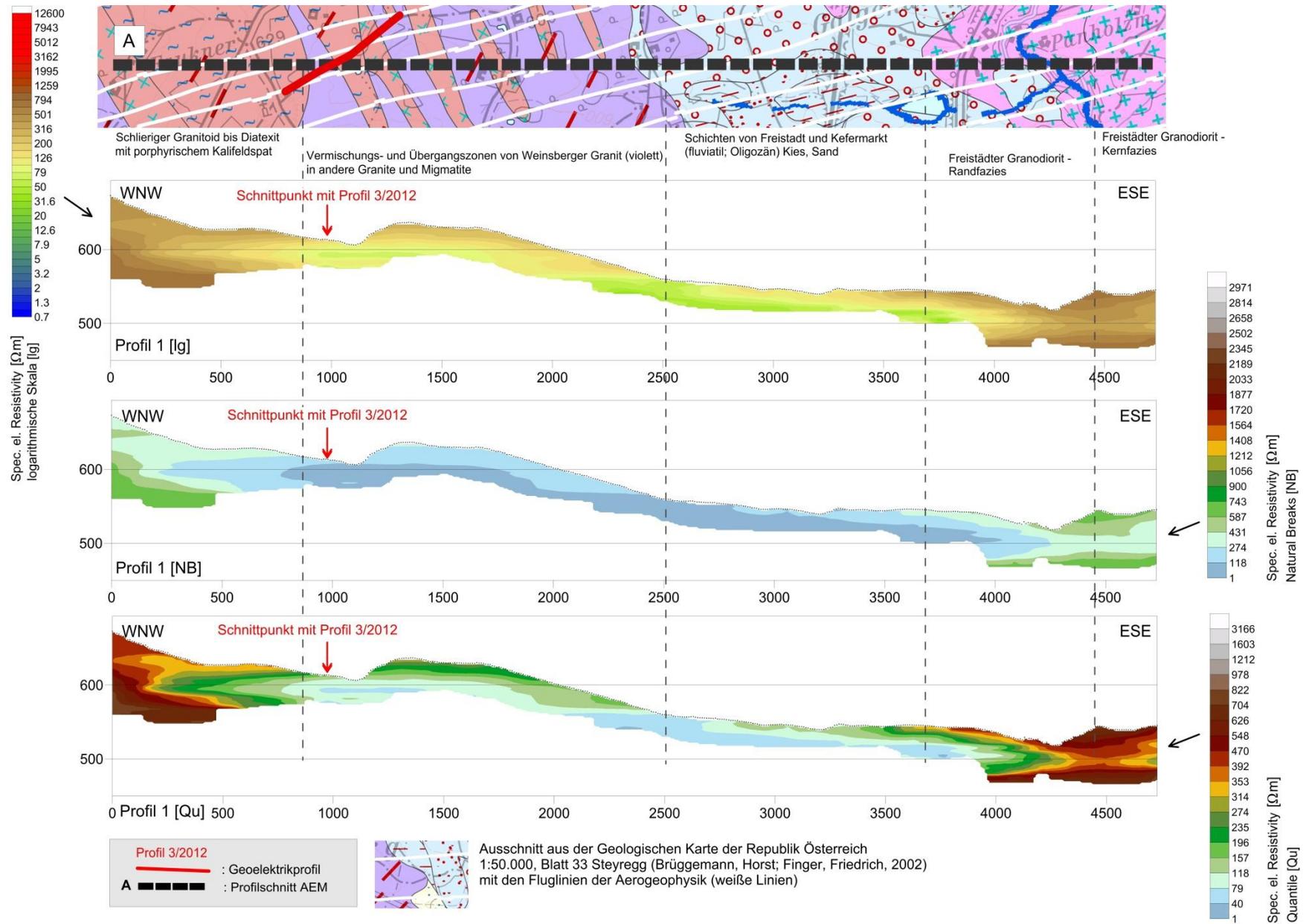


Abb. 8.10: Profilschnitt A: Gegenüberstellung und Interpretation von Geologie [ÖK 33 Steyregg (BRÜGGEMANN et al., 2002)] und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt) dargestellt mit drei unterschiedlichen Widerstandsklassen.

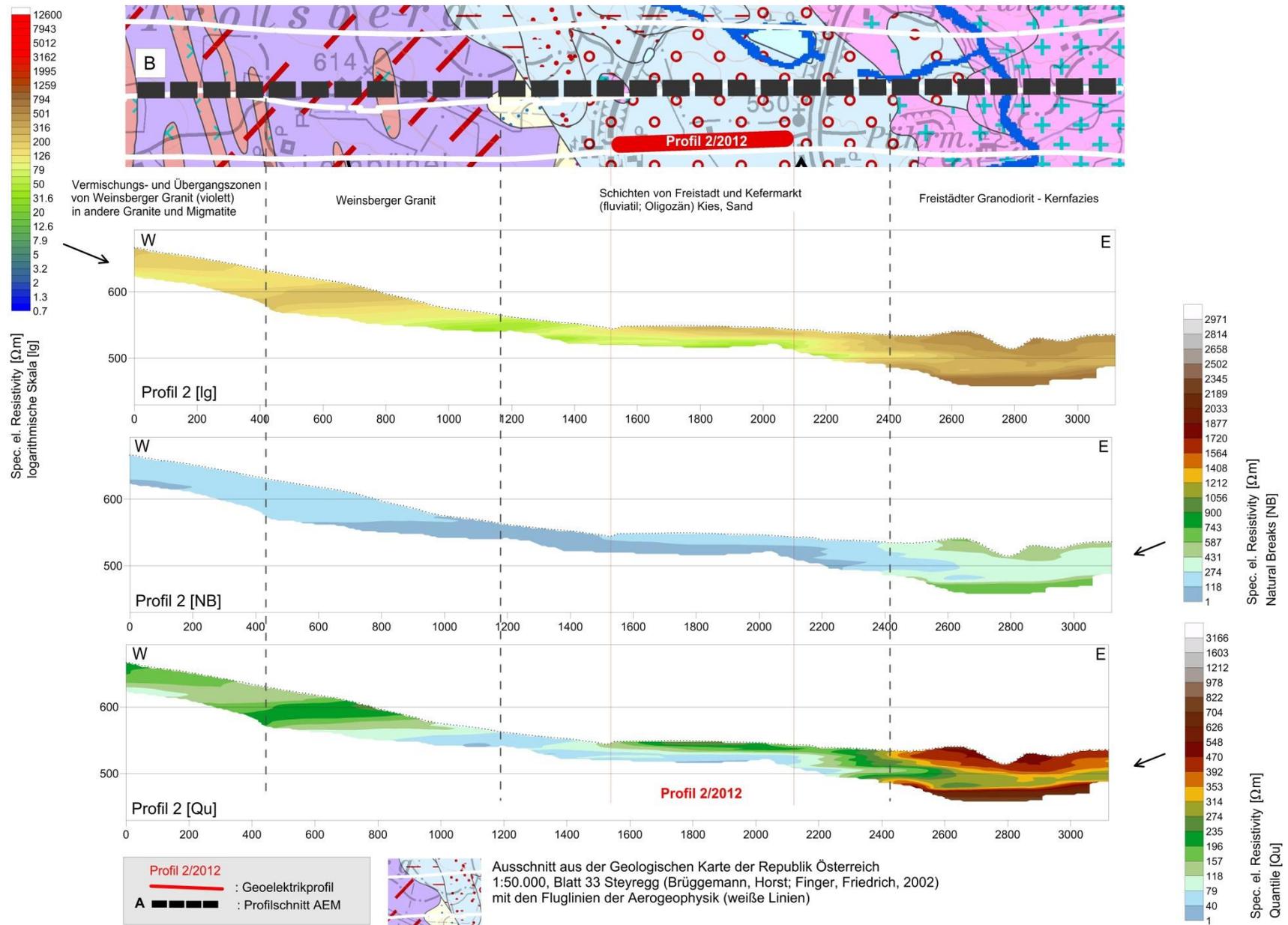


Abb. 8.11: Profilschnitt B: Gegenüberstellung und Interpretation von Geologie [ÖK 33 Steyregg (BRÜGGEMANN et al., 2002)] und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt) dargestellt mit drei unterschiedlichen Widerstandsklassen.

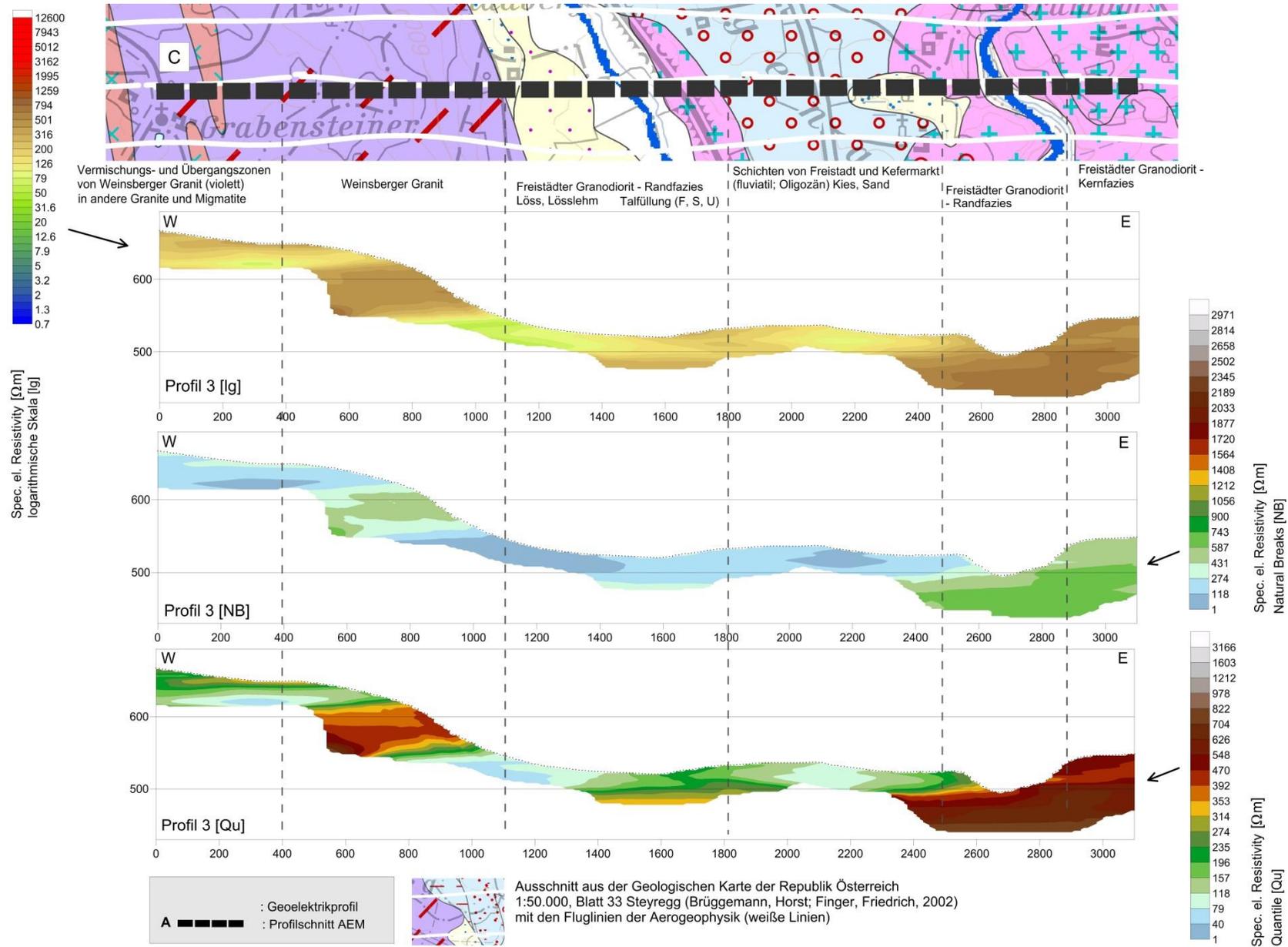


Abb. 8.12: Profilschnitt C: Gegenüberstellung und Interpretation von Geologie [ÖK 33 Steyregg (BRÜGGEMANN et al., 2002)] und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt) dargestellt mit drei unterschiedlichen Widerstandsklassen.

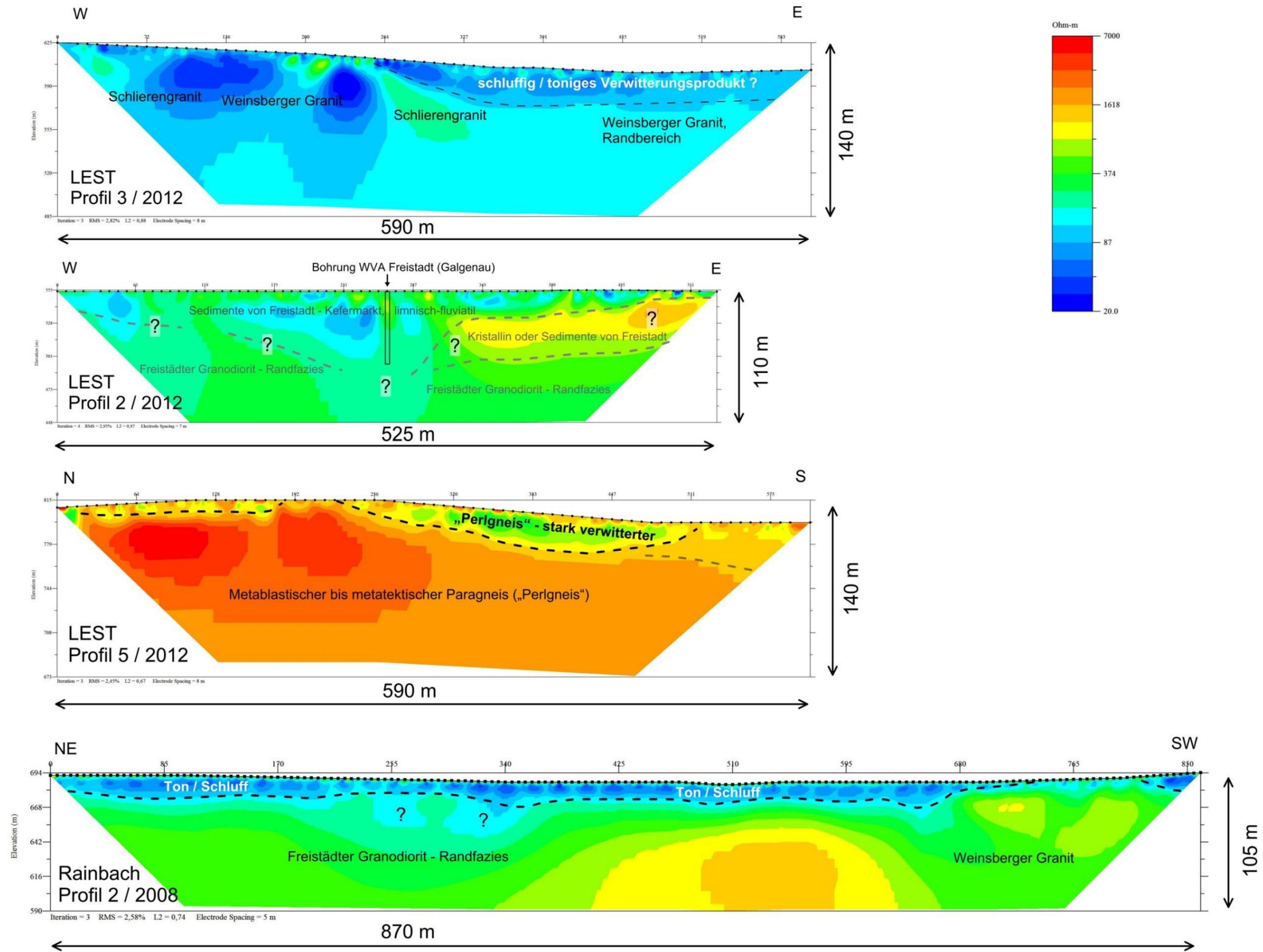


Abb. 8.13: Inversionsresultate der Geoelektrikprofile 2/2008, 2/2012, 3/2012 und 5/2012.

## 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. 8.8) dargestellt. Die Profilschnitte A, B und C (Abb. 8.10, Abb. 8.11 und Abb. 8.12) sind im Wesentlichen durch eine laterale Dreiteilung der Widerstandsbereiche gekennzeichnet. Zum einen sind die Sedimente des Freistädter Tertiärbeckens durch einen niederohmigen ( $< 100$  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 8.10), zwischen Profilmeter 2800 und 3500, als auch im Profil B (Abbildung 8.11), 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 Meter.

Genau in diesem Bereich wurden mit dem Geoelektrikprofil 2/2012 (Abb. 8.13) 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. 8.13).

Mit einer Unschärfe in der Widerstandsverteilung schließt gegen Osten (in allen drei AEM-Profilen vorhanden) der markant höherohmige ( $> 400$  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 ( $< 5$  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. 8.10, Abb. 8.11 und Abb. 8.12). Im Gegensatz zum höherohmigen Granodiorit (>400 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. 8.10, zwischen Profilmeter 900 und 2500) bis 400 Ohmm (vgl. Abb. 8.12, zwischen Profilmeter 500 und 1000). Erst im AEM-Profil A (Abb. 8.10) ist im Bereich des Schlierengranites (zwischen Profilmeter 0 und 500) ein Übergang zu einem hochohmigen (> 500 Ohmm) Widerstandskörper zu beobachten.

Unterstützt wird diese eher niederohmige Widerstandsverteilung aus der AEM auch vom Inversionsergebnis des Geoelektrikprofils 3/2012 (Abb. 8.13). 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 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) Widerstands anomalie aus der AEM herausgegriffen (Abb. 8.8) und mit einer detaillierten bodengeoelektrischen Messung überprüft. In der Abbildung 8.8 ist die Widerstandsverteilung aus der AEM in einer Tiefe von 20 Meter dargestellt.

Das Geoelektrikprofil 5/2012 (Abb. 8.8) 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. 8.13) als auch im AEM-Inversionsergebnis (Aeroelektromagnetik) eine deutliche Zweiteilung der Widerstandsverteilung zu erkennen. Im Inversionsergebnis der Geoelektrik zeigt sich, dass generell ein homogen ausgebildeter, hochohmiger (> 1500 Ohmm) Widerstandskörper bis zur Erkundungstiefe von 140 Metern über das ganze Profil vorhanden ist, der zwischen Profilmeter 250 (Profilmittelpunkt) 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 Widerstands anomalie 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. 8.8) kommt es an einem NW-SE verlaufenden, durchschnittlich 2 km breiten Streifen, zu einer Überschneidung (Abb. 8.5) 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. 8.13) weist für diesen niederohmigeren Bereich aus der AEM-Inversion ebenfalls einen 20 Meter mächtigen, niederohmigen (< 80 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 Ablagerung, die aus lokal zusammengeschwemmten, feinklastischem Material bestehen. Die Zunahme des elektrischen Widerstandes (> 200 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 Gammasspektrometrie

Die Messergebnisse der Gammastrahlenspektrometrie sind in Form der aus den jeweiligen Zählraten ermittelten Werte für Kalium (aus dem Zerfall von  $^{40}\text{K}$ ) in % K, der Äquivalentwerte eUran (aus dem Zerfall von  $^{214}\text{Bi}$ ) in ppm U und eThorium (aus dem Zerfall von  $^{208}\text{Tl}$ ) in ppm Th angegeben. Aus diesen drei Werten wird die Dosisleistung berechnet. Die Mess- und Auswertemethodik ist in Abschnitt 4.6 beschrieben.

Die Ergebnisse sind als Karten der Verteilung der Einzelelemente für Kalium (Abb. 9.2), eUran (Abb. 9.3), eThorium (Abb. 9.4), als Karte der ternären Verteilung Kalium-Uran-Thorium (Abb. 9.5), als Karten der binären Verteilungen Kalium-Uran, Kalium-Thorium und Uran-Thorium (Abb. 9.6, 9.7 und 9.8), als Karte der aus den Einzelwerten der Elemente errechneten Dosisleistung (Abb. 9.10) sowie weiters in Form von Tabellen (Tab. 9.6, 9.7 und 9.8) und Diagrammen (Abb. 9.1, 9.9, 9.10, 9.11 und 9.12) dargestellt.

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 seinen Verwitterungs- und Bodenbildungen sowie der Vegetationsbedeckung erfasst wird. Auch die Witterungsbedingungen während der Messungen und die allgemeine Bodenfeuchte können Einfluss auf die Messergebnisse haben, da die Strahlungsintensität durch Wasser stark abgeschwächt wird.

Da die Daten der Hubschrauberradiometrie über hunderte  $\text{m}^2$  integriert werden (BUCHER et al., 1999), können Einheiten, die auf engem Raum lithologisch komplex aufgebaut sind, nicht in ihrer gesamten lithologischen Vielfalt detailliert aufgelöst sondern nur insgesamt als Einheit erfasst werden. Im vorliegenden Messgebiet trifft dies insbesondere auf Schollen und Einschlüsse in Graniten und auf Ganggesteine zu. Für die jungen Talalluvionen kommt noch dazu, dass sich hier regionale und lokale Einflussfaktoren je nach Situation in unterschiedlichem Ausmaß überlagern, was sich in einem breiten Schwankungsbereich der Daten äußern kann.

Durch Regenfälle können kurzlebige natürliche radioaktive Stoffe aus der Luft ausgewaschen und auf dem Boden abgelagert werden, was vor allem bei Niederschlägen nach längeren Trockenperioden zu allerdings nur sehr kurzzeitigen Messwerterhöhungen führen kann.

Die Einzelergebnisse für die Elemente Kalium, eUran und eThorium wurden mittels GIS Abfrage mit den, in der digitalen geologischen Karte von Oberösterreich 1: 200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) definierten lithologischen Einheiten verschnitten. Somit können den verschiedenen geologischen Einheiten gemittelte Median-Werte des Kalium- Uran- und eThorium-Gehaltes aus der Auswertung der Aero-Gammasspektroskopie zugeordnet werden.

Die einzelnen lithologischen Einheiten sind in der Tabelle 9.6 für die K-Verteilung, in Tabelle 9.7 für die U-Verteilung und in Tabelle 9.8 für die Th-Verteilung aufgelistet.

Im Kapitel Auswertung und Interpretation werden die Ergebnisse für die Elemente Kalium, eUran und eThorium in den verschiedenen Gesteinstypen im Einzelnen beschrieben. Die geologische Zuordnung erfolgt im Wesentlichen anhand der geologischen Karte von Oberösterreich 1: 200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

## 9.1 Elemente und Minerale

### Kalium

Kalium ist ein gesteinsbildendes Hauptmineral der Erdkruste, das sich mit steigender Alkalisierung der Silikatmagmen in der oberen Erdkruste anreichert. Bei Verwitterung zeigt Kalium mäßig hohe Mobilität durch Sorption an Tonmineralen und Aufnahme durch pflanzliche Organismen.

Im Kristallin kommen Glimmerminerale und Kalifeldspäte in Glimmerschiefern und Granitgneisen als K-Träger in Frage, weiters sind höhere K-Gehalte in feinkörnigen, tonig bis schluffigen Sedimenten häufig. Bei der Verwitterung zeigt Kalium mäßig hohe Mobilität infolge seiner Sorption durch Tonminerale (THALMANN et al., 1989).

Die Glimmerminerale Muskowit, Illit und Hydromuskowit sind relativ beständig. In Granitgebieten ist der K-Gehalt in der Feinfraktion vielfach geringer als in der Grobfraktion (THALMANN et al., 1989).

Die Böhmisches Masse weist einen Durchschnittsgehalt von 2.2 % K auf. Konzentrationen bis 3.8 % treten im Gebiet des Eisgarner Granits und mancher Feinkorngranite auf. Etwas niedrigere Gehalte finden sich in Bereichen des Weinsberger und Mauthausener Granits. In der Mühlzone liegen die Werte fast zur Gänze unter 2.3 % K. In Flächen mit neogener Sedimentbedeckung sind die Werte mit bis unter 1.5 % geringer (THALMANN et al., 1989).

### Uran

Uran ist ein lithophiles Spurenelement mit Tendenz zu Anreicherung bei der Alkalisierung der Magmen in der kontinentalen Kruste. Es ist ein Begleitelement des Thoriums, eine Abtrennung erfolgt jedoch durch hydrothermale und sedimentäre Prozesse (THALMANN et al., 1989).

Uran besitzt unter oxidierenden Bedingungen in der Form von  $U^{+6}$  hohe Mobilität in sauren und karbonatreichen Lösungen, während  $U^{+4}$  kaum mobil ist (THALMANN et al., 1989). Unter reduzierenden Bedingungen ist U in allen Oxidationsstufen immobil. Es kommt zu Sorption an Humusstoffen und Fe-Oxiden. In klastischen Sedimenten ist Uran an verwitterungsbeständige Schwerminerale gebunden (THALMANN et al., 1989).

### Thorium

Thorium ist ein lithophiles Spurenelement, das in magmatischen Gesteinen vorwiegend an akzessorische Minerale gebunden ist, in Assoziation mit Uran und Elementen der Seltenen Erden. Hohe Konzentrationen treten in Pegmatiten (gemeinsam mit Uran), in Alkaligesteinen und in Seifenlagerstätten auf. Bei der Verwitterung ist die Mobilität des Thoriums aufgrund extrem verwitterungsbeständiger Minerale sehr gering, es findet eine Konzentration in der Schwermineralfraktion statt (THALMANN et al., 1989).

### Akzessorische Schwerminerale und ihre U- und Th-Gehalte

Eine Liste der wichtigsten akzessorische Schwerminerale und ihrer Th- und U-Gehalte ist in Tab. 9.1 angegeben (nach SCHÖN, 1983).

Mineral	U (ppm)	Th (ppm)
Monazit	500 - 3000	10 000 - 300 000
Zirkon	100 - 6000	100 - 10 000
Epidot	20 - 50	50 - 500
Orthit (= U-hältiger Epidot)	300 - 40 000	( - " - )
Xenotim	500 - 35 000	k. A.

Tab. 9.1: Thorium- und Urangelhalte (in ppm) in häufig vorkommenden Schwermineralen (SCHÖN, 1983).

Für das aktuelle Untersuchungsgebiet liegen Schwermineraluntersuchungen an Bachsedimenten von ausgewählten Granitgebieten des östlichen Mühlviertels vor (SCHARBERT & WIMMER-FREY, 1988).

Die opaken Minerale sind hier fast ausschließlich Ilmenit, Magnetit tritt nur untergeordnet auf. Generell weist der Weinsberger Granit einen höheren Schwermineralanteil auf als die übrigen Granittypen. Zirkon ist im Weinsberger Granit dementsprechend häufiger als in anderen Graniten, die Gehalte schwanken aber stark. Monazit und Xenotim sind in grobkörnigem Freistädter Granodiorit sehr häufig, in Weinsberger Granit sind sie häufiger als in Feinkorngraniten, wobei Monazit zumeist überwiegt. Epidot (wahrscheinlich zumeist in Form von Orthit) tritt in allen Proben auf, im Weinsberger Granit ist er aber seltener.

Allgemein wird festgestellt, dass Weinsberger Granit zumeist reich an Zirkon, Monazit und Turmalin ist, die übrigen Granittypen sind reich an Epidotmineralen, Hornblende und Titanit (SCHARBERT & WIMMER-FREY, 1988).

Die Thorium und Urangelhalte von Monaziten ausgewählter Granite des südböhmischen Plutons wurden von GÖD et al. (1996) zusammengefasst (Tabelle 9.2) und den Werten vergleichbarer Gesteine gegenübergestellt.

	1	2			3		
	Th-F-Granit bei Gutau	WG	MG	EG	Granite	Gneise	Pegmatite
	n=7				n=71	n=3	n=80
ThO <sub>2</sub>	8.2-13.1	6-11	6-11	3-10	6.3	6.0	9.0
UO <sub>2</sub>	<0.1	0.2-1	0.1-1	0.1-2	0.6	-	0.38

Tab. 9.2: Thorium - und Urangelhalte (%) von Monaziten. 1 = GÖD et al. (1996); 2 = FINGER (1996, pers. Mittlg. an GÖD); 3 = ROSENBLUM & FLEISCHER (1995); WG = Weinsberger Granit; MG = Mauthausner Granit; EG = Eisgarner Granit. Die Tabelle ist aus GÖD et al. (1996) entnommen.

Die Verteilung des Urans und Thoriums auf die einzelnen Minerale wurde im Eisgarner Granit von SCHITTER (1997) analysiert. Beim Uran nimmt Monazit mit 35 % die größte Menge des Gesamturans auf. Mit 15 % folgt Biotit, mit 12 % Feldspat. Eine eher untergeordnete Rolle als uranführende Minerale spielen Apatit, Muskowit und Zirkon. Ein verbleibendes Defizit von 23 % könnte nach SCHITTER (1997) auf eine nicht erfasste akzessorische uranführende Mineralphase (Erz?) oder auf analytische Ungenauigkeit zurückzuführen sein. Thorium wird im Eisgarner Granit hauptsächlich (mit 71 %) in Monazit eingebaut. Die restlichen 29 % teilen sich auf Biotit, Feldspat, Muskowit und Apatit auf. Es zeigt dies, dass neben den akzessorischen Schwermineralen auch die Glimmer und die Feldspäte insgesamt bedeutende Anteile an den Uran- und Thoriumgehalten enthalten können, wobei die Einzelminerale zwar sehr geringe Gehalte haben, aber Feldspäte bis zu 50 % des Gesteins ausmachen, Glimmer immerhin etwa 10 bis 15 %.

## Der Einfluss von Vegetation, Bodenfeuchte und von Gebäuden bzw. Bauwerken auf die Gammaskpektrometriemesswerte

Aufgrund der Höhe des Messgerätes von 80 m über Grund wird bei den Aeroradiometrie-messungen pro Messpunkt eine Fläche mit einem Radius von etwa 300 m erfasst, wobei der Zentralbereich den wesentlichen Beitrag zu den Zählraten liefert. Die Eindringtiefe der Messungen beträgt nur wenige Dezimeter.

Es wird das gesamte an der Oberfläche vorliegende Material erfasst, das heißt, das Gestein samt Verwitterungs- und Bodenbildungen (grobblockige Verwitterung, eluvialer Verwitterungshorizont oder tiefgründige Zersetzung), wobei auch die Beschaffenheit des Bodens, die Bodenfeuchte sowie die Vegetation und nicht zuletzt die Witterungsbedingungen vor und während der Messflüge bedeutenden Einfluss haben können.

Eine geographische Beschreibung ([www.land-oberoesterreich.gv.at](http://www.land-oberoesterreich.gv.at)) kann als Grundlage für die Interpretation der Radiometriedaten dienen. Innerhalb der oberösterreichischen Raumeinheiten umfasst das Untersuchungsgebiet das Leonfeldener Hochland in NW, und das Zentralmühlviertler Hochland im SE. Der Hauptanteil des Leonfeldener Hochlandes liegt auf rund 730 m und weist ein flachwelliges Relief auf. Es handelt sich um eine vor allem landwirtschaftlich genutzte Hochebene mit Acker-Grünland-Mischgebiet. Drainagierungen sind großräumig zu finden. Teilweise existieren kleine Moorflächen mit Torfabbau. Das Zentralmühlviertler Hochland ist ein flachkuppiges Berg- und Hügelland, weitgehend zwischen 500 und 700 m Seehöhe mit vorherrschend Agrar- und Forstlandschaften. Der Ackerbau findet in Gunstlagen statt, ansonsten überwiegt Grünland mit vielen Kleinwäldern und nur wenigen Großwaldflächen. Es treten viele markante offene Tallandschaften mit nährstoffarmen Feuchtwiesen auf. An Hängen existieren Quellaustritte und vereinzelt sind Niedermoore zu finden. Wiesen sind großräumig drainagiert. Lokale Steinbrüche sind klein und landschaftlich eher unbedeutend.

Der Einfluss des im gesamten Messgebiet fleckig verteilten Waldbestandes auf die radiometrischen Messungen wird durch eine Vegetationskorrektur (AHL & BIEBER, 2010) verringert.

Größere Moor- und Anmoorflächen sind in den geologischen Karten eingetragen. Auf sonstige, eventuell auch nur temporäre Vernässungsflächen ist bei der Auswertung der Radiometrie gesondert zu achten.

Auch zusammenhängende bebaute Gebiete größerer Ortschaften sind radiometrisch öfters durch verringerte Intensitäten der natürlichen Gammastrahlung gekennzeichnet.

## 9.2 Vergleichsdaten

Charakteristische Werte der Gehalte radioaktiver Elemente in verschiedenen Gesteinstypen, die in der Literatur angegeben sind, sind als Vergleichswerte in der Tabelle 9.3 aufgelistet.

Durchschnittswert für:	Kalium (%)	Uran (ppm)	Thorium (ppm)
<b>Magmatite</b>			
Granit <sup>(a)</sup>	3.4-4.0	4.0-7.0	15.0-40.0
Granit/Rhyolit <sup>(b)</sup>	3.6	3.9	16.0
Granit <sup>(c)</sup>	4.2	4.7	20.0
(low-Ca) Granit <sup>(d)</sup>	4.2	4.7	20
granitische Gesteine <sup>(g)</sup>		4.8	21.5
Granite <sup>(h)</sup>	>4	3	17
Granodiorit <sup>(a)</sup>	2.3	2.1	8.3
Granodiorit/Dazit <sup>(b)</sup>	2.6	2.3	9.0
Granodiorit <sup>(c)</sup>	2.5	2.3	9.0
saure Magmatite <sup>(f)</sup>	3.2	3.5	12.6
<b>Metamorphite</b>			
Kristalliner Schiefer <sup>(a)</sup>	3.1	2.6	10
granitische Gneise <sup>(g)</sup>		3.5	12.9
<b>Sedimente</b>			
Quarzit <sup>(b)</sup>	0.9	0.6	1.8
Arkose <sup>(b)</sup>	2.3	1.5	5.0
Arkose <sup>(h)</sup>	2-3	1-2 ?	2 ?
Grauwacke <sup>(b)</sup>	1.3	2.0	7.0
Argillit, Ton, Tonschiefer <sup>(a)</sup>	2.7	4.0	11.5
Tone <sup>(e)</sup>	3.0	4.3	13.6
Boden <sup>(c)</sup>	1.4 (bei illitischer Zusammensetzung)	13.0	1.0

Tab. 9.3: Mittelwerte der Gehalte radioaktiver Elemente in verschiedenen Gesteinen nach SCHÖN (1983)<sup>(a)</sup>, RYBACH, (1988)<sup>(b)</sup>, THALMANN et al. (1989)<sup>(c)</sup>, TUREKIAN (1972)<sup>(d)</sup> (nach VAN SCHMUS, 1995), D'ARNAUD GERKENS (1989)<sup>(e)</sup>, KEMSKI et al. (1996)<sup>(f)</sup>, FAURE (1986)<sup>(g)</sup> und EISENBUD & GESELL (1997)<sup>(h)</sup>.

Die Tabelle 9.4 gibt eine Übersicht über die gesamteuropäischen Durchschnittswerte der Gehalte von K<sub>2</sub>O, U und Th in Böden, Bach- und Flusssedimenten sowie in Wässern. Die Werte sind dem „Geochemical Atlas of Europe“ (DE VOS et al., 2006) entnommen. In der jeweils letzten Zeile der Tabelle 9.3 sind die Werte aus dem Messgebiet Lest eingetragen, die allerdings nicht differenziert sind, sondern das gesamte gemessene Spektrum umfassen. Das Kalium ist in dieser Tabelle, anders als im übrigen Bericht, in % K<sub>2</sub>O angegeben.

Die Probandichte für die Erstellung des „Geochemical Atlas of Europe“ war im Durchschnitt ein Probenpunkt pro 4700 km<sup>2</sup> (SALMINEN et al., 2005) wobei die Punkte mittels eines komplexen statistischen Verfahrens ausgewählt wurden. In Österreich lagen insgesamt nur 20 Probenpunkte (SALMINEN et al., 2005).

Im Vergleich mit gesteinscharakteristischen Lithologien bzw. dem Geochemischen Atlas von Europa weisen die gammaspektrometrisch gemessenen hohen K-Gehalte deutlich auf die überwiegend granitische Zusammensetzung des Untersuchungsgebietes hin (Tab. 9.3 und Tab 9.4).

Auffällig sind allerdings die niedrigen U-Gehalte in den Daten des Messgebietes Lest.

Die Th-Gehalte wiederum korrelieren sehr gut mit den aufgrund des bekannten Gesteinsspektrums erwarteten Werten, die im Mittel deutlich über dem europäischen Durchschnittswert liegen und für Granitgebiete durchaus typisch sind (Tab. 9.3 und Tab 9.4).

Material	Einheit	Min	Media n	Mean	$\sigma$	Percentile 90	Max
<b>Kalium (% K<sub>2</sub>O)</b>							
Oberboden	% K <sub>2</sub> O	<0.01	2.02	2.13	1.02	3.43	6.05
Unterboden	% K <sub>2</sub> O	0.026	1.92	2.02	0.954	3.25	6.13
Wasser	µg/l	<0.01	1.60	3.07	7.35	6.83	182
Bachsediment	% K <sub>2</sub> O	0.05	2.01	2.08	0.865	3.21	5.79
Überflutungssed.	% K <sub>2</sub> O	0.11	2.00	2.06	0.877	3.20	5.10
<b>Lest</b>	<b>% K<sub>2</sub>O</b>	<b>0.22</b>	<b>3.94</b>	<b>4.00</b>	<b>1.01</b>	<b>5.40</b>	<b>8.48</b>
<b>Uran (ppm U)</b>							
Oberboden	ppm U	<0.1	2.03	2.45	2.34	3.94	30.3
Unterboden	ppm U	0.21	2.00	2.36	2.35	3.76	53.2
Wasser	µg/l	<0.002	0.32	0.889	1.69	2.43	21.4
Bachsediment	ppm U	<1.0	2.00	3.73	6.52	7.00	98.0
Überflutungssed.	ppm U	<1.0	2.00	2.10	3.80	4.00	89.0
<b>Lest</b>	<b>ppm U</b>	<b>0</b>	<b>1.18</b>	<b>1.38</b>	<b>1.12</b>	<b>3.01</b>	<b>11.1</b>
<b>Thorium(ppm Th)</b>							
Oberboden	ppm Th	0.16	7.63	8.7	6.29	14.4	71.7
Unterboden	ppm Th	0.3	7.24	8.24	6.15	14.2	75.9
Wasser	µg/l	<0.002	0.009	0.025	0.039	0.066	0.37
Bachsediment	ppm Th	<1.0	10.0	13.9	20.5	20.0	253
Überflutungssed.	ppm Th	<1.0	8	8.5	4.7	14	38
<b>Lest</b>	<b>ppm Th</b>	<b>0.42</b>	<b>17.3</b>	<b>17.5</b>	<b>7.07</b>	<b>27.4</b>	<b>74.1</b>

Tab. 9.4: Übersicht über die gesamteuropäischen Durchschnittswerte der Gehalte von K<sub>2</sub>O, U und Th in Böden, Bach- und Überflutungssedimenten sowie in Gewässern (entnommen dem „Geochemical Atlas of Europe“ (DE VOS et al., 2006)). In der jeweils letzten Zeile sind die entsprechenden Werte aus dem Messgebiet Lest eingetragen.

## 9.3 Ergebnisse und Interpretation

### 9.3.1 Interpretation im Überblick

In der Tab. 9.5 sind einige statistische Parameter für die einzelnen Elemente zusammengefasst. Die Häufigkeitsverteilungen für das gesamte Messgebiet sind in der Abb. 9.1 als Histogramme anschaulich dargestellt.

	Kalium (% K)	Uran (ppm U)	Thorium (ppm Th)	Dosisleistung (nSv/h)
Minimum	0.18	0	0.42	5.8
1. Quartil	2.71	0.52	12.3	86.3
Median	3.27	1.18	17.3	111.2
Mittelwert	3.32	1.38	17.5	113.0
SD $\sigma$	0.84	1.12	7.07	34.3
3. Quartil	3.97	2.00	22.5	137.6
Perzentil 90	4.48	3.01	27.4	161.0
Maximum	7.04	11.1	74.1	379.1

Tab. 9.5: Statistische Parameter der Verteilungen von Kalium, Uran und Thorium im gesamten Messgebiet Lest.

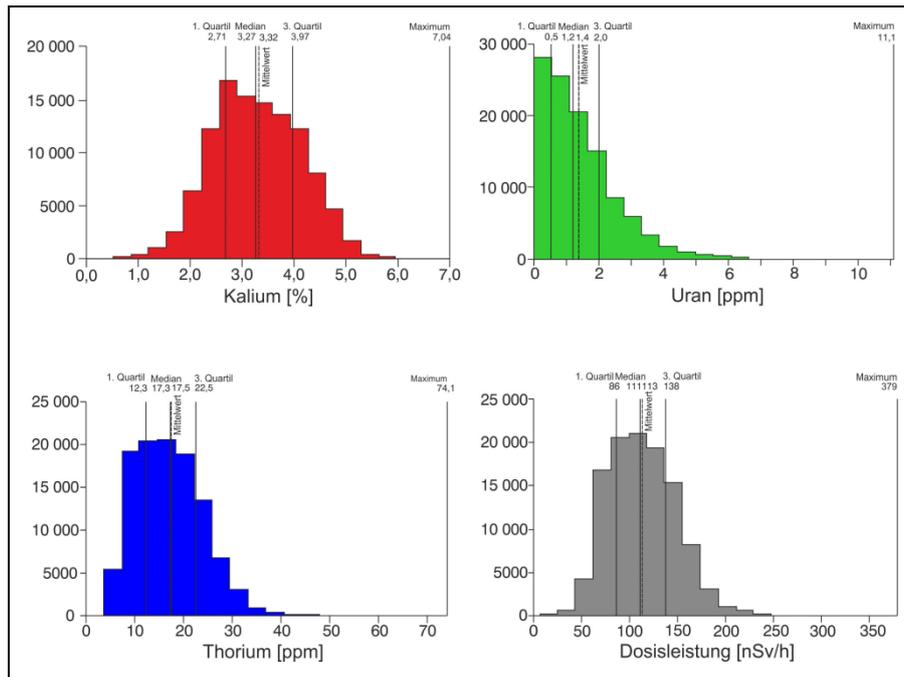


Abb. 9.1: Verteilungskurven der Elemente (% K, ppm U und ppm Th) und der Gesamtdosisleistung (nSv/h). Die Farbgebung der Diagramme, rot für Kalium, grün für Uran und blau für Thorium, ist der ternären Darstellung (Abb. 9.5) und den binären Darstellungen (Abb. 9.6 bis 9.8) angeglichen.

## Kalium

Die räumliche Verteilung des Kaliums an der Oberfläche im Messgebiet Lest ist in Abb. 9.2 dargestellt.

Es liegen 50 % der Messwerte zwischen 2.71 und 3.97 % Kalium, der Median ist 3.27, der arithmetische Mittelwert 3.32. Das Maximum liegt bei 7.04, allerdings sind 90 % der Messwerte kleiner als 4.48 % Kalium.

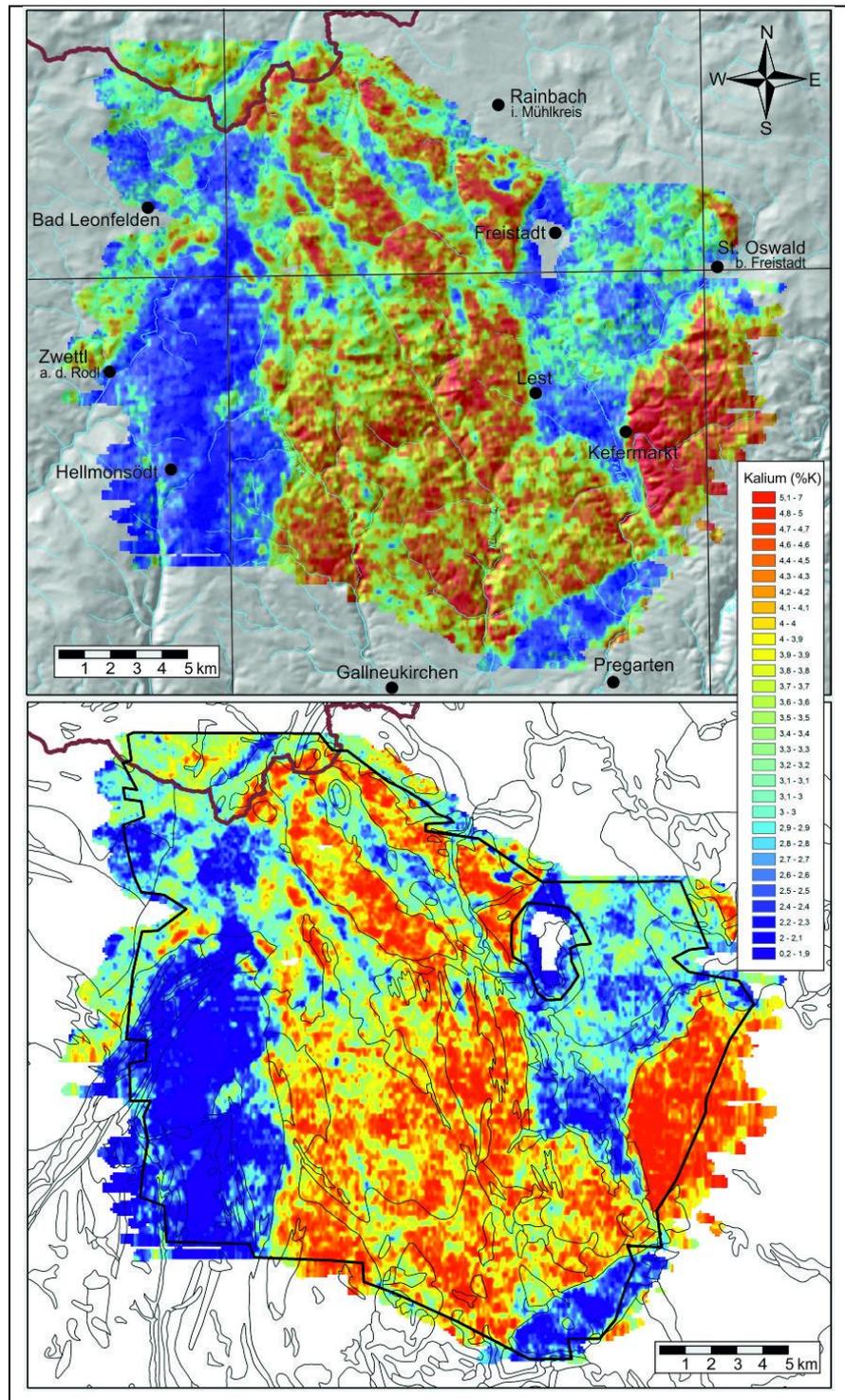


Abb. 9.2: Karte der Kaliumgehalte (% K) der Gammasppektroskopie im Untersuchungsgebiet. Oben sind zusätzlich ein 3D Geländemodell und die wichtigsten Flüsse und Ortschaften sowie die Staatsgrenze eingetragen, unten die geologischen Grenzen nach KRENMAYR & SCHNABEL (2006). Die schwarze Umrandung des Messgebietes zeigt die Grenze, außerhalb der die Flughöhe von 100 m überschritten wurde (siehe Text).

Beispiele für K-Gehalte von Gesteinstypen des Messgebietes Lest und seiner Umgebung sind im Folgenden angeführt:

Paragneis		
Paragneis	4.57 % K (n=1)	VELLMER (1992)
Paragneis	1.90 ± 0.04 % K (n=2)	ALLETSGRUBER (2007)
Migmatite		
Grobkorngneis	(FUCHS & THIELE, 1968)	
Anatexit	3.40 ± 0.42 % K (n=23)	PROPACH (1978)
Körneltgneis	3.74 ± 0.42 % K (n=23)	PROPACH (1978)
Perltgneis	2.91 % K (n=4)	FINGER (1984)
Perldiatexit	4.06 % K (n=4)	FINGER (1984)
Weinsberger Granit i w. S.		
Weinsberger Granit	4.72 ± 0.21 % K (n=4)	KURAT (1965)
Weinsberger Granit	4.63 ± 0.31 % K (n=6)	FINGER et al. (1988)
Weinsberger Granit	3.6 % K (n=6)	THALMANN et al. (1989)
Weinsberger Granit	4.27 ± 0.54 % K (n=4)	HAUNSMID (1989)
Weinsberger Granit	4.18 ± 0.52 % K (n=8)	VELLMER (1992)
Weinsberger Granit	4.18 ± 0.49 % K (n=42)	GERDES (1997)
Weinsberger Granit	4.00 ± 0.57 % K (n=14)	KRENN (2000)
Weinsberger Granit	4.97 ± 0.15 % K (n=2)	SAPP (2005)
Weinsberger Granit, deformiert	3.50 ± 0.08 % K (n=2)	SAPP (2005)
Weinsberger Granit	4.76 ± 0.55 % K (n=6)	ALLETSGRUBER (2007)
magmatogene Einsch. in Weinsb. Granit	3.61 ± 0.24 % K (n=4)	VELLMER (1992)
dunkle Schollen und Einlagerungen	1.98 ± 1.21 % K (n=4)	FINGER et al. (1988)
Paragneisschollen im Weinsb. Granit	2.78 ± 1.36 % K (n=2)	GERDES (1997)
Plochwalder Granit	4.00 ± 0.12 % K (n=2)	FINGER et al. (1988)
Plochwalder Granit	4.01 ± 0.23 % K (n=6)	HAUNSMID (1989)
Schlierengranit		
Schlierengranit	4.00 ± 0.92 % K (n=5)	FINGER (1984)
Migmagranit		
	4.08 ± 0.77 % K (n=15)	KRENN (2000)
	3.58 ± 1.66 % K (n=5)	GASSER (2005)
	3.33 ± 1.09 % K (n=20)	SAPP (2005)
Altenberger Granit		
	4.35 ± 0.69 % K (n=2)	FINGER et al. (1988)
	4.36 ± 0.76 % K (n=7)	KRENN (2000)
	4.44 ± 0.02 % K (n=6)	GASSER (2005)
Mauthausener Granit und Feinkorngranite		
Mauthausener Granit	3.0 % K (n=5)	THALMANN et al. (1989)
Mauthausener Granit	4.23 ± 0.20 % K (n=3)	FINGER et al. (1988)
Mauthausener Granit	3.21 ± 0.70 % K (n=7)	GERDES (1997)
Mauthausener Granit	3.87 ± 0.16 % K (n=14)	KRENN (2000)
Mauthausener Granit	4.08 ± 0.47 % K (n=5)	ALLETSGRUBER (2007)
andere Feinkorngranite	3.77 ± 1.22 % K (n=2)	ALLETSGRUBER (2007)
Titanit führender Feinkorngranit	6.0 % K (n=1)	THALMANN et al. (1989)
Plöckinger Granit	4.05 % K <sub>2</sub> O	SCHARBERT (1956)
Zweiglimmer-Feinkorngranit	4.25 % K (n=1)	FINGER et al. (1988)
Freistädter Granodiorit		
Freistädter Granodiorit	2.0 %K (n=1)	THALMANN et al. (1989)
Freistädter Granodiorit	2.81 ± 0.10 % K (n=5)	GASSER (2005)
Freistädter Granodiorit – Kernfazies	3.38 ± 0.89 % K (n=2)	FINGER et al. (1988)
Freistädter Granodiorit – Kernfazies	2.83 ± 0.81 % K (n=3)	FRIEDL (1990)
Freistädter Granodiorit – Kernfazies	2.65 ± 0.09 % K (n=4)	GERDES (1997)

Freistädter Granodiorit – Randfazies	1.94 ± 0.47 % K (n=3)	FINGER et al. (1988)
Freistädter Granodiorit – Randfazies	2.14 ± 0.19 % K (n=5)	FRIEDL (1990)
Freistädter Granodiorit – Randfazies	2.23 ± 0.23 % K (n=6)	GERDES (1997)
Zweiglimmer Granit (Graben Granit)	3.10 ± 0.20 % K (n=2)	GERDES (1997)
Zweiglimmer Granit (Graben Granit)	2.94 ± 0.31 % K (n=5)	FRIEDL (1990)
Granodioritporphyrit	2.54 % K (n=1)	FRIEDL (1990)
Engerwitzdorfer Granit		
	4.65 ± 0.08 % K (n=2)	FINGER et al. (1988)
Karlstifter Granit		
	4.40 ± 0.12 % K (n=2)	FINGER et al. (1988)
Thorium- und Fluor-reicher Granit bei Gutau		
	4.41 ± 0.06 % K (n=2)	GÖD et al. (1996)
Diorite		
	2.99 K (n=1)	PROPACH (1978)
	3.30 ± 0.10 % K (n=2)	FINGER et al. (1988)
	2.55 ± 0.55 % K (n=5)	KRENN (2000)
Granodioritgang		
	3.10 % K <sub>2</sub> O	SCHARBERT (1957)
Hornblendegranodioritgang		
	1.88 ± 0.36 % K <sub>2</sub> O (n=3)	SCHARBERT (1957)
Kersantitgang		
	4.19 % K <sub>2</sub> O	SCHARBERT (1957)
Aplit		
	4.65 % K (n=1)	FINGER et al. (1988)

Migmagranit: ist sehr inhomogen, K-Gehalte weisen Streubereich zwischen 1.78 und 6.08 % Kalium auf (KRENN, 2000; SAPP, 2005; GASSER, 2005).

## Uran

Die Verteilung des Urans im Messgebiet Lest ist in Abb. 9.3 dargestellt.

Es liegen 50 % der Messwerte zwischen 0.5 und 2.0 ppm Uran (Mittelwert 1.4, Median 1.2 und Maximum 11.1 ppm Uran). Der Wert des Maximums mit 11.1 ppm liegt allerdings deutlich abseits der tatsächlichen Verteilung, wobei 90 % der Werte kleiner als 3.0 ppm Uran sind.

Die Thorium- und Urankonzentrationen der Oberkruste werden in der Literatur mit 15 ppm und 3.6 ppm (WEDEPOHL, 1981) respektive mit 10.7 ppm Thorium und 2.8 ppm Uran (TAYLOR & MCLENNAN, 1985) angegeben. Wie Tab. 9.2 zeigt, liegen die entsprechenden Konzentrationen in den Graniten des südböhmischen Plutons generell über diesen Durchschnittswerten. Dies wurde auch von GÖD et al. (1996) beobachtet.

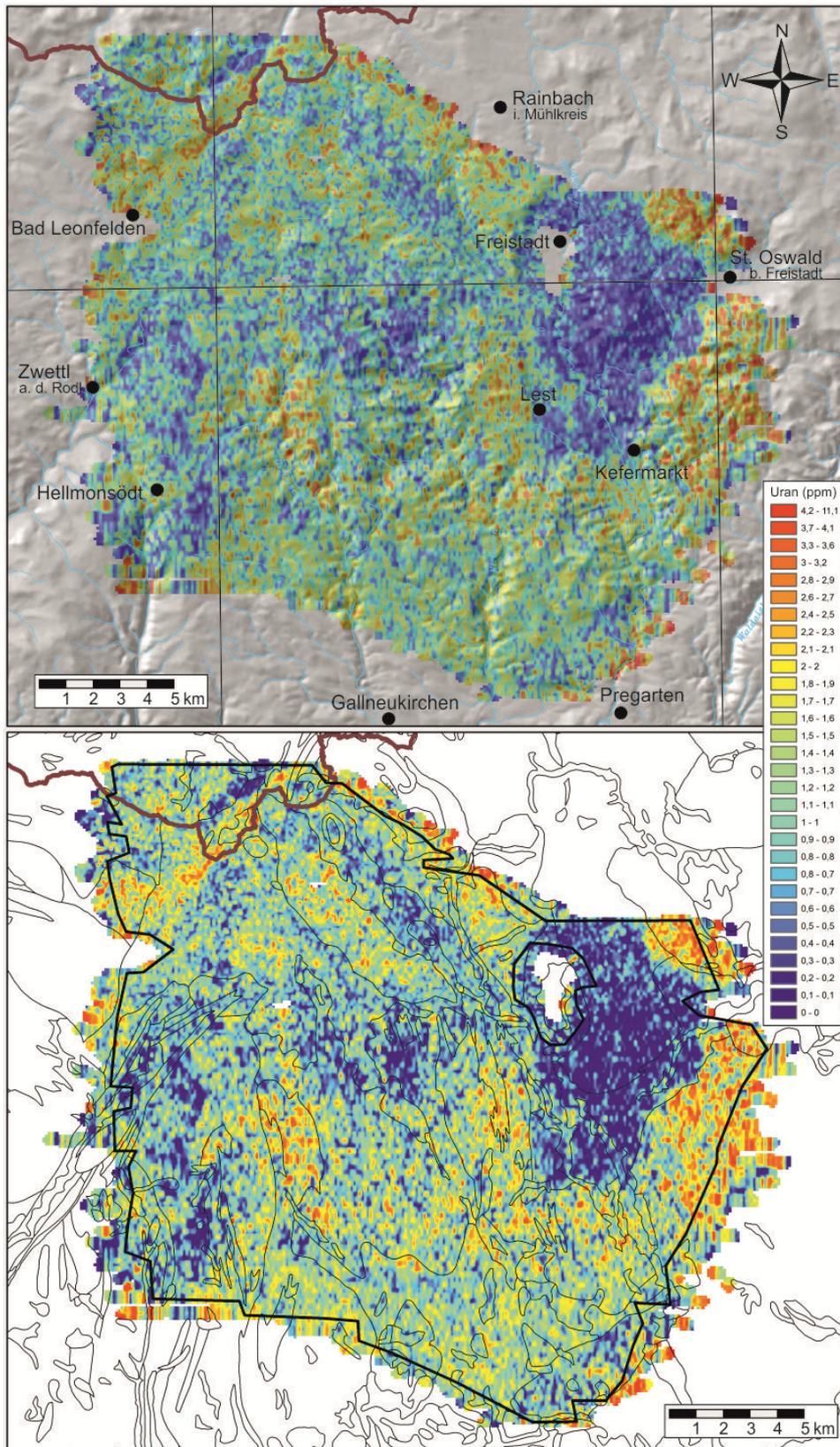


Abb. 9.3: Karte der eUrangehalte (ppm) im Untersuchungsgebiet aus der Aeroradiometrie (Gammaspektroskopie). Oben sind zusätzlich ein 3D Geländemodell und die wichtigsten Flüsse und Ortschaften sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 und die Staatsgrenze eingetragen, unten die geologischen Grenzen nach KRENNMAYR & SCHNABEL (2006). Die schwarze Umrandung des Messgebietes zeigt die Grenze, außerhalb der die Flughöhe von 100 m überschritten wurde (siehe Text).

Beispiele für U-Gehalte von Gesteinstypen des Messgebietes Lest und seiner Umgebung sind im Folgenden angeführt:

Paragneis		
Paragneis	5.0 ± 2.8 ppm U (n=2)	ALLETSGRUBER (2007)
Weinsberger Granit i w. S.		
Weinsberger Granit	4 ppm U (n=4)	THALMANN et al. (1989)
Weinsberger Granit	5.1 ± 2.1 ppm U (n=5)	VELLMER (1992)
Weinsberger Granit	4.1 ppm U (n=2)	GÖD et al. (1996)
Weinsberger Granit	3.7 ± 1.8 ppm U (n=35)	GERDES (1997)
Weinsberger Granit	3.8 ± 2.0 ppm U (n=6)	ALLETSGRUBER (2007)
magmatogene Einschlüsse in Weinsb. Granit	5 ppm U (n=1)	VELLMER (1992)
Paragneisschollen im Weinsb. Granit	2.4 ± 0.1 ppm U (n=2)	GERDES (1997)
Migmagranit		
	8.5 ± 4.5 ppm U (n=5)	GASSER (2005)
Altenberger Granit		
	9.5 ± 1.1 ppm U (n=6)	GASSER (2005)
Mauthausener Granit und Feinkorngranite		
Mauthausener Granit	1 bis 7 ppm U (n=2)	THALMANN et al. (1989)
Mauthausener Granit	8.6 ppm U (n=2)	GÖD et al. (1996)
Mauthausener Granit	5.2 ± 3.7 ppm U (n=7)	GERDES (1997)
Mauthausener Granit	4.8 ± 3.0 ppm U (n=5)	ALLETSGRUBER (2007)
andere Feinkorngranite	6.0 ± 4.2 ppm U (n=2)	ALLETSGRUBER (2007)
Titanit führender Feinkorngranit	21 ppm U (n=1)	THALMANN et al. (1989)
Freistädter Granodiorit		
Freistädter Granodiorit	1 ppm U (n=1)	THALMANN et al. (1989)
Freistädter Granodiorit	1.9 ± 0.7 ppm U (n=5)	GASSER (2005)
Freistädter Granodiorit – Kernfazies	1.3 ± 0.2 ppm U (n=4)	GERDES (1997)
Freistädter Granodiorit – Randfazies	1.2 ± 0.3 ppm U (n=6)	GERDES (1997)
Zweiglimmer Granit (Graben Granit)	1.4 ± 0.2 ppm U (n=2)	GERDES (1997)
Quarzdiorit		
	5 ppm U (n=1)	THALMANN et al. (1989)
Thorium- und Fluor-reicher Granit bei Gutau		
	9.7 ± 6.2 ppm U (n=2)	GÖD et al. (1996)

## Thorium

Die Verteilung des Thoriums an der Oberfläche im Messgebiet Lest ist in Abb. 9.4 dargestellt.

Es liegen 50 % der Messwerte zwischen 12.3 und 22.5 ppm Thorium (Mittelwert 17.5, Median 17.3 ppm und Maximum 74.1 ppm Thorium). Wie beim Uran liegt auch beim Thorium der Maximalwert deutlich abseits der Gesamtverteilung, 90 % der Werte sind kleiner als 27.4 ppm Th.

Die Verteilung des Thoriums ist generell gesehen recht ähnlich der des Kaliums mit Maxima und Minima etwa in denselben Bereichen. Dementsprechend stimmt sie auch mit der Verteilung der Gesamtdosisleistung gut überein.

Beispiele für Th-Gehalte von Gesteinstypen des Messgebietes Lest und seiner Umgebung sind im Folgenden angeführt:

Paragneis		
Paragneis	15 ppm Th (n=1)	VELLMER (1992)
Paragneis	12.0 ± 4.2 ppm Th (n=2)	ALLETSGRUBER (2007)
Weinsberger Granit i w. S.		
Weinsberger Granit	25 ppm Th (n=4)	THALMANN et al. (1989)
Weinsberger Granit	32 ± 8 ppm Th (n=8)	VELLMER (1992)
Weinsberger Granit	69 ppm Th (n=2)	GÖD et al. (1996)
Weinsberger Granit	27.4 ± 10.6 ppm Th (n=41)	GERDES (1997)
Weinsberger Granit	31.5 ± 8.3 ppm Th (n=14)	KRENN (2000)
Weinsberger Granit	38.0 ± 14.1 ppm Th (n=2)	SAPP (2005)
Weinsberger Granit, deformiert	19.0 ± 0.0 ppm Th (n=2)	SAPP (2005)
Weinsberger Granit	36.0 ± 8.2 ppm Th (n=6)	ALLETSGRUBER (2007)
magmatogene Einschl. in Weinsb. G.	24.0 ± 1.6 ppm Th (n=4)	VELLMER (1992)
Paragneisschollen im Weinsb. Granit	13.5 ± 2.1 ppm Th (n=2)	GERDES (1997)
Migmagranit		
	41.5 ± 15.4 ppm Th (n=15)	KRENN (2000)
	21.0 ± 9.1 ppm Th (n=5)	GASSER (2005)
	13.6 ± 15.3 ppm Th (n=19)	SAPP (2005)
Altenberger Granit		
	10.1 ± 11.2 ppm Th (n=7)	KRENN (2000)
	15.8 ± 1.1 ppm Th (n=6)	GASSER (2005)
Mauthausener Granit und Feinkorngranite		
Mauthausener Granit	19 ppm Th (n=2)	THALMANN et al. (1989)
Mauthausener Granit	37 ppm Th (n=2)	GÖD et al. (1996)
Mauthausener Granit	18 ± 8.9 ppm Th (n=7)	GERDES (1997)
Mauthausener Granit	26 ± 16.8 ppm Th (n=7)	KRENN (2000)
Mauthausener Granit	21.4 ± 6.4 ppm Th (n=5)	ALLETSGRUBER (2007)
andere Feinkorngranite	46.0 ± 38.2 ppm Th (n=2)	ALLETSGRUBER (2007)
Titanit führender Feinkorngranit	67 ppm Th (n=1)	THALMANN et al. (1989)
Freistädter Granodiorit		
Freistädter Granodiorit	14 ppm Th (n=1)	THALMANN et al. (1989)
Freistädter Granodiorit	6.2 ± 1.5 ppm Th (n=5)	GASSER (2005)
Freistädter Granodiorit - Kernfazies	17.0 ± 11.3 ppm Th (n=2)	FRIEDL (1990)
Freistädter Granodiorit - Kernfazies	10.0 ± 2.5 ppm Th (n=4)	GERDES (1997)
Freistädter Granodiorit - Randfazies	16.5 ± 2.1 ppm Th (n=2)	FRIEDL (1990)
Freistädter Granodiorit - Randfazies	10.3 ± 2.9 ppm Th (n=6)	GERDES (1997)
Grabengranit	12.5 ± 3.5 ppm Th (n=2)	FRIEDL (1990)
Zweiglimmer Granit (Graben Granit)	10.0 ± 2.5 ppm Th (n=2)	GERDES (1997)
Granodioritporphyrit	10.0 ppm Th (n=1)	FRIEDL (1990)
Quarzdiorit		
	19 ppm Th (n=1)	THALMANN et al. (1989)
Thorium- und Fluor-reicher Granit bei Gutau		
	122 ± 3.5 ppm Th (n=2)	GÖD et al. (1996)
Diorite		
	27.6 ± 8.6 ppm Th (n=5)	KRENN (2000)

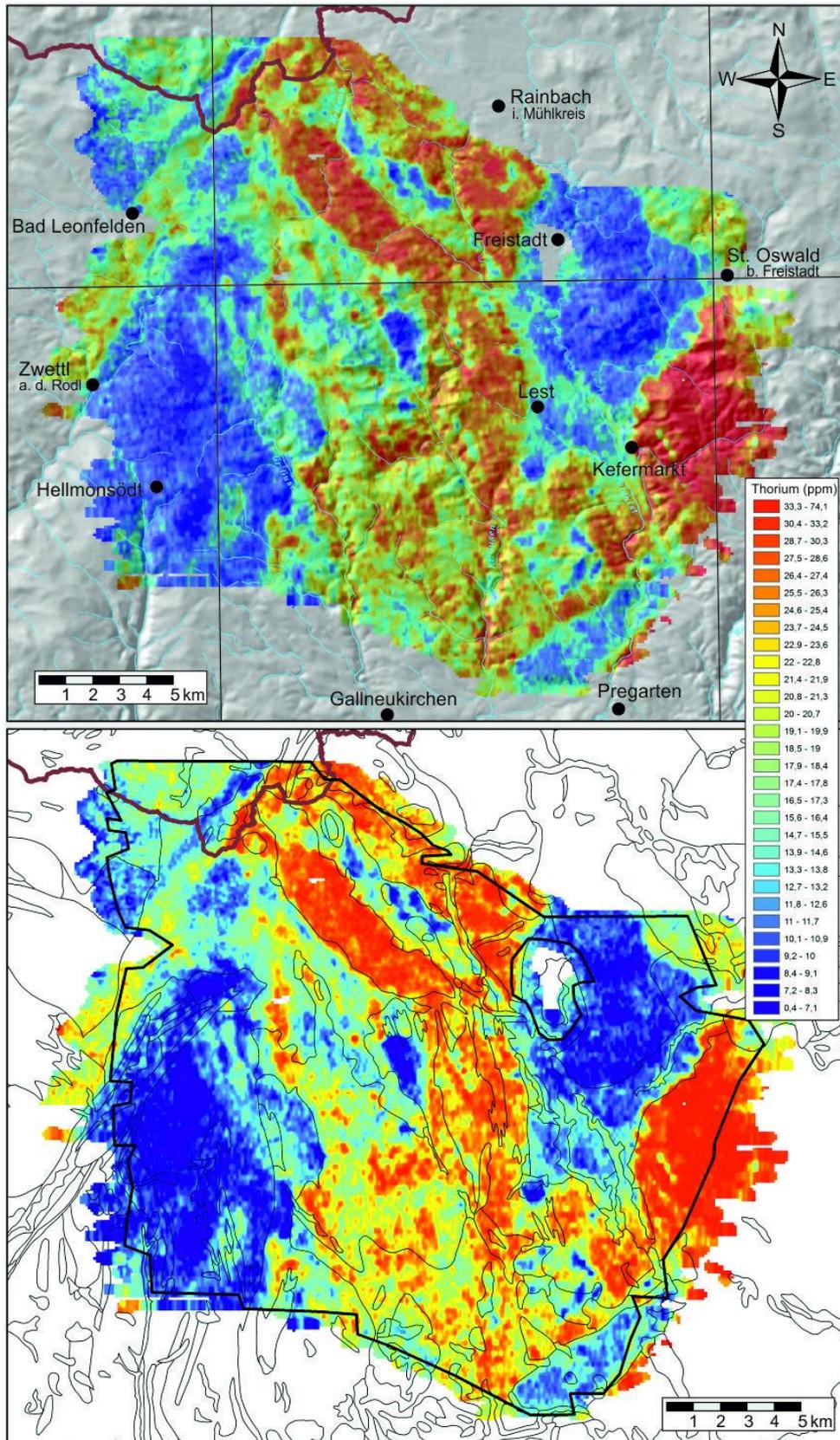


Abb. 9.4: Karte der eThoriumgehalte (ppm) im Untersuchungsgebiet aus der Aeroradiometrie (Gammaskopie). Oben sind zusätzlich ein 3D Geländemodell und die wichtigsten Flüsse und Ortschaften sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 und die Staatsgrenze eingetragen, unten die geologischen Grenzen nach KRENMAYR & SCHNABEL (2006). Die schwarze Umrandung des Messgebietes zeigt die Grenze, außerhalb der die Flughöhe von 100 m überschritten wurde (siehe Text).

Gesteinstyp, lithologische Einheit	stratigraph. und tekton. Stellung	n	Mittel	Min	Max	Med	$\sigma$
Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt	Holozän	16086	2.86	0.91	6.48	2.71	0.88
Verwitterungslehm, Lehm überwiegend umgelagert	Würm und älter	7720	3.55	1.7	6.34	3.51	0.84
Sedimente von Freistadt – Kefermarkt, limnisch-fluviatil	Oligozän	16703	3.23	1.2	6.73	3.10	0.79
Mylonit und Kataklasit in Störungszonen		6794	2.12	0.5	4.21	2.11	0.53
Aplit, Pegmatit	südböhm. Pluton	1680	3.62	1.80	5.53	3.63	0.76
Freistädter Granodiorit – Randfazies	südböhm. Pluton	46956	2.74	0.65	6.22	2.71	0.68
Freistädter Granodiorit – Kernfazies	südböhm. Pluton	43498	2.91	1.0	6.14	2.88	0.55
Mauthausener Granit, Feinkorngranite i. Allg.	südböhm. Pluton	4408	3.85	1.80	5.86	3.81	0.77
leukokrater Migmagranit	südböhm. Pluton	433	4.36	3.01	6.55	4.32	0.65
Migmagranit	südböhm. Pluton	4353	3.96	2.3	7.32	3.98	0.65
Weinsberger Granit	südböhm. Pluton	219807	4.08	0.2	8.76	4.11	0.83
Weinsberger Granit-Randbereich	südböhm. Pluton	91121	3.97	1.23	7.31	3.96	0.71
Mylonitische Gesteine entlang von Störungszonen	südböhm. Pluton	7991	2.51	0.99	4.91	2.47	0.58
Altenberger Granit	südböhm. Pluton	41574	3.54	0	7.14	3.71	1.05
Schlierengranit	südböhm. Pluton	139739	3.15	0.71	6.69	3.11	0.74
Diatektischer Paragneis („homogenisierter Perlgneis“)	Bavarikum	3242	2.33	1.23	3.68	2.31	0.42
Metablastischer bis metatektischer Paragneis („Perlgnais“)	Bavarikum	56208	2.17	0	5.57	2.15	0.62
Übergangzone von Paragneis zu anatekt. Paragneis	Bavarikum	8362	2.88	1.41	4.78	2.83	0.48
Paragneis („Schiefergneis“)	Bavarikum	2423	2.20	0.98	3.28	2.22	0.38

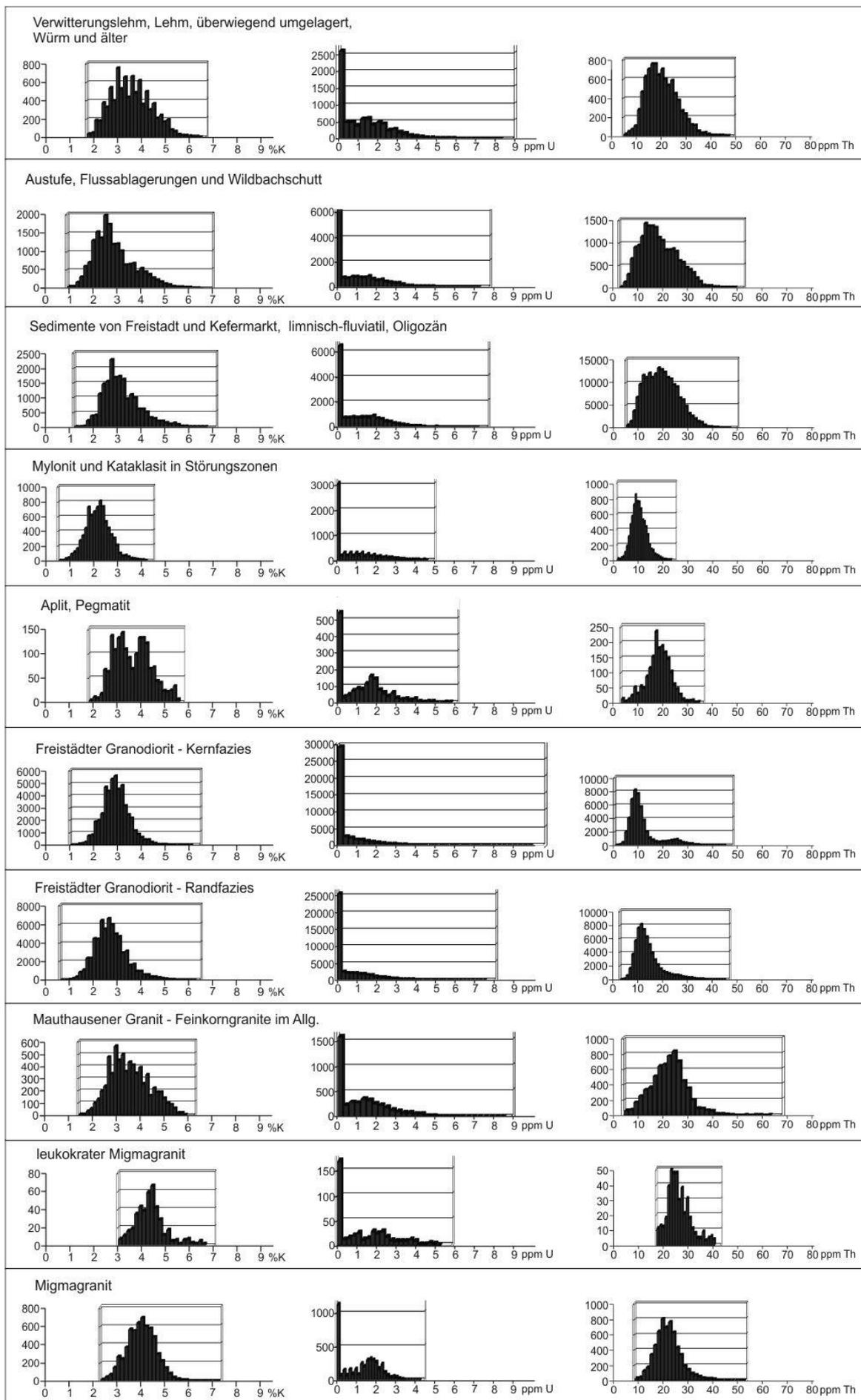
Tab. 9.6: Gammaskopisch bestimmte Kaliumgehalte der Festgesteine und Lockersedimente des Messgebietes Lest (n=Anzahl der Messungen, Mittelwert, Minimum, Maximum, Median und Standardabweichung  $\sigma$ ). Geologische Einheiten nach der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

Gesteinstyp, lithologische Einheit	stratigraph. und tekton. Stellung	n	Mittel	Min	Max	Med	$\sigma$
Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt	Holozän	16086	1.03	0	7.12	0.7	1.15
Verwitterungslehm, Lehm überwiegend umgelagert	Würm und älter	7720	1.19	0	8.30	1.00	1.20
Sedimente von Freistadt – Kefermarkt, limnisch-fluviatil	Oligozän	16703	1.05	0	7.07	0.71	1.15
Mylonit und Kataklasit in Störungszonen		6794	0.8	0	4.5	0.40	0.97
Aplit, Pegmatit	südböhm. Pluton	1680	1.27	0	5.78	1.3	1.17
Freistädter Granodiorit – Randfazies	südböhm. Pluton	46956	0.67	0	7.5	0	0.98
Freistädter Granodiorit – Kernfazies	südböhm. Pluton	43498	0.46	0	9.8	0	0.85
Mauthausener Granit, Feinkorngranite i. Allg.	südböhm. Pluton	4408	1.22	0	8.61	0.93	1.28
leukokrater Migmagranit	südböhm. Pluton	433	1.29	0	5.16	0.97	1.36
Migmagranit	südböhm. Pluton	4353	1.19	0	4.23	1.33	0.91
Weinsberger Granit	südböhm. Pluton	219807	1.23	0	8.81	1.00	1.25
Weinsberger Granit-Randbereich	südböhm. Pluton	91121	1.05	0	8.31	0.72	1.15
Mylonitische Gesteine entlang von Störungszonen	südböhm. Pluton	7991	0.94	0	6.33	0.70	0.98
Altenberger Granit	südböhm. Pluton	41574	1.2	0	9.83	1.1	1.16
Schlierengranit	südböhm. Pluton	139739	1.01	0	9.98	0.60	1.17
Diatektischer Paragneis (homogenisierter Perlgnais)	Bavarikum	3242	1.06	0	5.72	0.8	1.08
Metablastischer bis metatektischer Paragneis (Perlgnais)	Bavarikum	56208	1.02	0	8.42	0.7	1.15
Übergangzone von Paragneis zu anatekt. Paragneis	Bavarikum	8362	2.28	0	10.35	2.21	1.68
Paragneis („Schiefergneis“)	Bavarikum	2423	0.80	0	4.11	0.42	0.91

Tab. 9.7: Gammaskopisch bestimmte Urangelhalte der Festgesteine und Lockersedimente des Messgebietes Lest (n=Anzahl der Messungen, Mittelwert, Minimum, Maximum, Median und Standardabweichung  $\sigma$ ). Geologische Einheiten nach der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

Gesteinstyp, lithologische Einheit	stratigraph. und tekton. Stellung	n	Mittel	Min	Max	Med	$\sigma$
Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt	Holozän	16086	18.57	2.69	47.96	17.53	7.39
Verwitterungslehm, Lehm überwiegend umgelagert	Würm und älter	7720	19.89	4.85	46.45	19.11	6.51
Sedimente von Freistadt-Kefermarkt, limnisch-fluviatil	Oligozän	16703	19.26	4.96	46.69	18.87	6.64
Mylonit und Kataklasit in Störungszonen		6794	10.23	1.64	23.66	9.94	3.02
Aplit, Pegmatit	südböhm. Pluton	1680	17.88	2.99	34.71	17.88	5
Freistädter Granodiorit – Randfazies	südböhm. Pluton	46956	13.57	2.91	45.53	12.36	5.23
Freistädter Granodiorit – Kernfazies	südböhm. Pluton	43498	10.54	0.76	45.35	9.46	4.78
Mauthausener Granit, Feinkorngranite i. Allg.	südböhm. Pluton	4408	22.75	4.21	62.42	23.66	8.15
leukokrater Migmagranit	südböhm. Pluton	433	26.25	17.33	40.05	25.42	4.74
Migmagranit	südböhm. Pluton	4353	21.38	8.53	43.60	21.24	4.82
Weinsberger Granit	südböhm. Pluton	219807	24.47	2.41	77.42	24.41	7.34
Weinsberger Granit-Randbereich	südböhm. Pluton	91121	20.59	1.82	47.84	20.45	6.05
Mylonitische Gesteine entlang von Störungszonen	südböhm. Pluton	7991	13.33	2.6	35.99	12.34	4.97
Altenberger Granit	südböhm. Pluton	41574	13.88	0	39.45	12.74	5.87
Schlierengranit	südböhm. Pluton	139739	17.28	1.13	48.41	16.64	5.62
Diatektischer Paragneis („homogenisierter Perlgneis“)	Bavarikum	3242	9.52	3.71	18.16	9.44	2.1
metablast. bis metatektischer Paragneis („Perlgnais“)	Bavarikum	56208	10.27	0	34.94	9.85	3.74
Übergangzone von Paragneis zu anatekt. Paragneis	Bavarikum	8362	18.22	7.31	45.04	17.65	4.46
Paragneis („Schiefergneis“)	Bavarikum	2423	11.82	4.53	24.34	11.40	3.31

Tab. 9.8: gammaspektroskopisch bestimmte Thoriumgehalte der Festgesteine und Lockersedimente des Messgebietes Lest (n=Anzahl der Messungen, Mittelwert, Minimum, Maximum, Median und Standardabweichung  $\sigma$ ). Geologische Einheiten nach der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).



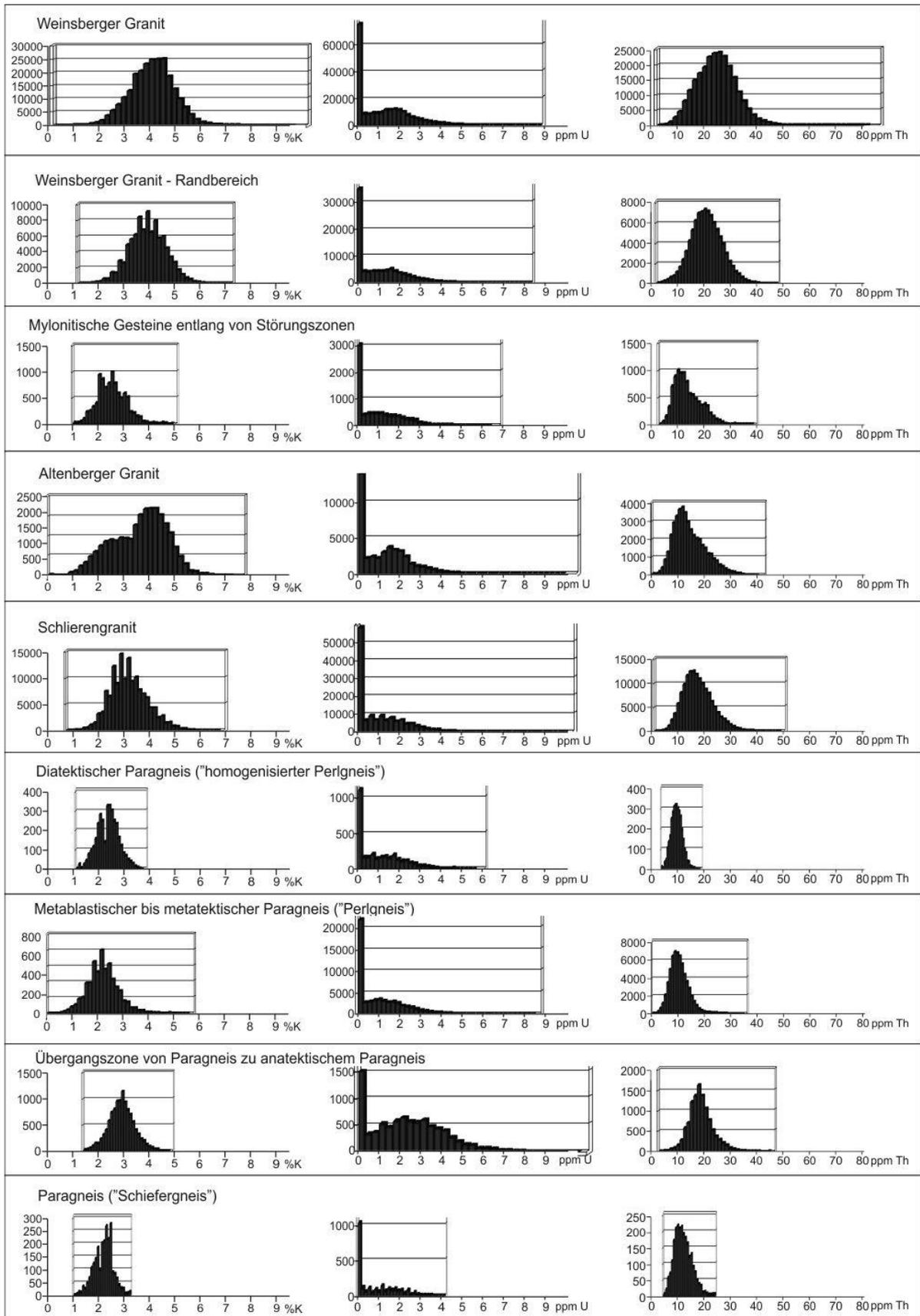


Abb. 9.9: Histogramme der gammaspektrometrisch gemessenen Verteilungen der Elemente Kalium (linke Spalte), Uran (mittlere Spalte) und Thorium (rechte Spalte) in den verschiedenen Gesteinstypen.

### 9.3.2 Ternäre Darstellung K-U-Th, binäre Darstellungen K-U, K-Th und U-Th

Die Verhältnisdarstellungen aller drei oder jeweils zweier Elemente bieten den Vorteil, dass etwaige lokal begrenzte Dämpfungseffekte wie z. B. erhöhte Bodenfeuchte oder unterschiedliche Vegetation dabei keine Rolle spielen, da diese Effekte für alle drei Elemente einen etwa gleich starken Einfluss haben. Dies gilt natürlich ebenso für vergleichsweise Verstärkung der Strahlung gegenüber der Umgebung durch völlige Vegetationslosigkeit z. B. in größeren Steinbrucharealen oder Schotterabbauen.

Kalium ist in rot, Uran in grün und Thorium in blau eingetragen. Eine Zusatzinformation gibt die Helligkeit des Farbtones. Je heller der Farbton ist, desto höher, je dunkler, desto niedriger sind die Elementgehalte. Bei Annäherung an schwarz sind beide / oder alle drei Elemente in nur geringen Mengen vorhanden. Angaben über Absolutgehalte sind aus dieser Darstellung aber nicht ableitbar.

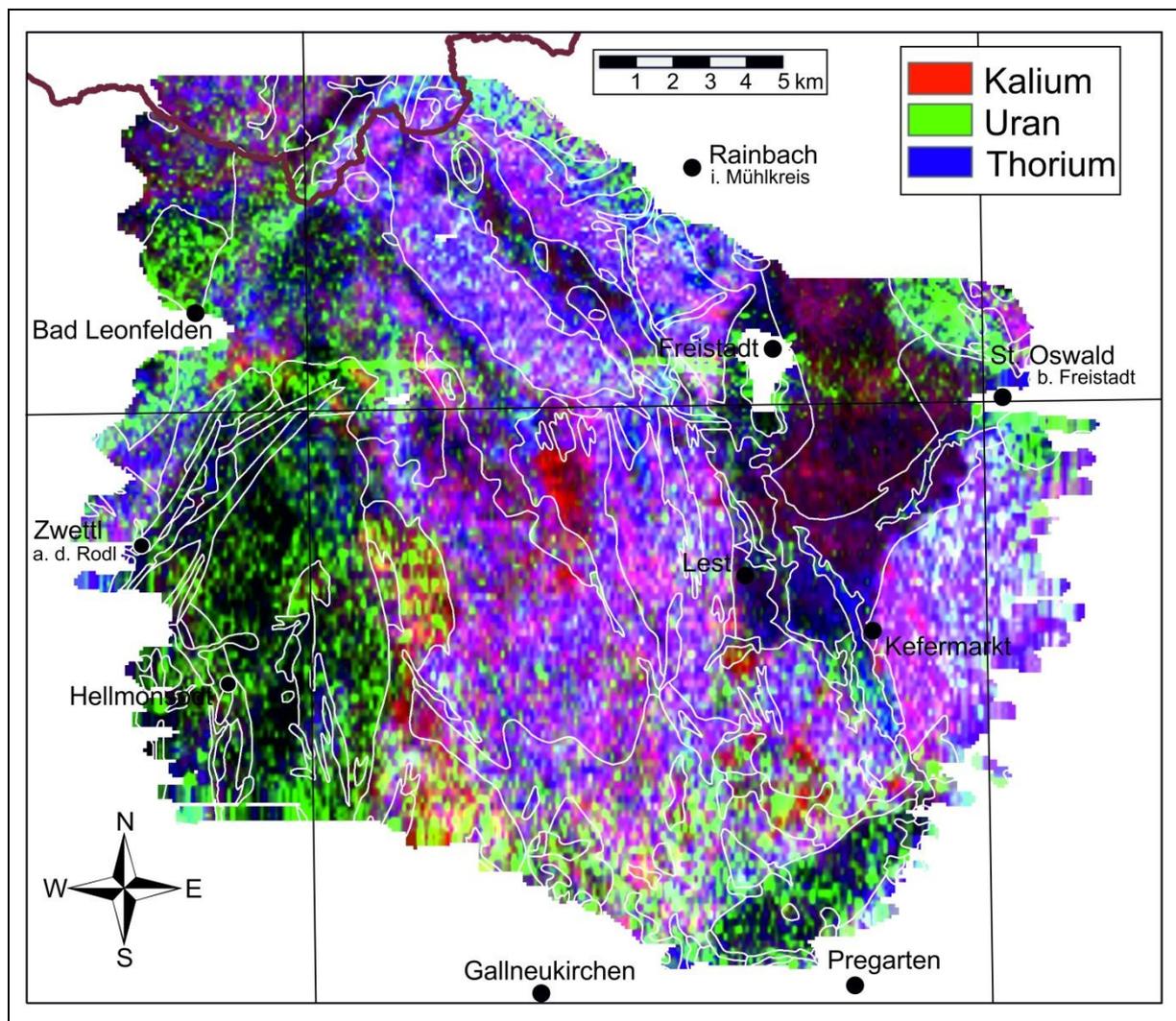


Abb. 9.5: Ternäre Darstellung des Kalium-, eUran- und eThorium-Gehaltes. Es sind die wichtigsten Ortschaften, sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 und die Staatsgrenze eingetragen, sowie in weiß die geologischen Grenzen nach KRENNMAYR & SCHNABEL (2006).

Was in dieser Darstellung sehr klar zum Ausdruck kommt, sind Homogenitätsbereiche innerhalb der einzelnen lithologischen Einheiten. Ziemlich homogen wirken hier die Paragneise und Migmatite sowie der Weinsberger Granit (abgesehen von manchen Randbereichen). Als inhomogen sind vor allem der Schlierengranit, der Migmagranit und der Altenberger Granit zu bezeichnen sowie der Freistädter Granodiorit. Bei Letzterem sind allerdings schon aus der geologischen Kartierung mehrere Sub-Varietäten bekannt.

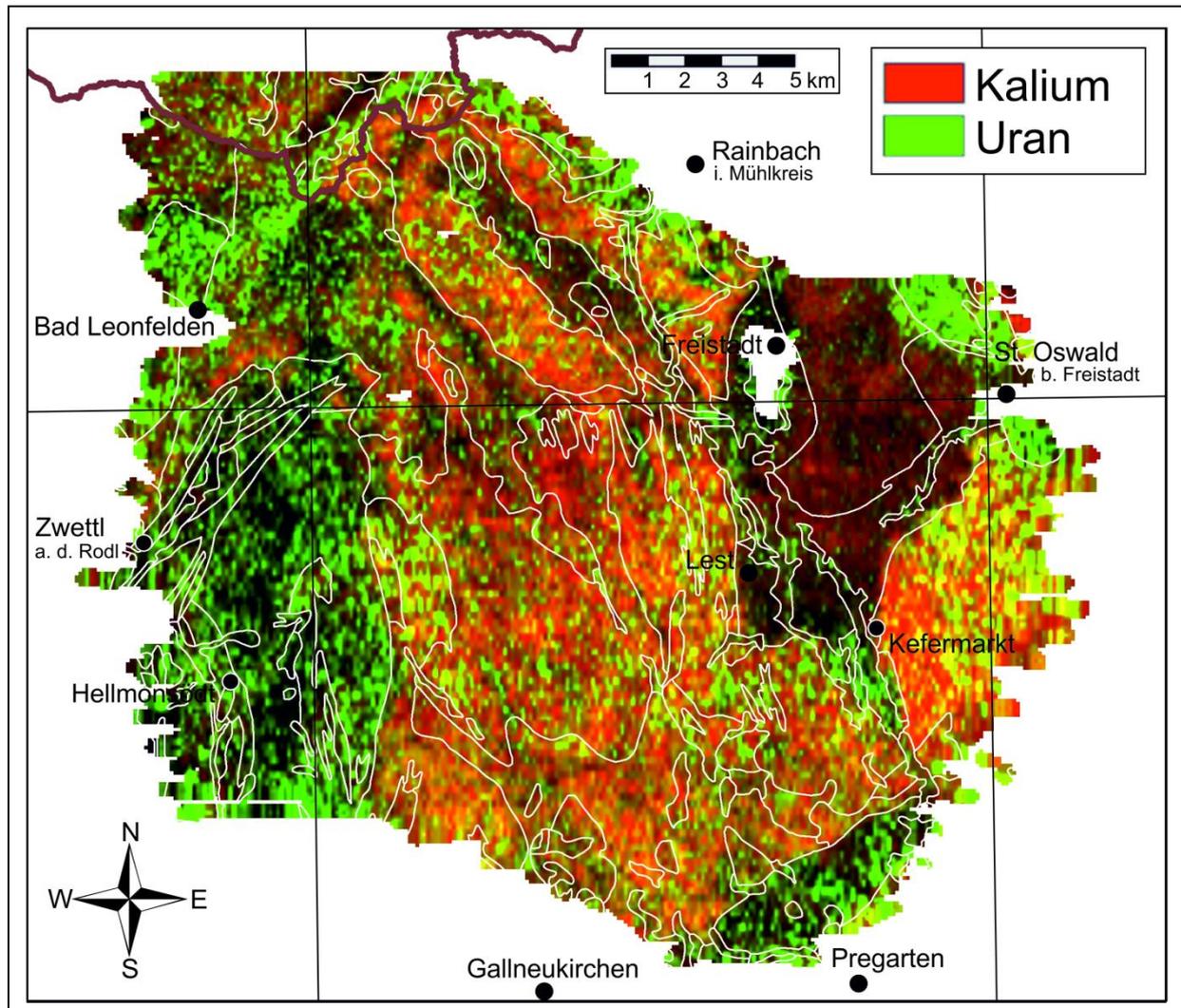


Abb. 9.6: Binäre Darstellung des Kalium/eUran Gehaltes. Es sind die wichtigsten Ortschaften, sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 und die Staatsgrenze eingetragen, sowie die geologischen Grenzen nach KRENNMAYR & SCHNABEL (2006).

Die K/U Verhältnisse sind am höchsten im Freistädter Granodiorit aufgrund des extrem geringen U-Gehalts und trotz relativ niedriger K-Gehalte. Die übrigen Granittypen sind einander in ihren Werten recht ähnlich, am relativ niedrigsten ist das K/U im Altenberger Granit. Die Paragneise und Migmatite weisen niedrige K/U Verhältnisse auf. Auffällige Unterschiede erkennt man zwischen dem Freistädter Granodioritkörper um Freistadt und jenem NW Pregarten. Hinweise auf Zusammensetzungsunterschiede gibt es auch im Altenberger Granit zwischen dem südlichen und den nördlichen Anteilen.

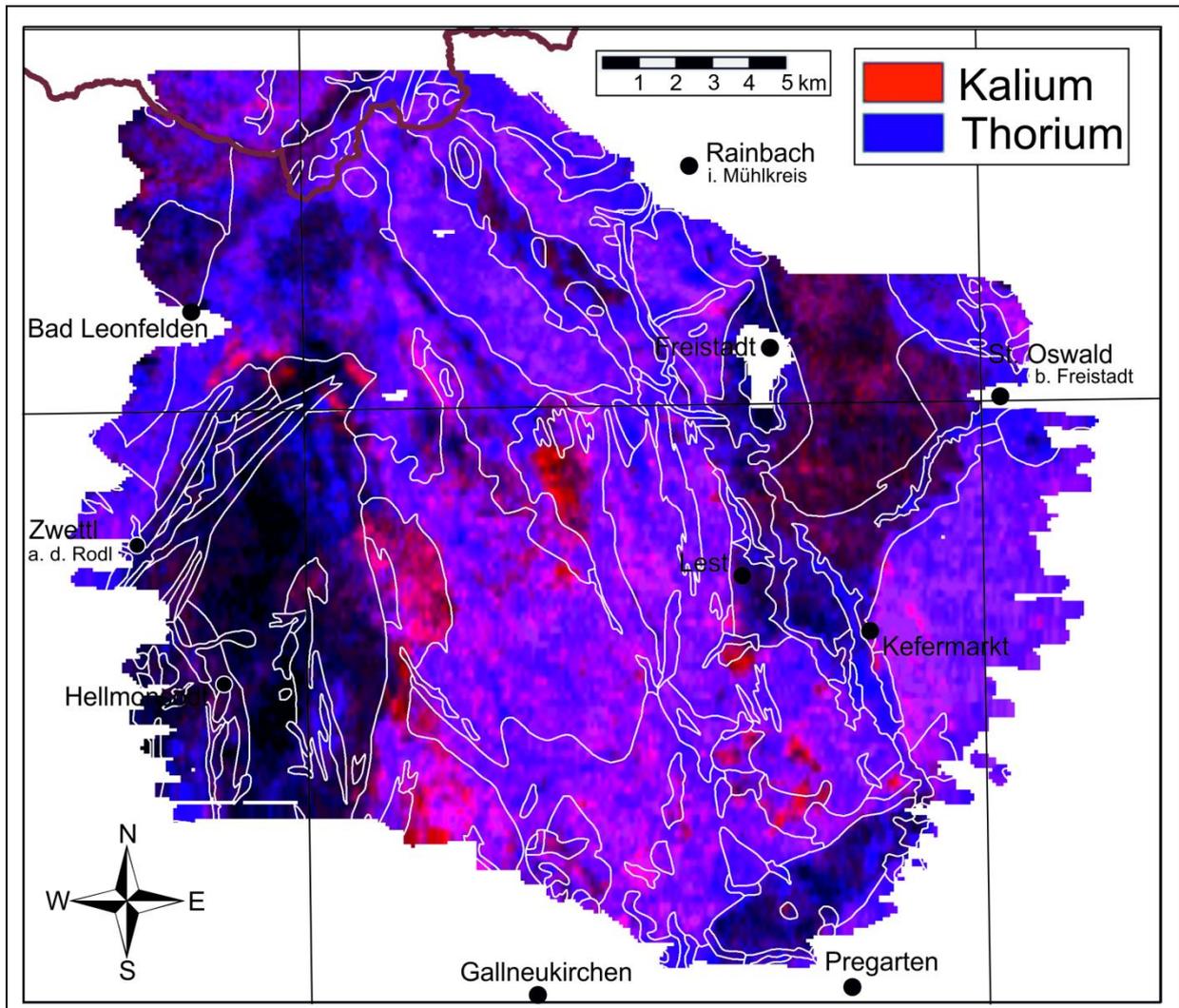


Abb. 9.7: Binäre Darstellung des Kalium/eThorium Gehaltes. Es sind die wichtigsten Ortschaften, sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 und die Staatsgrenze eingetragen, sowie die geologischen Grenzen nach KRENMAYR & SCHNABEL (2006).

Die K/Th Verhältnisse sind am höchsten im Freistädter Granodiorit, der auch hier interne Variationen der Zusammensetzung zeigt. So unterscheidet sich in dem Intrusionskörper um Freistadt der nördliche und östliche Teil mit höheren Werten vom südlichen und westlichen Anteil mit wesentlich niedrigeren Werten. Auch der Intrusionskörper des Freistädter Granodiorits NW Pregarten weist verhältnismäßig niedrige Werte auf. Hoch sind die K/Th Verhältnisse im Altenberger Granit und in den Migmatiten. Paragneise und einige Granittypen, wie der Migma- und der Schlierengranit, besitzen zumeist mittlere Werte, z. T. treten aber auch geringere Werte auf. Niedrige Werte finden sich im Weinsberger und im Mauthausener Granit sowie in den Sedimenten. Der als Randbereich separat ausgeschiedene Anteil des Weinsberger Granits und der Altenberger Granit weisen interne Inhomogenitäten auf.

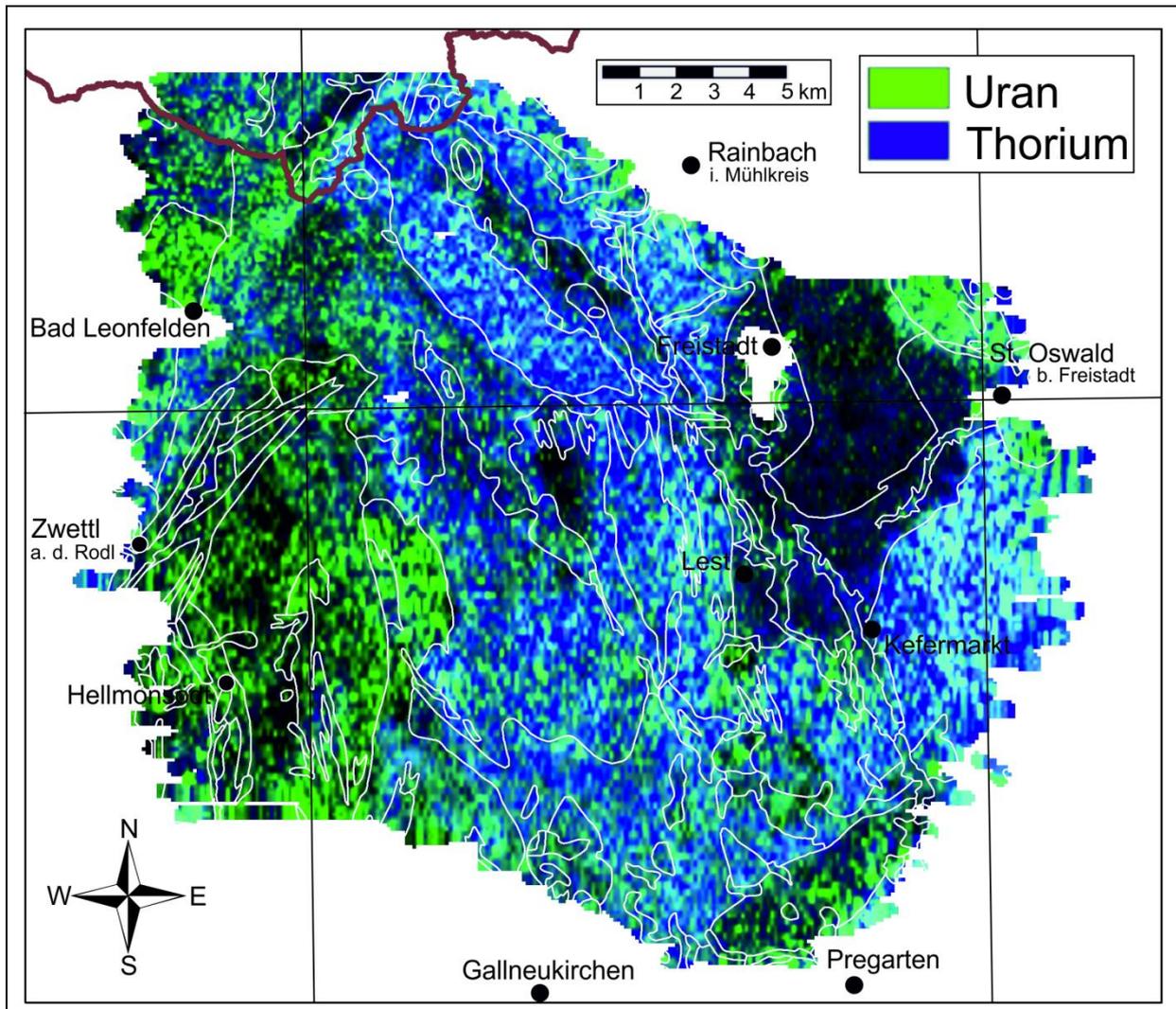


Abb. 9.8: Binäre Darstellung des eUran/eThorium Gehaltes. Es sind die wichtigsten Ortschaften, sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 und die Staatsgrenze eingetragen, sowie die geologischen Grenzen nach KRENMAYR & SCHNABEL (2006).

Die U/Th Verhältnisse sind hoch für Paragneise, Migmatite und den Altenberger Granit. Die Sedimente zeigen eher mittlere Werte, während die Granite zu niedrigen Werten tendieren. Der Freistädter Granodiorit weist die niedrigsten auf. Dieser ist intern recht inhomogen aufgebaut. Der Intrusionskörper NW Pregarten zeigt vergleichsweise hohe Werte, der in der Umgebung von Freistadt deutlich niedrigere. Dieser ist selbst intern gegliedert, mit einer Th-Vormacht im S, während der Rest fleckig strukturiert ist, mit z. T. lokaler U Vormacht. Die Elementgehalte sind im Freistädter Granodiorit im Durchschnitt gering.

In allen drei binären Darstellungen der Radiometrie heben sich die Paragneise bei St. Oswald scharf von ihrer Umgebung ab. Dies stimmt in einem Abschnitt nicht mit der eingezeichneten geologischen Grenze nach der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) überein. In der neueren geologischen Karte ÖK50 Blatt 16 Freistadt (SCHUBERT et al., 2010) sind die geologischen Grenzen aber anhand neuer Kartierungen bereits so eingezeichnet, wie sie auch nach der Aeroradiometrie zu erwarten wären.

### 9.3.4 Dosisleistung

Die Dosisleistung wird als die gewichtete Summe der Gehalte von Kalium, Uran und Thorium errechnet. Sie findet Anwendung im Bereich des Strahlenschutzes und gibt die pro Zeiteinheit aufgenommene Strahlendosis an.

Die in Form der Dosisleistung berechnete natürliche Strahlungsbelastung liegt im gesamten Untersuchungsgebiet Messgebiet Lest weit unter 1 mSv/Jahr. 90 % der Werte liegen zwischen 6 und 81 nSv/Stunde, der Median bei 111 und der Maximalwert bei 379 nSv/Stunde. 114 nSv/Stunde entsprechen 1 mSv/Jahr.

Gemessene Ortsdosisleistungen (natürliche Strahlung der Umgebung) des österreichischen Strahlenfrühwarnsystems zeigten beispielsweise folgende, am selben Tag gemessene Werte:

Messstelle	Dosisleistung (nSv/Stunde)
Eferding	116
Freistadt	107
Gmünd	123
Linz	107
Perg	154
Rohrbach	91
Ulrichsberg	97
Zwettl (NÖ)	179

Tab. 9.9: Ausgewählte Ortsdosisleistungen des österreichischen Strahlenfrühwarnsystems (Quelle: Homepage des Bundesministerium für Land- und Forst-, Umwelt und Wasserwirtschaft).

Hohe Werte der Dosisleistung finden sich im Weinsberger Granit. In seiner Randfazies, die auf der geologischen Karte mit eigener Signatur ausgeschieden ist, sind die Werte etwas niedriger und wesentlich uneinheitlicher. Sehr niedrige Werte treten im Freistädter Granodiorit auf. Die anderen Granittypen zeigen etwa mittlere Werte, die im Schlierengranit eher uneinheitlich sind. Auffällig ist die ausgeprägte Inhomogenität der Werte in den Schlierengraniten im Bereich der Rodl-Kaplice Störungszone in der NW Ecke des Messgebietes. Bei den hochmetamorphen Paragneisen finden sich sehr geringe Dosisleistungen in den Migmatiten der Lichtenbergscholle, während die Paragneise im NE des Messgebietes (Übergangszone von Paragneis zu anatektischem Paragneis auf der geologischen Karte 1:200.000) deutlich höhere Werte aufweisen. Der anatektische Altenberger Granit zeigt höhere Werte, wenn er nahe dem Weinsberger Granit auftritt, niedrigere hingegen innerhalb des Verbands der Perlgneise.

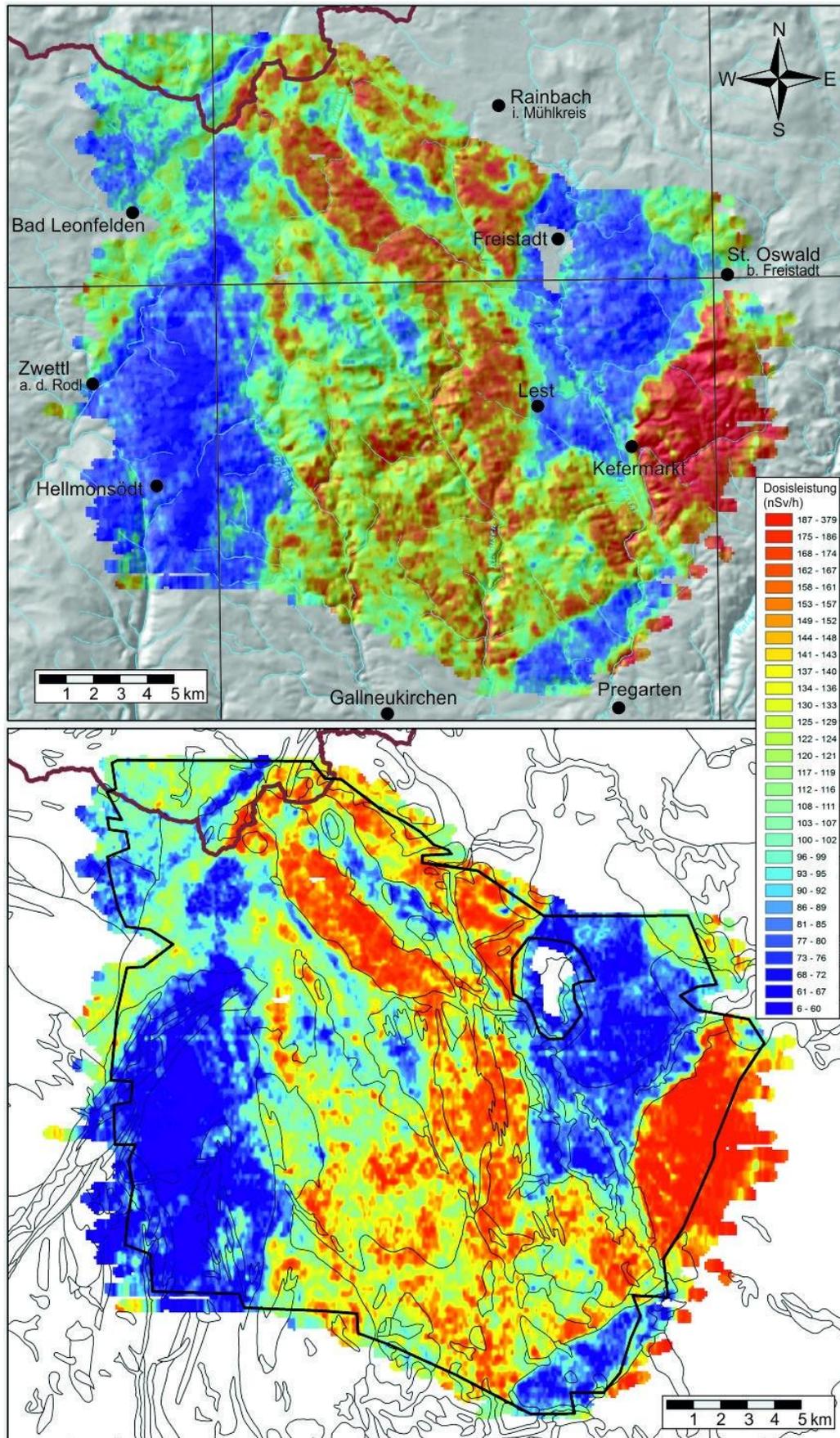


Abb. 9.10: Karte der aus den Zählraten von Kalium, eUran und eThorium errechneten Dosisleistung (nSv/h). Eingezeichnet sind weiters die Bundesland- und Staatsgrenzen, die wichtigsten Gewässer und Ortschaften.

### 9.3.5 Cäsium-137 (Fallout nach Tschernobyl)

Die Belastung mit  $^{137}\text{Cs}$ , die heute fast ausschließlich auf den Reaktorunfall von Tschernobyl zurückzuführen ist, ist mit Werten von zu 90 % unter  $21 \text{ kBq/m}^2$  sehr gering (Mittelwert 12, Median 11, Maximalwert  $60 \text{ kBq/m}^2$ ). Die flächenmäßige Verteilung ist in Abb. 9.12 dargestellt.

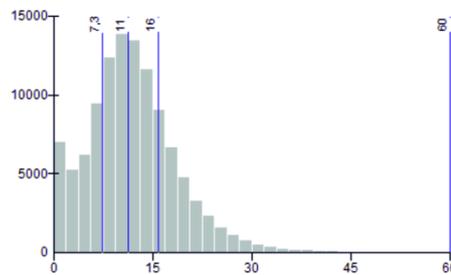


Abb. 9.11: Verteilung der Cäsiumwerte (in  $\text{kBq/m}^2$ ). Es ist Median, erstes und drittes Quartil eingetragen.

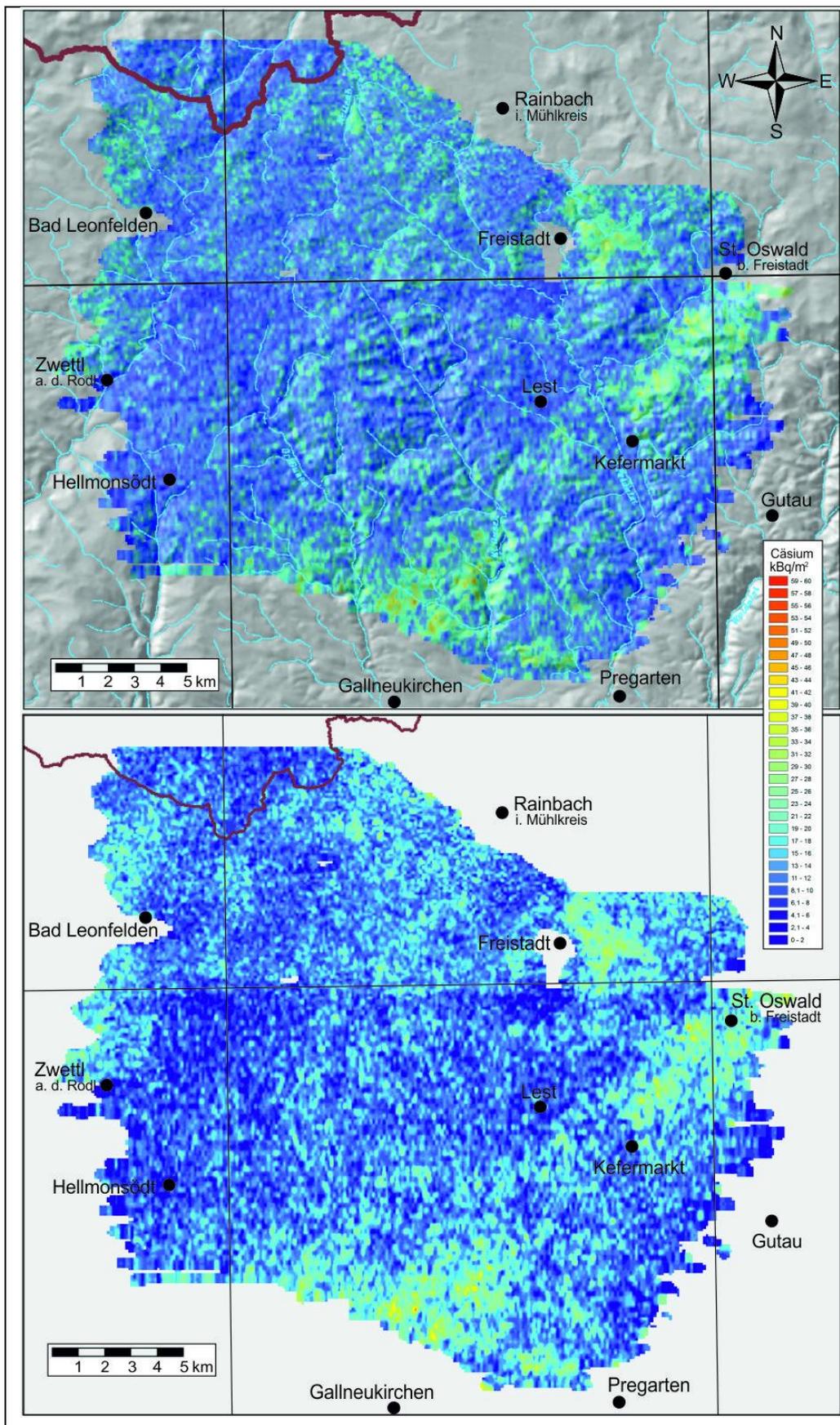


Abb. 9.12: Karte der Verteilung von  $^{137}\text{Cs}$ . Eingezeichnet sind weiters die Bundesland- und Staatsgrenzen, die wichtigsten Gewässer und Ortschaften.

## 9.4 Bodenradiometrie

Mit einem neu erworbenen und erstmals eingesetzten Messgerät (Gamma Surveyor der Firma GF Instruments, 512 Kanäle, 0.35 l NaI(Tl) Detektor) wurden auf 6 ausgewählten Profilen (s. Abb. 9.13) Messungen durchgeführt und mit den Messwerten der Hubschrauber-geophysik verglichen. Die Positionsbestimmung erfolgte über einen GPS-Empfänger (GARMIN 60CSx). Die Testprofile liegen innerhalb von Migmatitserien (PG1, PG2), innerhalb des Altenberger Granits (A2, A3) und des Weinsberger Granits (WGR2, WGR3).

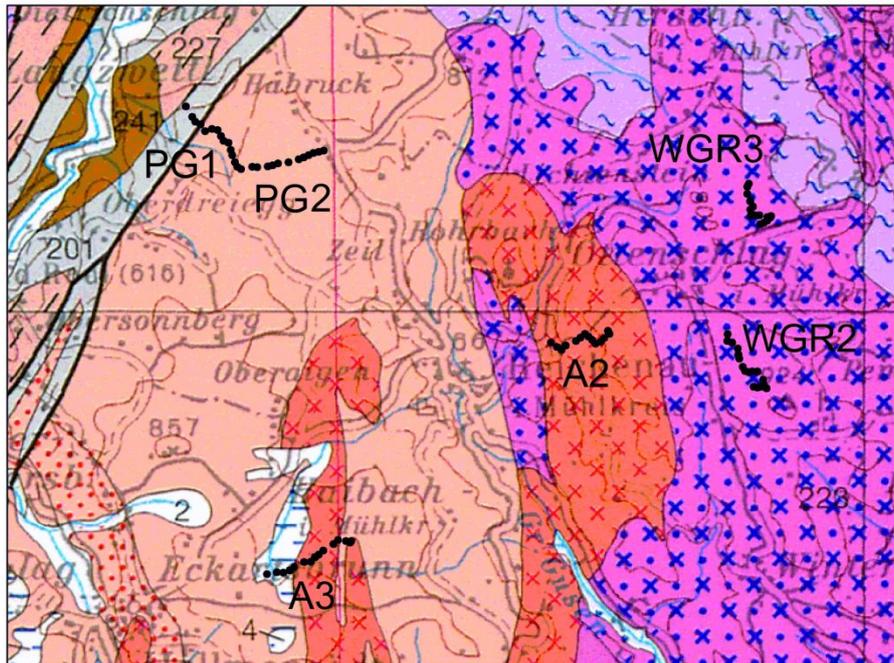


Abb. 9.13: Lage der Bodenradiometrieprofile in der geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

### Profil PG1 und PG2 (Abb. 9.14)

Die Profile PG1 und PG2 liegen zum Großteil auf als Perlgneis kartiertem, geologischem Untergrund. Im Nordwesten schneidet das Profil PG1 den Mylonit der Rodlstörung (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006). Das Profil PG1 verläuft in einem Waldgebiet, das Profil PG2 auf Ackerflächen. Der Vergleich der Kalium- und Thoriumgehalte der Bodenradiometrie mit der Aeroradiometrie zeigt eine ausgezeichnete Übereinstimmung, sowohl in der Lage als auch hinsichtlich der Amplituden. Die Waldgrenze ist bei keinem der Elemente erkennbar, ein Hinweis darauf, dass die Vegetationskorrektur der Aeroradiometrie gut funktioniert. Die erhöhten Thoriumwerte im Osten (Profil PG2) könnten die Folge der landwirtschaftlichen Nutzung sein.

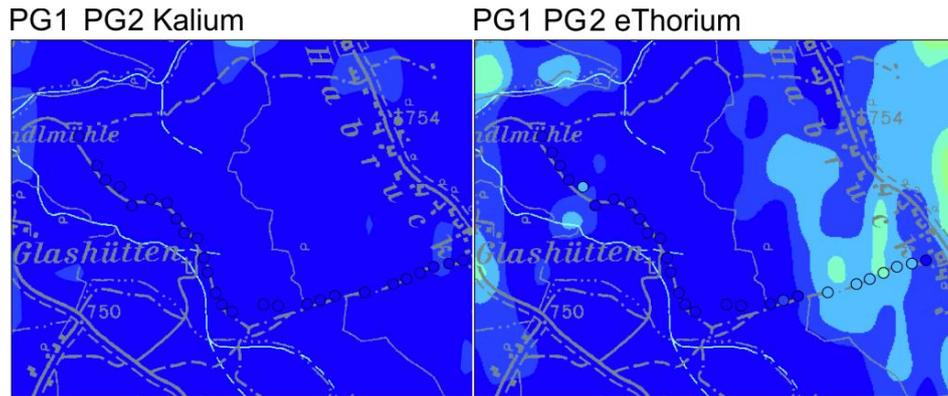


Abb. 9.14: Bodenradiometrieprofile PG1 und PG2 für Kalium und Thorium im Vergleich mit der Aeroradiometrie. Einfärbung der Bodenmessungen in der gleichen Farbe wie die Aeromessungen.

### Profil WGR2

Das Profil WGR2 liegt auf als Weinsberger Granit - Randbereich kartiertem, geologischem Untergrund (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) und verläuft in einem Waldgebiet, unterbrochen von einer Lichtung im Mittelteil. Bei der Begehung zeigte sich das Profil als sehr inhomogen, was die Bodenbedeckung als auch die Bodenfeuchtigkeit betrifft. Der Vergleich der Kalium- und Thoriumgehalte der Bodenradiometrie mit der Aeroradiometrie zeigt daher nur teilweise eine gute Übereinstimmung in der Lage (z. B. Maximum im S des Profils bei K und Th), hinsichtlich der Amplituden ist die Bodenradiometrie etwas höher. Vor allem im Bereich der Lichtung scheint die Vegetationskorrektur beim Thorium zu hoch. Die einzelnen Ausreißer im N (K und Th) und im S (Th) sind höchstwahrscheinlich auf die integrative Messung (Aero) im Gegensatz zur punktförmigen Messung (Boden) bei gleichzeitiger Inhomogenität der Bodenbedeckung zurückzuführen.

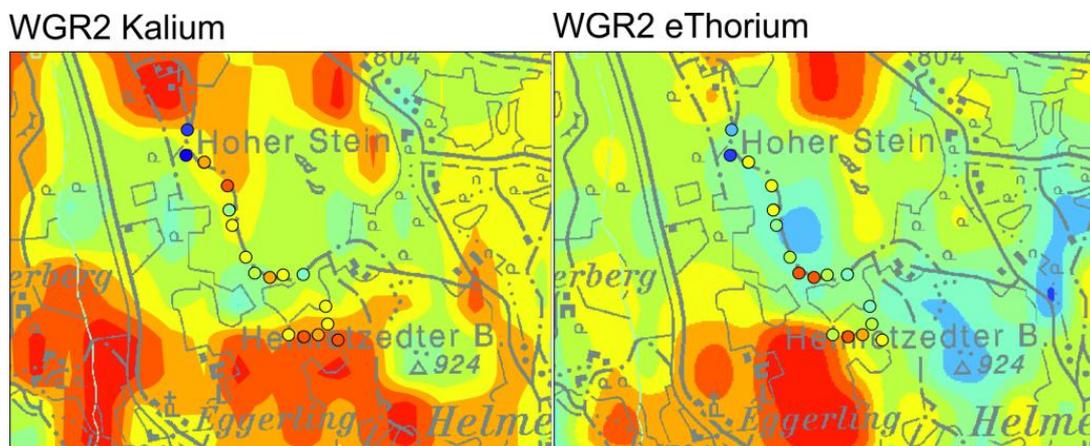


Abb. 9.15: Bodenradiometrieprofil WGR2 für Kalium und Thorium im Vergleich mit der Aeroradiometrie. Einfärbung der Bodenmessungen in der gleichen Farbe wie die Aeromessungen.

### Profil WGR3

Das Profil WGR3 liegt ebenfalls auf als Weinsberger Granit - Randbereich kartiertem, geologischem Untergrund (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) und verläuft in einem Waldgebiet. Bei der Begehung zeigte sich das Profil als zweigeteilt, was die Bodenfeuchtigkeit betrifft. Im S (steil abfallendes Gelände Richtung Süden) war der Boden sehr trocken. Der gesamte Nordteil befindet sich in einer Senke und war extrem feucht. Der Vergleich der Kalium- und Thoriumgehalte der

Bodenradiometrie mit der Aeroradiometrie zeigt eine sehr gute Übereinstimmung sowohl in der Lage (z. B. Maxima im S des Profils bei K und Th), als auch hinsichtlich der Amplituden. Die Vegetationskorrektur hat sehr gut funktioniert (Süden des Profils). Die Form der Anomalie in der Aeroradiometrie ergibt sich als Folge der sehr hohen Bodenfeuchtigkeit in einer Art Kessel und ist nicht geologischer Natur.

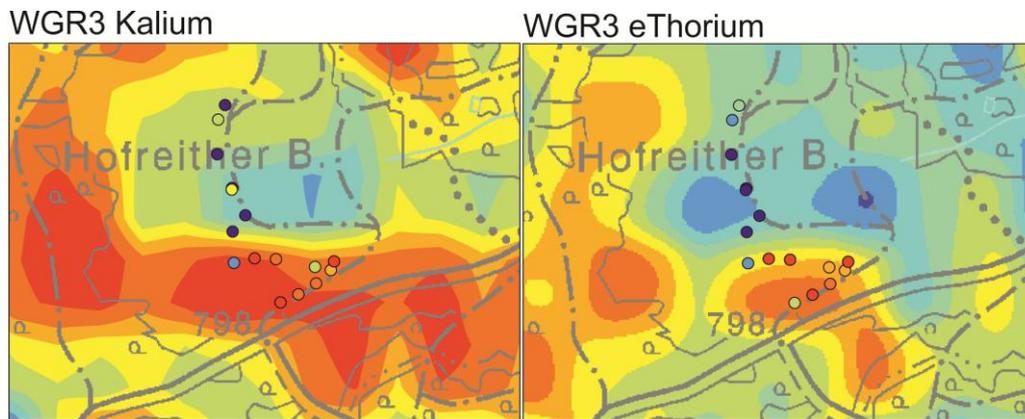


Abb. 9.16: Bodenradiometrieprofil WGR3 für Kalium und Thorium im Vergleich mit der Aeroradiometrie. Einfärbung der Bodenmessungen in der gleichen Farbe wie die Aeromessungen.

### Profil A2

Das Profil A2 liegt auf als Altenberger Granit kartiertem, geologischem Untergrund (KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006) und verläuft in einem Waldgebiet. Bei der Begehung zeigte sich das Profil als sehr inhomogen, was die Bodenfeuchtigkeit als auch die Bodenbedeckung betrifft. Im W (steil ansteigendes Gelände Richtung Osten, Waldrand) war der Boden sehr feucht. Dies zeigt sich auch in den beiden westlichsten Bodenradiometriemessungen. Ab dann war der Untergrund z.T. felsig, z.T. stark mit Humus bedeckt. Der Vergleich der Kalium- und Thoriumgehalte der Bodenradiometrie mit der Aeroradiometrie zeigt eine teilweise gute Übereinstimmung in der Lage, die Amplituden der Bodenradiometrie liegen etwas über denen der Aeroradiometrie. Die Ursache dafür ist in der sehr unterschiedlichen Bodenfeuchtigkeit und Humusbedeckung zu suchen.

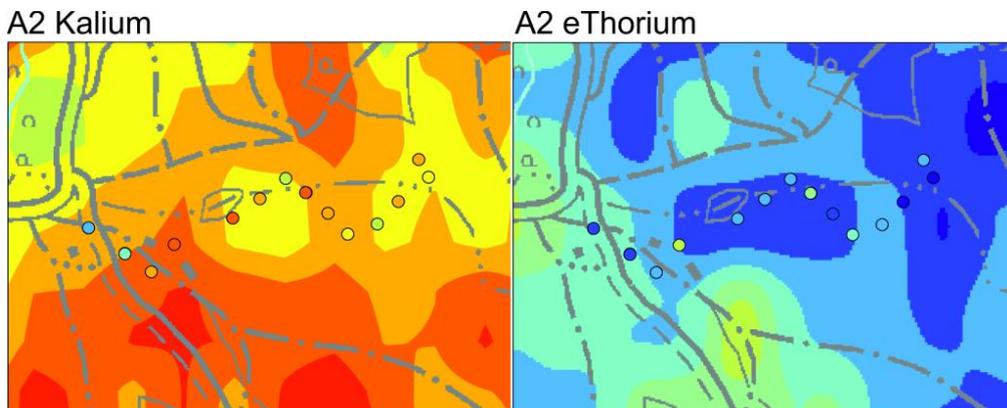


Abb. 9.17: Bodenradiometrieprofil A2 für Kalium und Thorium im Vergleich mit der Aeroradiometrie. Einfärbung der Bodenmessungen in der gleichen Farbe wie die Aeromessungen.

### Profil A3

Das Profil A3 liegt ebenfalls auf als Altenberger Granit kartiertem, geologischem Untergrund und verläuft in einem Waldgebiet. Der Westen des Profils ist als Moor bzw. Anmoor kartiert (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006). Das gesamte Profil liegt in einem Wald und zeigte sich bei der Begehung als extrem feucht (sehr viele kleine Tümpel und Bäche, dazwischen ein sehr mooriger Untergrund). Der Vergleich der Kalium- und Thoriumgehalte der Bodenradiometrie mit der Aeroradiometrie zeigt eine ausgezeichnete Übereinstimmung in der Lage und der Amplitude. Die Ursache für die wesentlich geringeren Messwerte im Vergleich zu Profil A2 (ebenfalls Altenberger Granit) ist daher wahrscheinlich in der viel stärkeren Durchfeuchtung der Oberfläche zu suchen. Die beiden Messpunkte im Osten wurden direkt auf der Schotterstraße gemessen und zeigen deshalb höhere Werte.

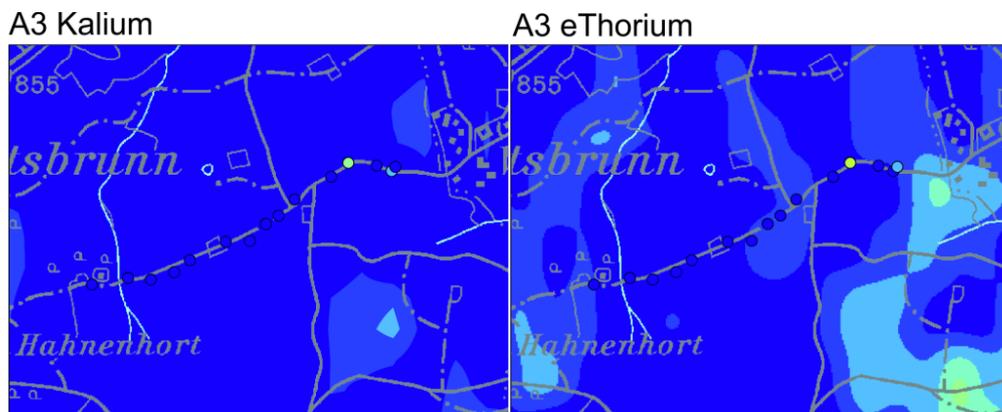


Abb. 9.18: Bodenradiometrieprofil A3 für Kalium und Thorium im Vergleich mit der Aeroradiometrie. Einfärbung der Bodenmessungen in der gleichen Farbe wie die Aeromessungen.

## 10 Literatur

- AHL, A., BIEBER, G. (2010): Correction of the attenuation effect of vegetation on airborne gamma-ray spectrometry data using laser altimeter data. – Near Surface Geophysics Vol. 8, No. 4, pp. 271-278.
- ALLETSGRUBER, I. (2007): Radongehalte in Grundwässern des Mühlviertels (Oberösterreich): Geologische und hydrogeologische Faktoren.- Dipl.-Arb. Universität Salzburg, 79 S., 50 Abb., 8 Tab., 1 Anh.; Salzburg.
- ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., HEINZ, H., MEURERS, B., SEIBERL, W., ÁDÁM, A. & SMYTHE, D. (1997): Geophysical Investigations in the Southern Bohemian Massif.- Jb. Geol. B.-A., 140, 9-28, 17 Fig., 4 Tab., 2 Pl.; Wien.
- BLAUMOSER, N. H. (1992a): Eine erste gesamte aeromagnetische Karte von Österreich und ihre Transformationen.- Mitt. Österr. Geol. Ges., 84, 185-203, 5 Abb., 2 Tab.; Wien.
- BLAUMOSER, N. H. (1992b): Die Transformation von Potentialfelddaten am Beispiel von Magnetfeldanomalien ( $\Delta T$ ) in Österreich.- Leobener H. Angew. Geophys., 4, 180-194, 2 Abb., 2 Tab., 1 Anh.; Leoben.
- BRANDMAYR, M., DALLMEYER, R. D., HANDLER, R. & WALLBRECHER, E. (1995): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan and Alpine tectonothermal activity.- Tectonophysics, 248, 97-116, 12 Fig., 1 Tab., 1 App.; Amsterdam.
- 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.
- BUCHER, B., RYBACH, L. & SCHWARZ, G. (1999): Environmental Mapping: Comparison of ground and airborne gamma spectrometry results under alpine conditions. - [in:] K. Motschka, G. Oberlercher, W. Seiberl & R. Supper: Auswertung aerogeophysikalischer Messungen, Unveröff. Bericht ÜLG-20/98: S. 1-6, 3 Fig.; Wien.
- BÜTTNER, S. (1997): Die spätvariszische Krustenentwicklung in der südlichen Böhmisches Masse: Metamorphose, Krustenkinematik und Plutonismus.- Frankfurter geowiss. Arb.: Serie A: Geologie - Paläontologie, 16.- 208 S., 68 Abb., 32 Tab.; Frankfurt/M..
- BUNDESMINISTERIUM FÜR GESUNDHEIT UND UMWELTSCHUTZ (1986): Tschernobyl und die Folgen für Österreich. - Bericht Umweltbundesamt; Wien.
- CĚRMÁK, V. (1989): Crustal heat production and mantle heat flow in Central and Eastern Europe.- Tectonophysics, 159, 195-215.
- CĚRMÁK, V., BALLING, N., DELLA VEDOVA, B., LUCACEAU, F., PASQUALE, V., PELLIS, G., SCHULZ, R. & VERDOYA, M. (1992): Heat-flow density.- In: Freemann, R. & Mueller, S. (Hrsg.): A continent revealed. The European Geotraverse - Atlas of compiled data, 49-57, 4 Fig., Atlas Map 13; Cambridge.
- CHRISTINAS, P. (1982): Rb/Sr-Alter und Genese der Palitgesteine des vorderen Bayerischen Waldes.- Diss. Ludwig-Maximilians-Univ. München, 113 S., 27 Abb., 15 Tab., 3 Taf.; München.
- CHRISTINAS, P., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1991): Altersstellung und Genese der Palite des Vorderen Bayerischen Waldes (Nordbayern).- Geologica Bavarica, 96, 87-107, 6 Abb., 3 Tab. 1 Anh.; München.
- D'ARNAUD GERKENS, J. C. (1989): Foundation of Exploration Geophysics.- Methods in Geochemistry and Geophysics, 25, XVII + 667 S., zahlreiche Abb. und Tab.; Amsterdam u. A. (Elsevier).

- DE VOS, W. (Ed.), TARVAINEN, T. (Ed.), SALMINEN, R., REEDER, S., DE VIVO, B., DEMETRIADES, A., PIRC, S., BATISTA, M. J., MARSINA, K., OTTESEN, R. T., O'CONNOR, P. J., BIDOVEC, M., LIMA, A., SIEWERS, U., SMITH, B., TAYLOR, H., SHAW, R., SALPETEUR, I., GREGORAUŠKIENE, V., HALAMIC, J., SLANINKA, I.; LAX, K.; GRAVESEN, P.; BIRKE, M.; BREWARD, N.; ANDER, E. L.; JORDAN, G.; DURIS, M.; KLEIN, P.; LOCUTURA, J.; BEL-LAN, A.; PASIECZNA, A.; LIS, J.; MAZREKU, A.; GILUCIS, A.; HEITZMANN, P.; KLAVER, G.; PETERSELL, V. (2006): Geochemical Atlas of Europe. Part 2: Interpretation of Geochemical Maps, Additional Tables, Figures, Maps, and Related Publications. 690 S. Ill.; Espoo (Geol. Survey Finland).
- EISENBUD, M. & GESELL, TH. (1997): Environmental Radioactivity. From Natural, Industrial and Military Sources (Fourth Edition).- XXV + 639 S., zahlreiche Abb. und Tab., App.; San Diego u. A. (Academic Press).
- FAURE, G. (1986): Principles of Isotope Geology (Second Edition).- XV + 589 S., zahlreiche Abb. und Tab.; New York u. A. (J. Wiley & Sons).
- FINGER, F. (1984): Die Anatexis im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich).- Diss. Univ. Salzburg, 217 S, 31 Abb., 47 Tab., 2 Phototafeln, 2 Beil., 1 geol. Kt.; Salzburg.
- FINGER, F., FRIEDL, G., HAUNSCHMID, B., KOSCHIER, E. & SCHARBERT, S. (1988): Geochemische Analysen von Granitoiden aus dem östlichen Mühlviertel (Oberösterreich).- Berichte Geol. B.-A. 14, 124-130, 1 Tab.; Wien.
- FRASL, G. (1959): Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33).- Verhandlungen Geol. B.-A., 1959, A13-A27; Wien.
- FRASL, G. & FINGER, F. (1988): Führer zur Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauwald am 22. und 23. September 1988. - Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien.
- FRASL, G. & FINGER, F. (1991): Geologisch-petrographische Exkursion in den Österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths.- Beih. Europ. J. Mineral. **3**, 23-40, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- FRASL, G., FUCHS, G., KURZWEIL, H., THIELE, O., VOHRZYKA, K., VOHRZYKA, E. & ZIRKEL, E. (1965): Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. Maßstab 1:100.000.- Geol. B.-A., Wien.
- FRIEDL, G. (1990): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Gegend nordöstlich von Freistadt (Oberösterreich) mit besonderer Berücksichtigung des „Grabengranits“.- Diplomarbeit Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 119 S., 53 Abb., 9 Tab., 2 Beil.; Salzburg.
- FUCHS, G. (1962): Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs.- Verh. Geol. B.-A., 96-117, Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der Böhmisches Masse (Erläuterungen zur Geologischen Karte des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse 1:200.000).- Jb. Geol.B.-A. 119, 1-43, geol. Karte (in 2 Beil.); Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1980): Die Böhmisches Masse in Österreich.- In: R. Oberhauser (Red.), Geol. B.-A. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs, S. 121-143, 2 Abb. ; Wien, New York (Springer).
- FUCHS, G. & SCHWAIGHOFER, B. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, ÖK 17 Großpertholz.- Geol. B.-A., Wien.
- FUCHS, G. & THIELE, O. (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald Oberösterreichs (mit Beiträgen von W. Fuchs und S. Scharbert).- 96 S., 1 Taf., 9 Abb., 3 Tab.; Wien (GBA).
- FUCHS, W. & THIELE, O. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich. 1:50000: ÖK 34 Perg. -

- Geol. B.- A.; Wien
- GASSER, V. (2005): Radionuklide im Grundwasser des östlichen Mühlviertels (Böhmische Masse). – Diplom – Arbeit Universität Salzburg.
- GERDES, A. (1997): Geochemische und thermische Modelle zur Frage der spätorogenen Granitgenese am Beispiel des Südböhmischen Batholiths: Basaltisches Underplating oder Krustenstapelung?.- Diss. Math.- Naturwiss. Fak. Univ. Göttingen, 113 S., 30 Abb., 6 Tab., 2 Anh.; Göttingen.
- GNOJEK, I. & PŘICHYSTAL, A. (1997): Ground Geophysical Mapping in the Central Part of the Moldanubian Pluton.- Jb. Geol. B.- A., 140, 193–250, 57 Fig., 5 Tab., 1 Plate; Wien.
- GÖD, R., KOLLER, F. & BRANDSTÄTTER, F., (1996): Zur Geochemie und Mineralogie eines Monazit führenden Granitkörpers im Südböhmischen Pluton (Gutau, Oberösterreich).- Jahrbuch Geol. B.-A., 139, 445–452, 7 Abb., 5 Tab.; Wien.
- GRASTY, R. L., CARSON, J. M., CHARBONNEAU, B. W. & HOLMAN, P. B. (1984): Natural Background Radiation in Canada. – Geological Survey of Canada, Bulletin 360.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht).- Unveröff. Bericht Institut f. Meteor. u. Geophys., Univ. Wien, 32 S., 5 Abb., 1 Beil., 1 Anh.; Wien.
- HANDLER, R., BRANDMAYR, M. & WALLBRECHER, E. (1991): The Rodl Shear Zone in the southern Bohemian Massif. – Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, 69–86, 6 Fig.; Stuttgart.
- HAUNSCHMID, B. (1989): Das Granitgebiet um Plochwald zwischen Sandl und Windhaag im nordöstlichen Oberösterreich: mit besonderer Berücksichtigung des dortigen Plochwalder Granit-Typs und des Pseudokinzingits.- Diplomarbeit Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 170 S., 31 Abb., 34 Tab., 2 Taf.; Salzburg.
- HEINZ, H. (1990): Geophysical analysis of some fracture zones in the Herzynian and Alpine system.- In: H. P. Rossmanith: Mechanics of Jointed and Faulted Rocks, 157–161, 5 Fig.; Rotterdam.
- HEINZ, H. (1992): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Unveröff. Bericht ÜLG-28/91, 72 S., 55 Abb., 12 Tab., 24 Beil.; Geol. B.-A. Wien.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Oberösterreich.- Unveröff. Bericht Projekt OC-1c/84, 14 S., 4 Abb., 5 Beil.; Wien.
- HÜBL, G. (1993): Modellrechenmethoden und ihre Anwendung auf eine Gruppe magnetischer Anomalien nahe Liebenau in der Böhmischen Masse.- Unveröff. Dipl. Arb. Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Wien, 75 S., zahlr. Abb. und 1 Tab.; Wien.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (IAEA) (1979): Gamma Ray Surveys in Uranium Exploration. – Techn. Rep. Series No. 186; Wien.
- JILG, W. (1992): Regionale Verteilung von Gesteinsdichten und magnetischen Suszeptibilitäten in der Böhmischen Masse Österreichs.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 38, 57–72, 7 Abb., 5 Tab.; Wien.
- KEMSKI, J., KLINGEL, R. & SIEHL, A. (1996): Die terrestrische Strahlung durch natürliche radioaktive Elemente in Gesteinen und Böden.- In: Siehl, A. (Hrsg.): Umweltradioaktivität, 69–96, 5 Tab., 15 Abb.; Berlin (Ernst & Sohn).

- KILLEEN, P. G. (1979): Gamma ray spectrometric methods in Uranium exploration - application and interpretation. - Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores. Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rep., 31; Ottawa.
- KLOB, H. (1971): Der Freistädter Granodiorit im österreichischen Moldanubikum.- Verh. Geol. B.-A., 1971, 98-142, 18 Abb., 13 Tab.; Wien.
- KOVACS, A., HOLLADAY, J. S. & BERGERON, C. J. (1995): The footprint/altitude ratio for helicopter electromagnetic sounding of sea-ice thickness: Comparison of theoretical and field estimates. - Geophysics, Vol. 60, No. 2.
- KRENMAYR, H. G. & SCHNABEL, W. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. - Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRENN, E. (2000): Zur Petrologie und Geologie der sogenannten Migmagranite des Südböhmischen Batholiths.- Diplomarbeit Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 93 S., 49 Abb., 12 Tab., 3 Skizzen, 5 Fig., 1 Anhang; Salzburg.
- KURAT, G. (1965): Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum.-Tscherm. Min. Pet. Mitt., 9, 202-227; Wien.
- LAWISZUS, B. (2000): Methodische Untersuchungen zu magnetischen Eigenschaften geologischer Körper (Minerale, Gesteine, Erze).- Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Tech. Univ. Clausthal, 58, V + 147 S., 71 Abb., 16 Tab., 3 Anh.; Clausthal-Zellerfeld.
- LENZ, B. (1992): Petrophysikalische Charakterisierung (Suszeptibilität und Dichte) der moldanubischen Granite aus dem Mühl- und Waldviertel.- Diplomarb. Montanuniv. Leoben, 76 Bl.: ill., graph.Darst., Anhang; Leoben. (GBA Archiv Nr. A 16306-R)
- LENZ, B., MAURITSCH, H.J. & REISINGER, J.R. (1996): Petrophysical investigations in the Southern Bohemian Massif (Austria): data - acquisition, -organisation and - interpretation.- Mineral. Petrol., 58, 279-300, 15 Fig.; Wien.
- LINNER, M. (2007): Das Bavarikum - eine tektonische Einheit im südwestlichem Moldanubikum (Böhmische Masse).- In: H. Egger & Ch. Rupp (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt (2007, Linz), 173-176; Wien.
- LINNER, M., FINGER, F. & REITER, E. (2011): Moldanubikum (Kristallin der Böhmischen Masse).- In: Rupp, Ch., Linner, M. und Mandl, G. W. (Red.): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200 000: Erläuterungen, 29-50, Wien (GBA).
- MEURERS, B., STEINHAUSER, P. & JILG, W. (1990): Gesteinsphysikalische Aufnahme der Böhmischen Masse in ausgewählten Teilen des Mühlviertels.- Geophys. Forschungsber. 29 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001h/86), 39 Bl., 9 Abb., 2 Anh.; Wien.
- MILITZER, H. & SCHEIBE, R. (1981): Grundlagen der angewandten Geomagnetik.- Freiburger Forschungshefte C 352, 314 S., 180 Abb., 29 Tab., 1 Faltblatt; Leipzig.
- MOTSCHKA, K., SLAPANSKY, P., SCHUBERT, G. & AHL, A. (2008): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Ulrichsberg (OÖ).- Unveröff. Bericht Projekt ÜLG20/2006B & ÜLG28/2007A, 66 S., 31 Abb., 5 Tab.; Wien.
- MOTSCHKA, K., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P., BIEBER, G., RÖMER, A. & AHL, A. (2009): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Rainbach / OÖ.- Unveröff. Bericht Projekte ÜLG-20/08b, ÜLG-28/08b & 09b, ÜLG-35/08b & 09b, 94 S., 71 Abb., 9 Tab.; Wien. (GBA Archiv Nr. A 16260-R)
- MURAWSKI, H. (1992): Geologisches Wörterbuch, 9., völlig überarb. u. erw. Aufl., 254 S., Ill.; Stuttgart (Enke, dtv).

- PARKER, R. L. (1980): The inverse problem of electromagnetic induction: existence and construction of solutions based on incomplete data; *J. Geophys. Res.*, 85, 4421-4428.
- PESCHEL, R. (1982): Erläuterungen zur "Geologischen Karte von Linz und Umgebung".- *Naturkundliches Jahrbuch d. Stadt Linz*, Bd. 28: 181-236, 6 Abb., 1 Kte.; Linz.
- PROPACH, G. (1978): Granitization by mixing of crustal rocks and subduction-derived magma.- *N. Jb. Miner. Mh.* 1978, 537-549, 2 Fig., 3 Tab.; Stuttgart.
- ROSENBLUM, S. & FLEISCHER, M., (1995): The Distribution of Rare-Elements in Minerals of the Monazite Family; *USGS Survey Bull.* 2140; Washington, DC.
- RYBACH, L. (1988): Determination of Heat Production Rate.- In: Haenel, R., Rybach, L. & Stegena, L. (Eds.): *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination*, 125-142, 11 Fig., 7 Tab., Dordrecht etc. (Kluwer Akad. Publ.).
- SALMINEN, R. [ed.], BATISTA, M. J.; BIDOVEC, M.; DEMETRIADES, A.; DE VIVO, B.; DE VOS, W.; DURIS, M.; GILUCIS, A.; GREGORAUSKIENE, V.; HALAMIC, J.; HEITZMANN, P.; LIMA, A.; JORDAN, G.; KLAVER, G.; KLEIN, P.; LIS, J.; LOCUTURA, J.; MARSINA, K.; MAZREKU, A.; O'CONNOR, P. J.; OLSSON, S. A.; OTTESEN, R. T.; PETERSELL, V.; PLANT, J. A.; REEDER, S.; SALPETEUR, I.; SANDSTROM, H.; SIEWERS, U.; STEENFELT, A.; TARVAINEN, T. (2005): *Geochemical Atlas of Europe: Part 1: Background Information, Methodology and Maps.* 525 S., Ill.; Espoo (Geol. Survey Finland).
- SAPP, M. (2005): Geologisch-petrologische Untersuchungen in der "Zone von St. Veit" (oberösterreichisches Moldanubikum).- *Diplomarbeit Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg*, 110 S., 55 Abb., 5 Tab., 3 Anhänge; Salzburg.
- SCHADLER, J. (1952): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Linz und Eferding. - Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHARBERT, H. G. (1956): Der Granit von Plöcking (Typus Mauthausen) aus dem oberösterreichischen Mühlviertel.- *Tscherm. Miner. Petr. Mitt.*, 3. F., 5, 153-161; Wien.
- SCHARBERT, H. G. (1957): Über Ganggesteine aus dem oberösterreichischen Mühlviertel (westlich der Rodelstörung).- *Neues Jahrbuch für Mineralogie: Abhandlungen*, 90, 135-202, 10 Abb., 12 Tab.; Stuttgart.
- SCHARBERT, S. & WIMMER-FREY, I. (1988): Schwermineraluntersuchungen an Bachsedimenten ausgewählter Granitgebiete.- In: A. Matura: Rohstoffpotential östliches Mühlviertel, Projekt OC 6a/86-87, Endbericht.- *Berichte Geol. B.-A.*, 14, 143-151, 1 Abb., 5 Tab.; Wien.
- SCHITTER, F. (1997): Spurenelementkonzentrationen in den gesteinsbildenden Mineralen des Gebhartser Diorits und des Eisgarner Granits, bestimmt mittels der Instrumentellen Neutronenaktivierungsanalyse.- *Diplomarbeit Naturwiss.Fak. Univ. Salzburg*, IV + 75 S., Ill.; Salzburg.
- SCHNABEL, W (Koord.), FUCHS, G., MATURA, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S., KRENMAYR, H.-G., EGGER, H., BRYDA, G., MANDL, G. W., NOWOTNY, A. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1 : 200.000, (2 Teile).- Geologische Bundesanstalt (Hrsg.); Wien.
- SCHNABEL, W (Red.) (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1 : 200.000 - Legende und kurze Erläuterung (mit Beiträgen von Krenmayr, H.-G., Mandl, G. W., Nowotny, A., Roetzel, R. & Scharbert, S.).- 47 S., 2 Taf.; Wien.
- SCHÖN, J. (1983): *Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen.*- 405 S., 194 Abb., 70 Tab.; Berlin (Akademie-Verlag).
- SCHUBERT, G., FINGER, F.; ROCKENSCHAUB, M. & VRÁNA, S. (2010): Blatt 16 Freistadt - Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, *Geol. B.-A.* (Hrsg.); Wien.

- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1,000.000 (Isanomalien der Totalintensität).- Geologische Bundesanstalt (Hrsg.), Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1988): Aero-geophysikalische Vermessung im Raum Kefermarkt.- Unveröff. Bericht Proj. OC-1i/86, 43 S., 6 Abb., 2 Anh., 11 Beil.; Wien.
- SOFFEL, H. C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus, XI + 276 S., 219 Abb.; Berlin u. A..
- STEINHAUSER, P., JILG, W. & MEURERS, B. (1988a): Die Verteilung der Dichte und magnetischen Suszeptibilität der Oberflächengesteine in der Umgebung des Nebelsteins.- Geophys. Forschungsber. 24 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006r/85), 39 Bl., 10 Abb., 2 Anh.; Wien.
- STEINHAUSER, P., JILG, W. & MEURERS, B. (1988b): Geophysikalische Parameter der Oberflächengesteine des nordöstlichen Mühlviertels.- Geophys. Forschungsber. 26 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001f/85), 34 Bl., 10 Abb., 2 Anh.; Wien.
- SUPPER, R., RÖMER, A., JOCHUM, B., ITA, A., BIBER, G., LÖWENSTEIN, A. (2009): Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten.- Unveröff. Bericht ÜLG35/2008, Geol. B.-A., 194 S., 168 Abb., 24 Tab.; Wien.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1985): The Continental Crust: its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks.- XV+312 S., Oxford [u.a], (Blackwell).
- THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1,000.000. Böhmisches Massiv und Zentralzone der Ostalpen (Bachsedimente <0.18mm), Textteil. 142 S., 47 Abb., 5 Tab., 6 Taf. (Beil.); Wien (Geologische Bundesanstalt).
- TROLL, G. (1965): Die blastokataklastischen Kristallingesteine der Stallwanger Furche, Bayerischer Wald.- Geol. Bav., 58, 22-33; München.
- TUREKIAN, K. (1972): Chemistry of the earth. Wiley Interscience, New York.
- VAN SCHMUS, W. R. (1995): Natural Radioactivity of the Crust and Mantle.- In: Ahrens, T. J.: Global earth physics: a handbook of physical constants, 283-291, 5 Fig., 10 Tab.; Washington DC.
- VELLMER, C. (1992): Stoffbestand und Petrogenese von Granuliten und granitischen Gesteinen der südlichen Böhmisches Massiv in Niederösterreich.- Diss. Math.- Naturwiss. Fachbereiche Univ. Göttingen, 112 S., zahlreiche Abb. und Tab., 25 S. Anh.; Göttingen.
- WALLBRECHER, E., BRANDLMAYR, M., HANDLER, R., LOIZENBAUER, J., MADERBACHER, F. & PLATZER, R. (1993): Konjugierte Scherzonen in der südlichen Böhmisches Massiv: Variszische und Alpidische kinematische Entwicklung.- Mitt. Österr. Miner. Ges., 138, 237-252, 14 Abb.; Wien.
- WALLBRECHER, E., BRANDLMAYR, M., DALLMEYER, R. D. & HANDLER, R., (1994): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif: kinematics during ductile and brittle behavior.- Mitt. Österr. Miner. Ges., 139, 123-125; Wien.
- WEDEPOHL, K. H., (1981): Der primäre Erdmantel (Mp) und die durch Krustenbildung verarmte Mantelzusammensetzung (Md).- Fortschr. Miner., 59, Beih. 1, 203 - 205.

## **ANHANG: Ergebniskarten der aerogeophysikalischen Parameter**

Abbildung A1: Dosisleistung	106
Abbildung A2: Kalium	107
Abbildung A3: Uran	108
Abbildung A4: Thorium	109
Abbildung A5: Ternäre Darstellung Radiometrie	110
Abbildung A6: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 4 Meter Tiefe	111
Abbildung A7: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 10 Meter Tiefe	112
Abbildung A8: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 20 Meter Tiefe	113
Abbildung A9: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 30 Meter Tiefe	114
Abbildung A10: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 40 Meter Tiefe	115
Abbildung A11: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 50 Meter Tiefe	116
Abbildung A12: Isanomalien der magnetischen Totalintensität, oberflächenparallel, 50 Meter über Grund	117
Abbildung A13: Isanomalien der magnetischen Totalintensität, feldfortgesetzt auf 550 Meter und polreduziert	118

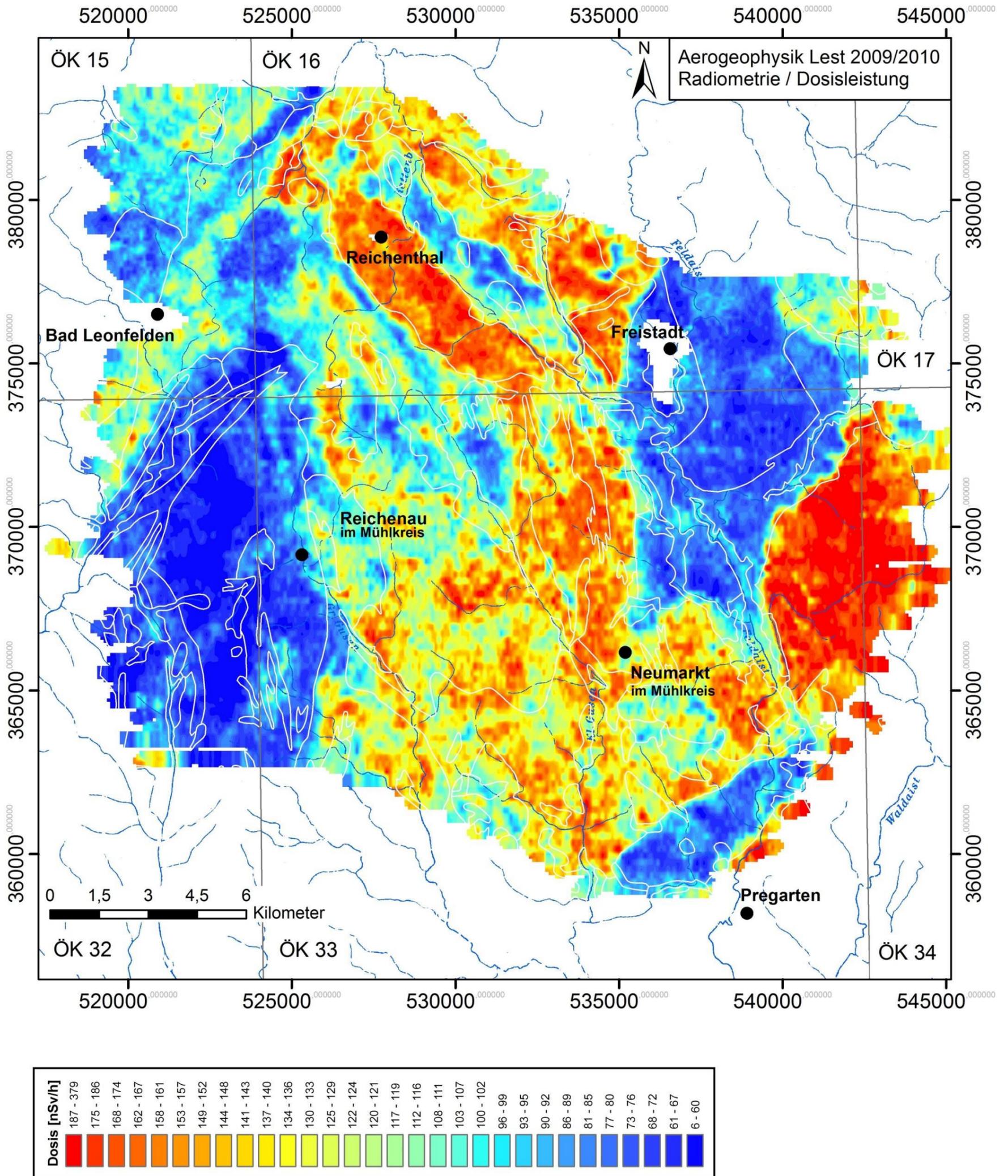


Abbildung A1: Dosisleistung

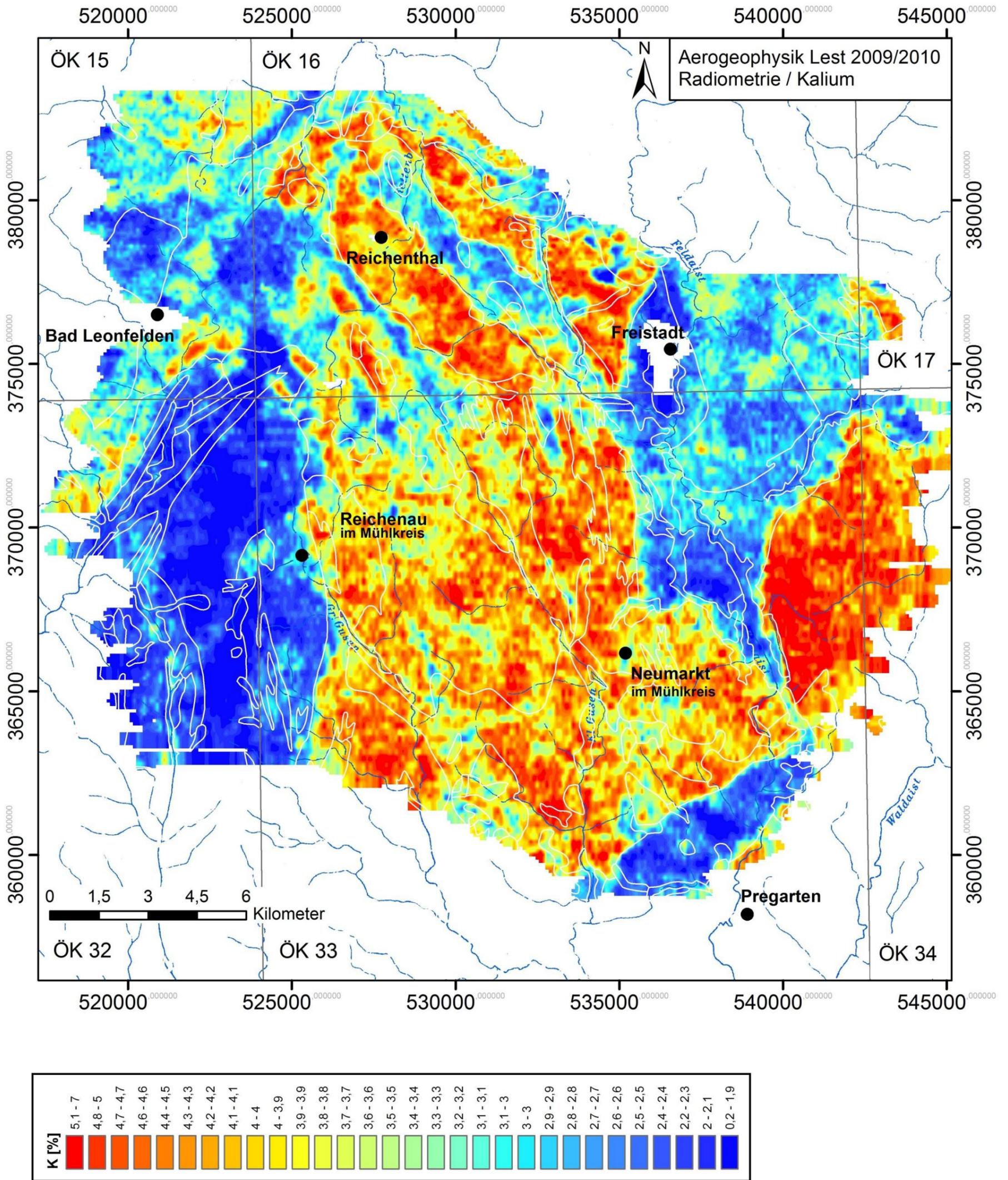


Abbildung A2: Kalium

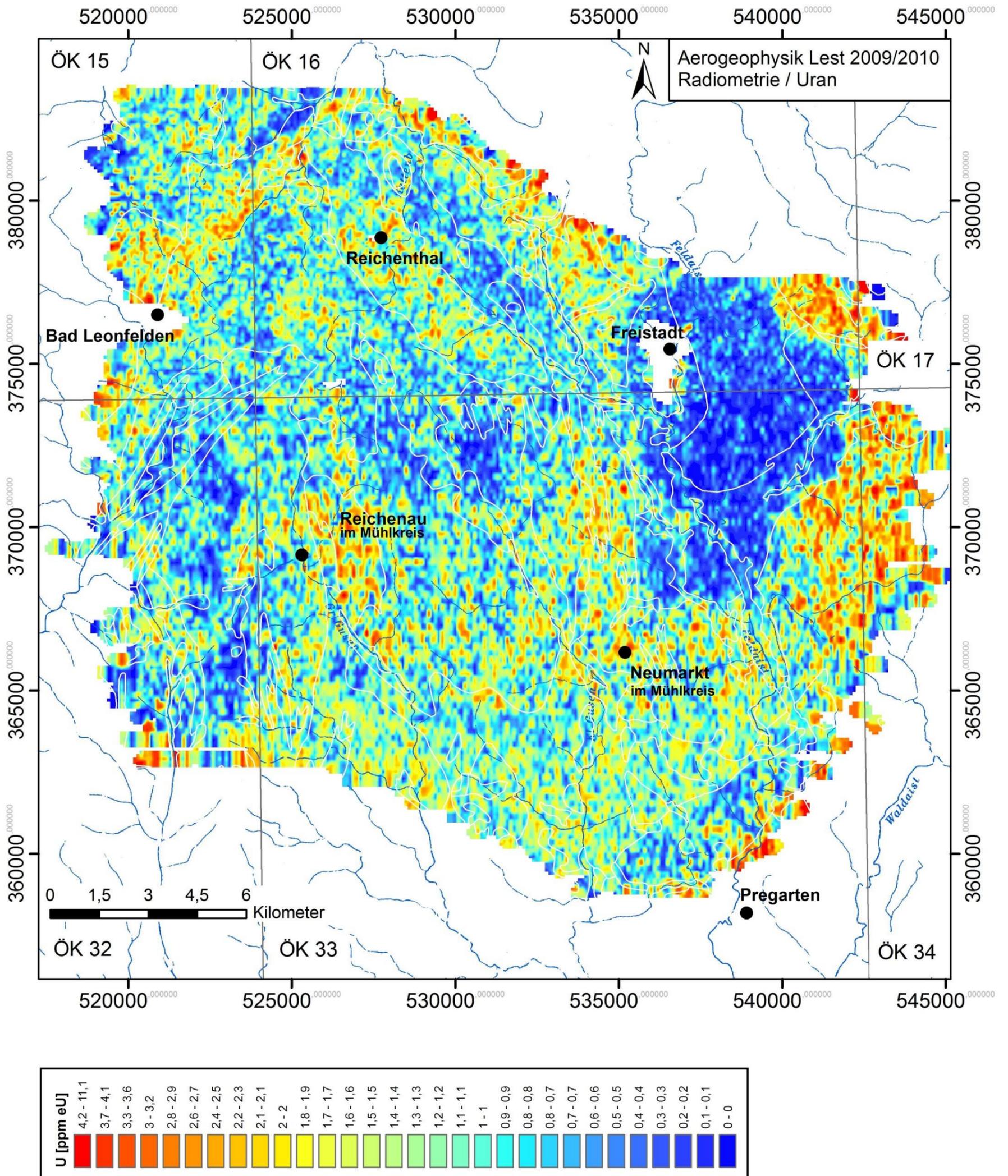


Abbildung A3: Uran

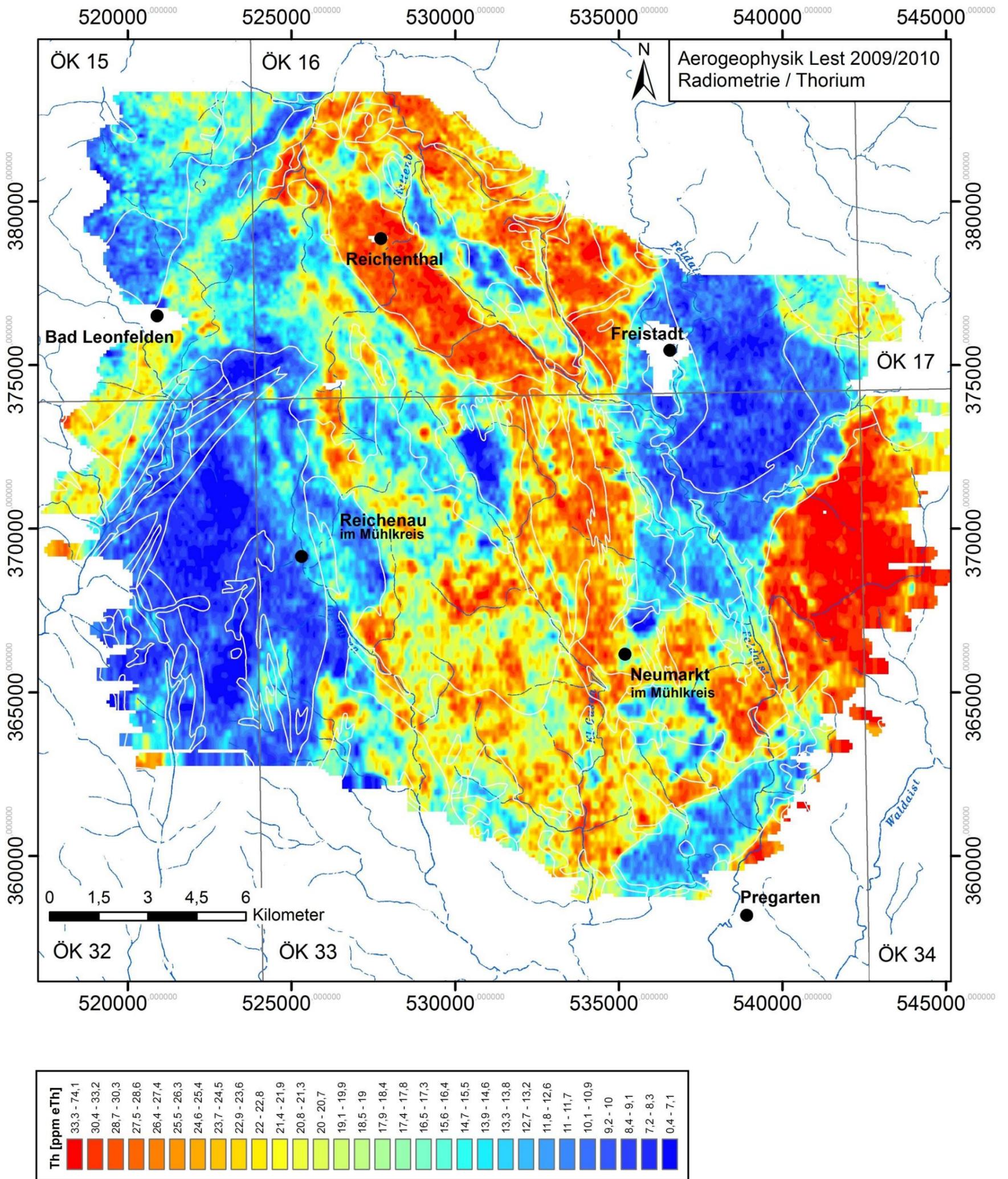


Abbildung A4: Thorium

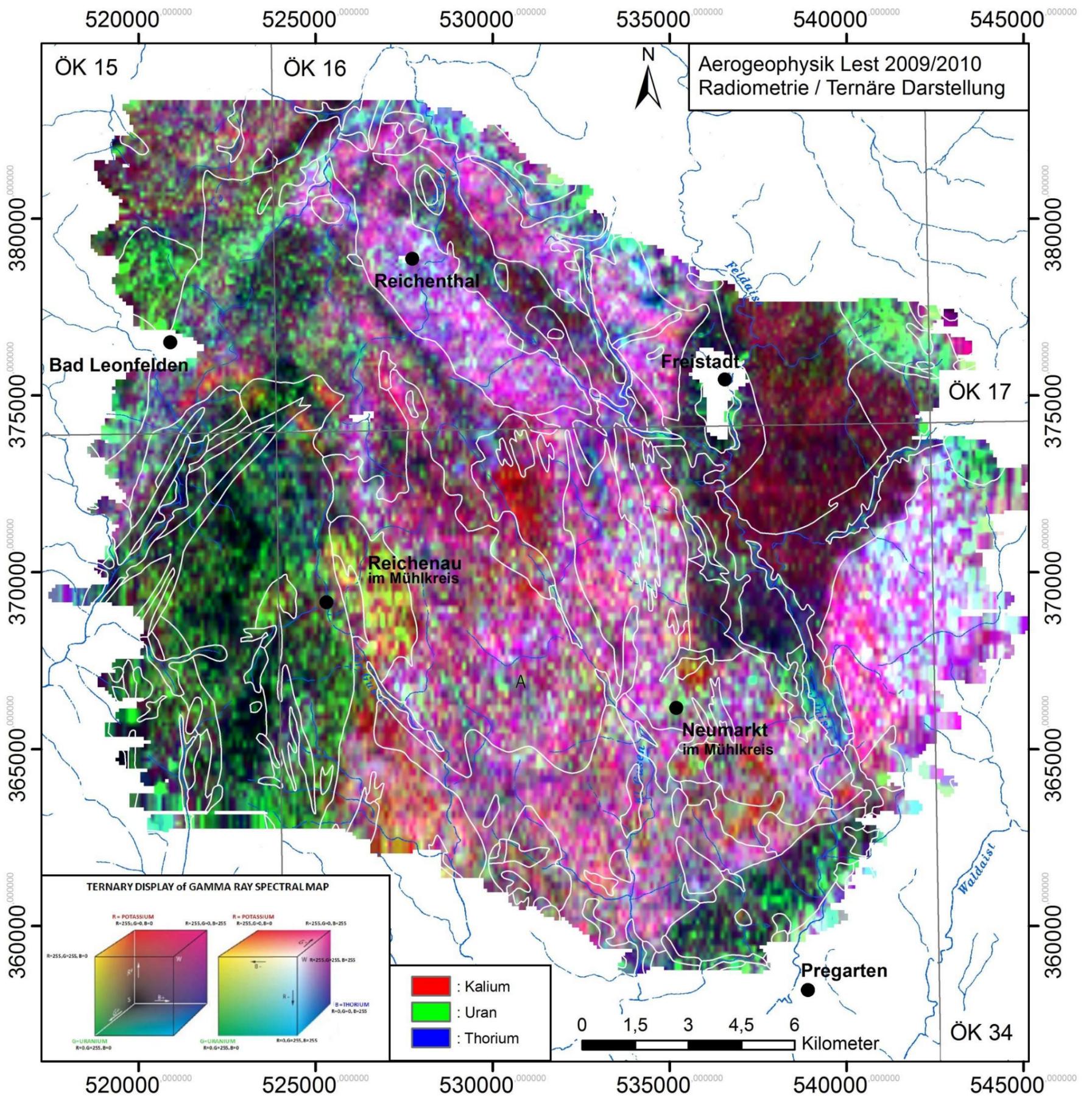


Abbildung A5: Ternäre Darstellung Radiometrie

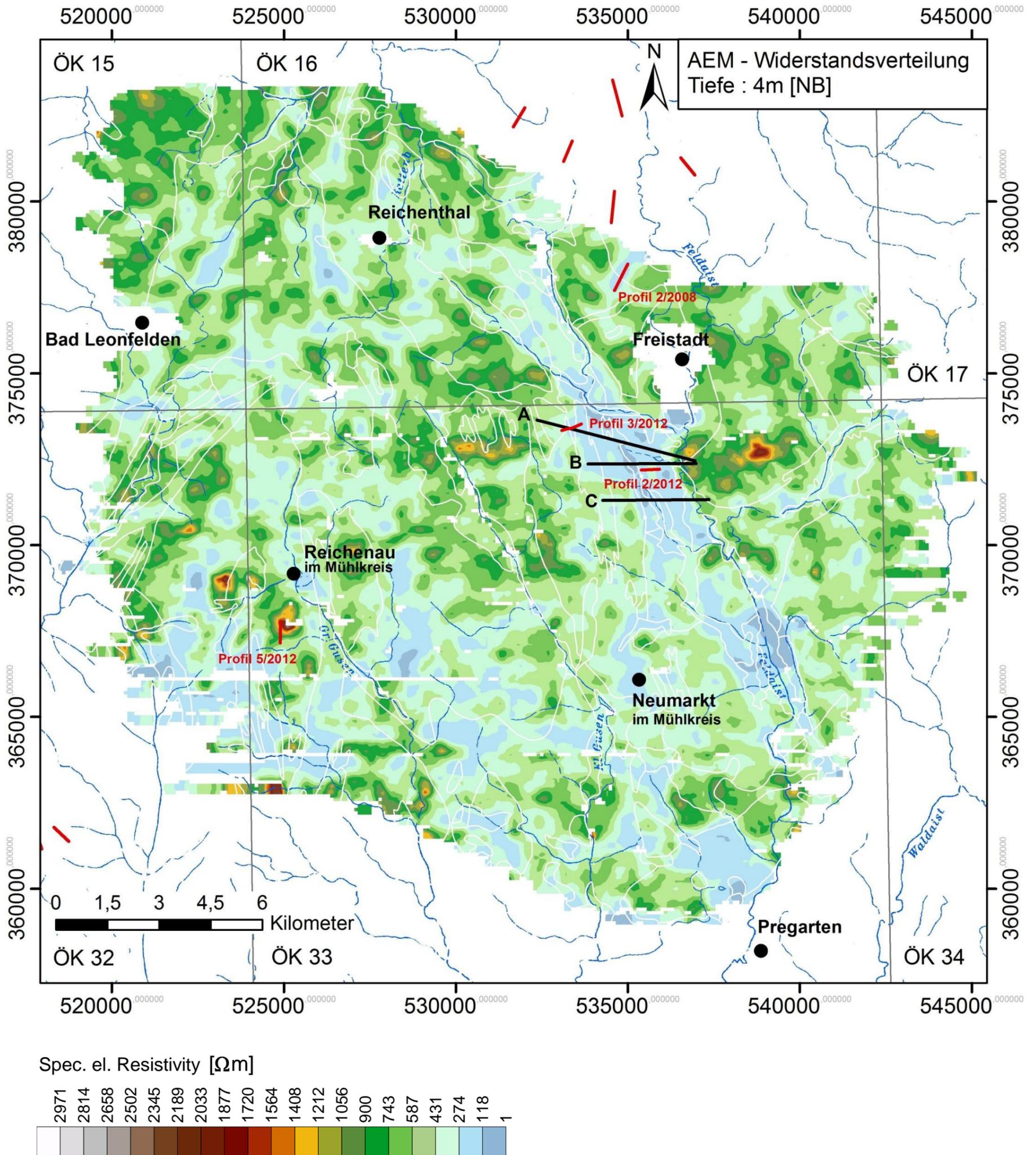


Abbildung A6: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 4 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (rot) und Profilschnitte aus der AEM (schwarz)

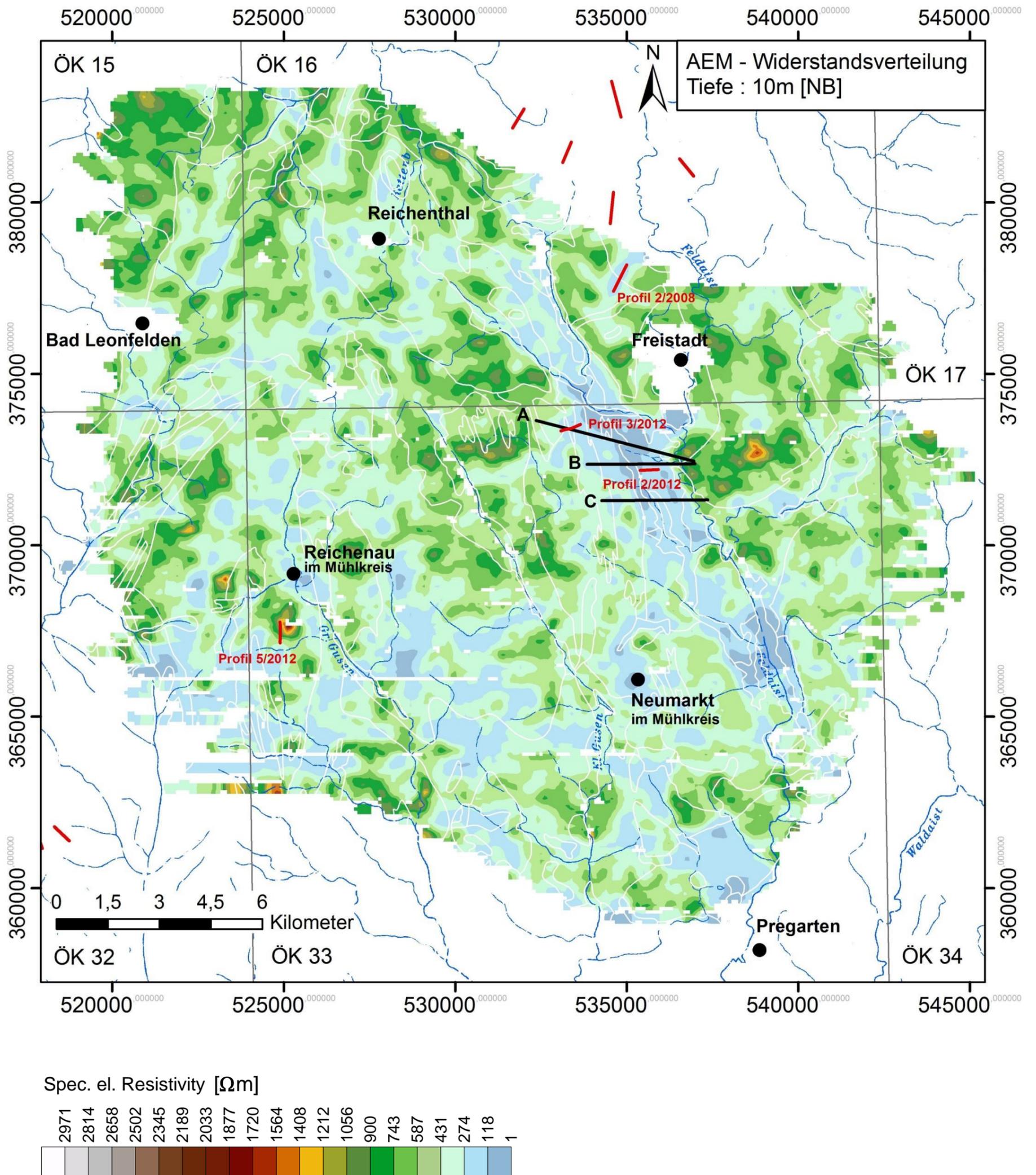


Abbildung A7: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 10 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (rot) und Profilschnitte aus der AEM (schwarz)

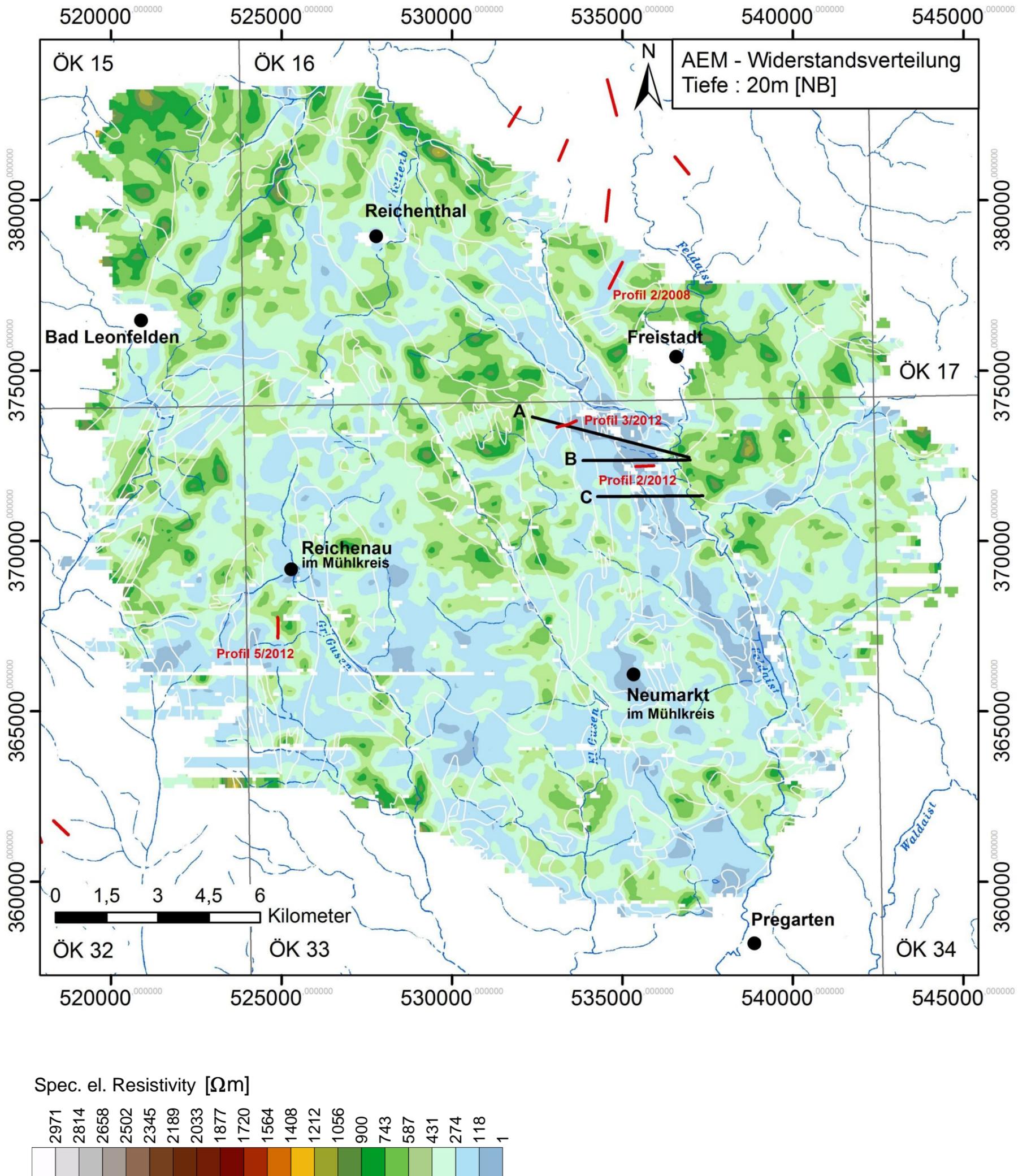


Abbildung A8: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 20 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (rot) und Profilschnitte aus der AEM (schwarz)

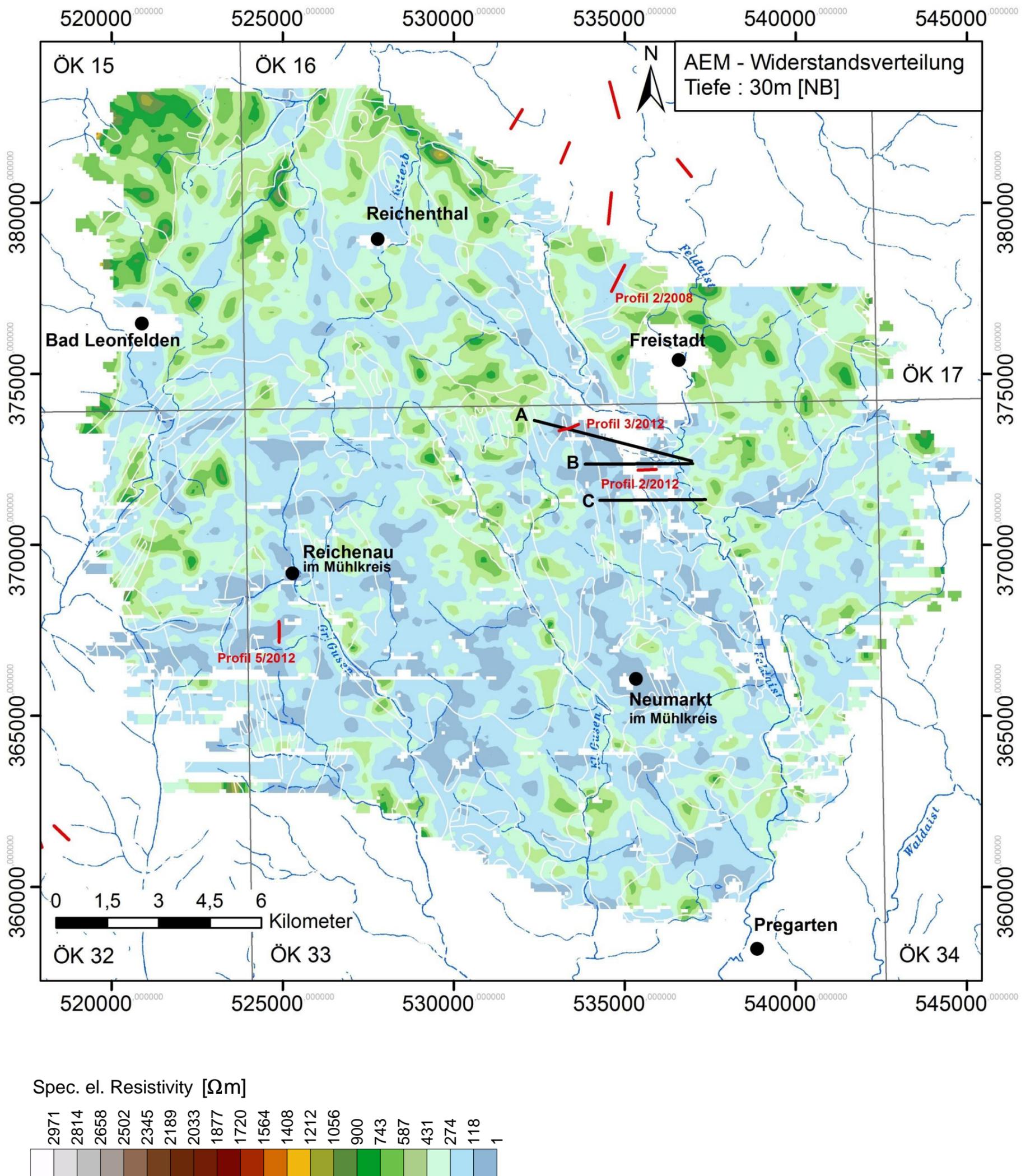


Abbildung A9: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 30 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (rot) und Profilschnitte aus der AEM (schwarz)

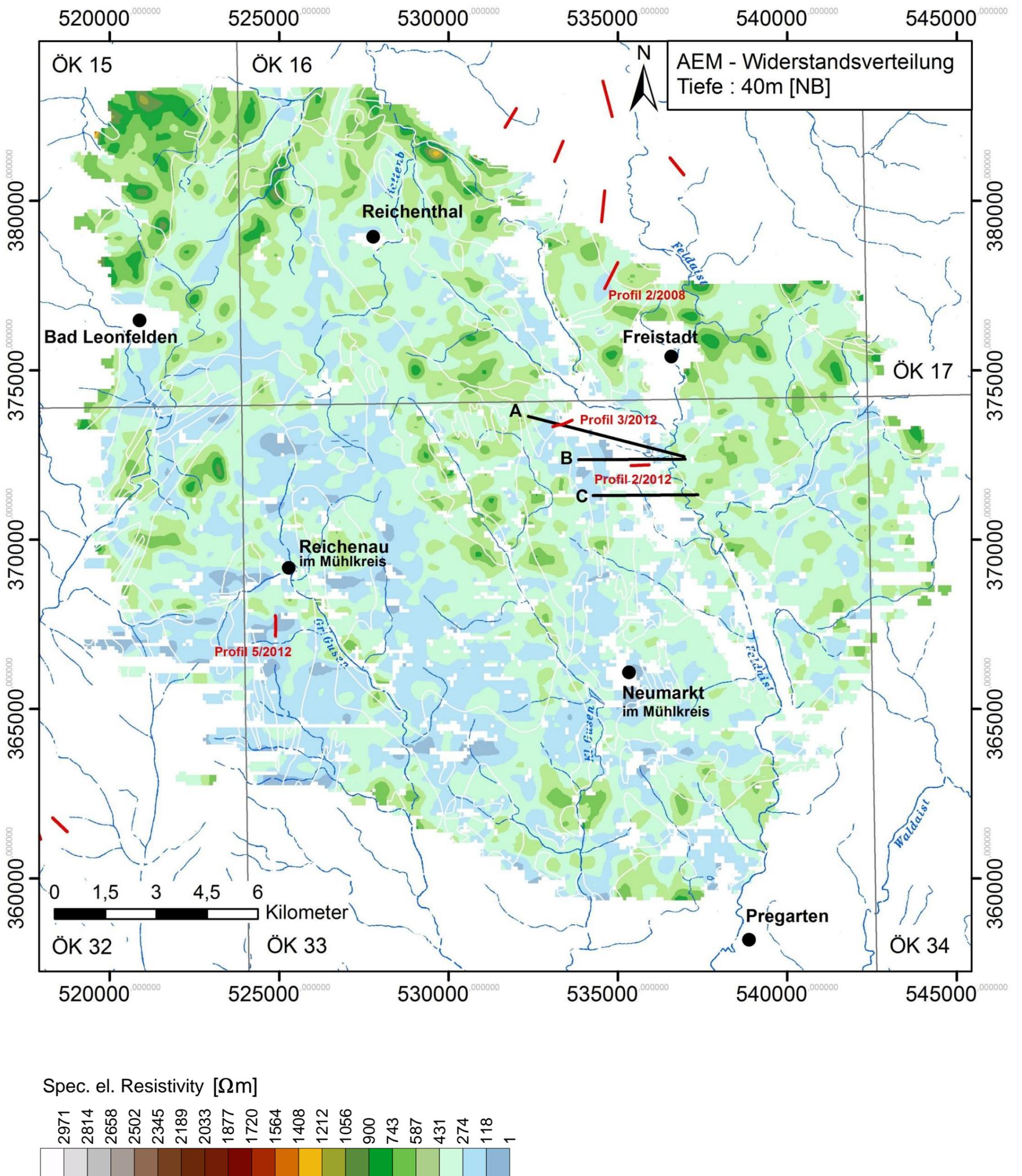


Abbildung A10: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 40 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (rot) und Profilschnitte aus der AEM (schwarz)

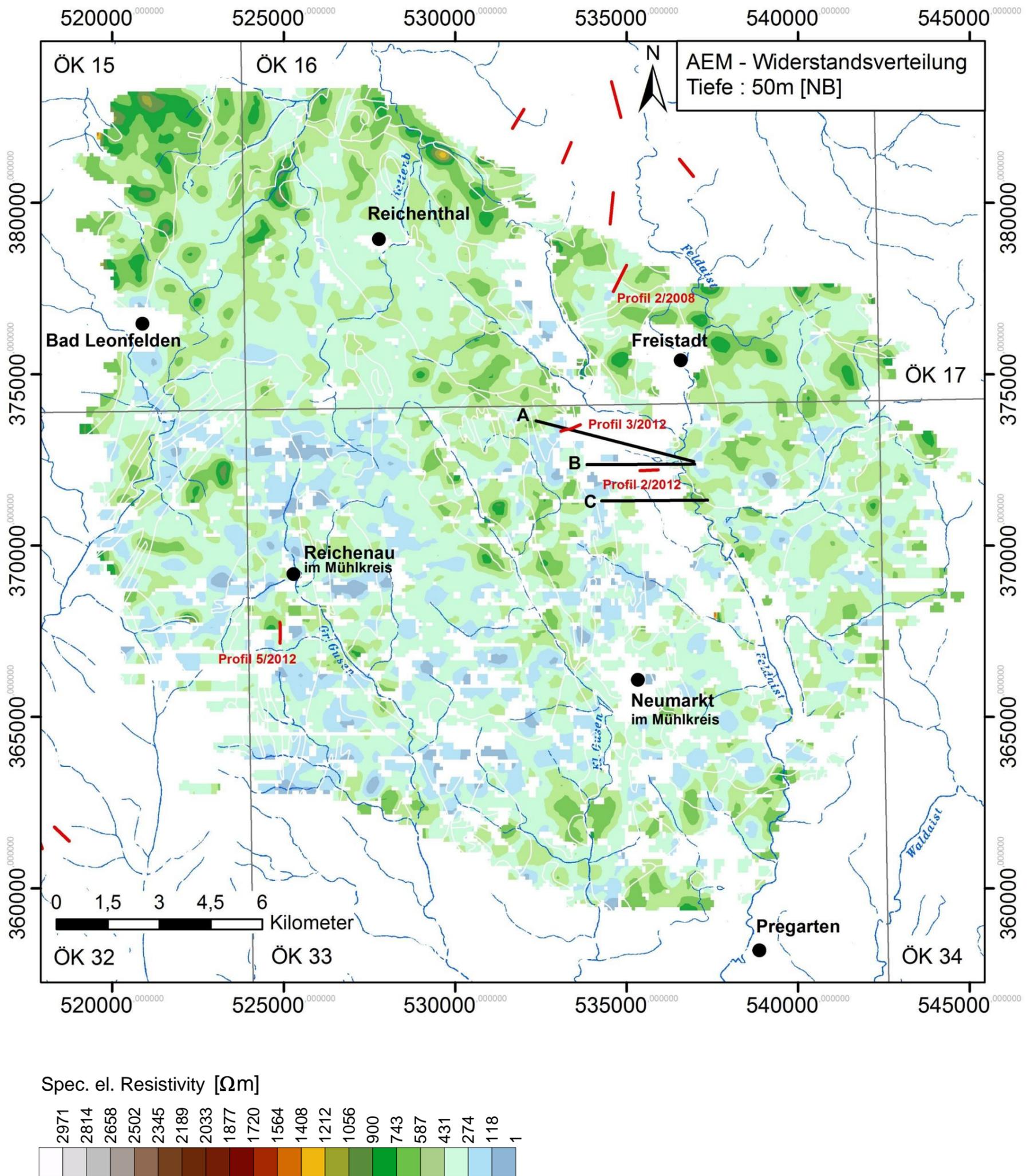


Abbildung A11: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 50 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (rot) und Profilschnitte aus der AEM (schwarz)

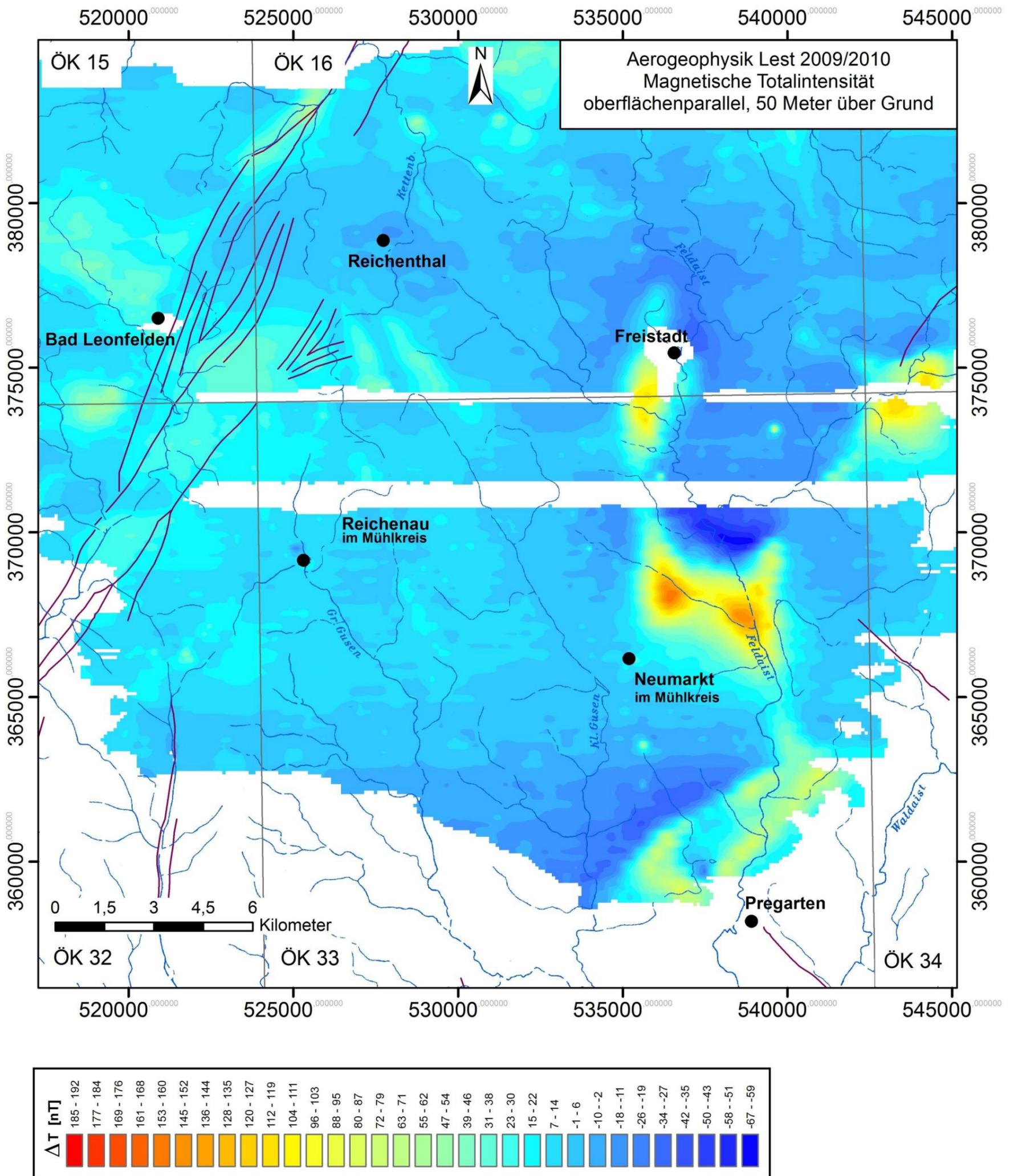


Abbildung A12: Isanomalien der magnetischen Totalintensität, oberflächenparallel, 50 Meter über Grund

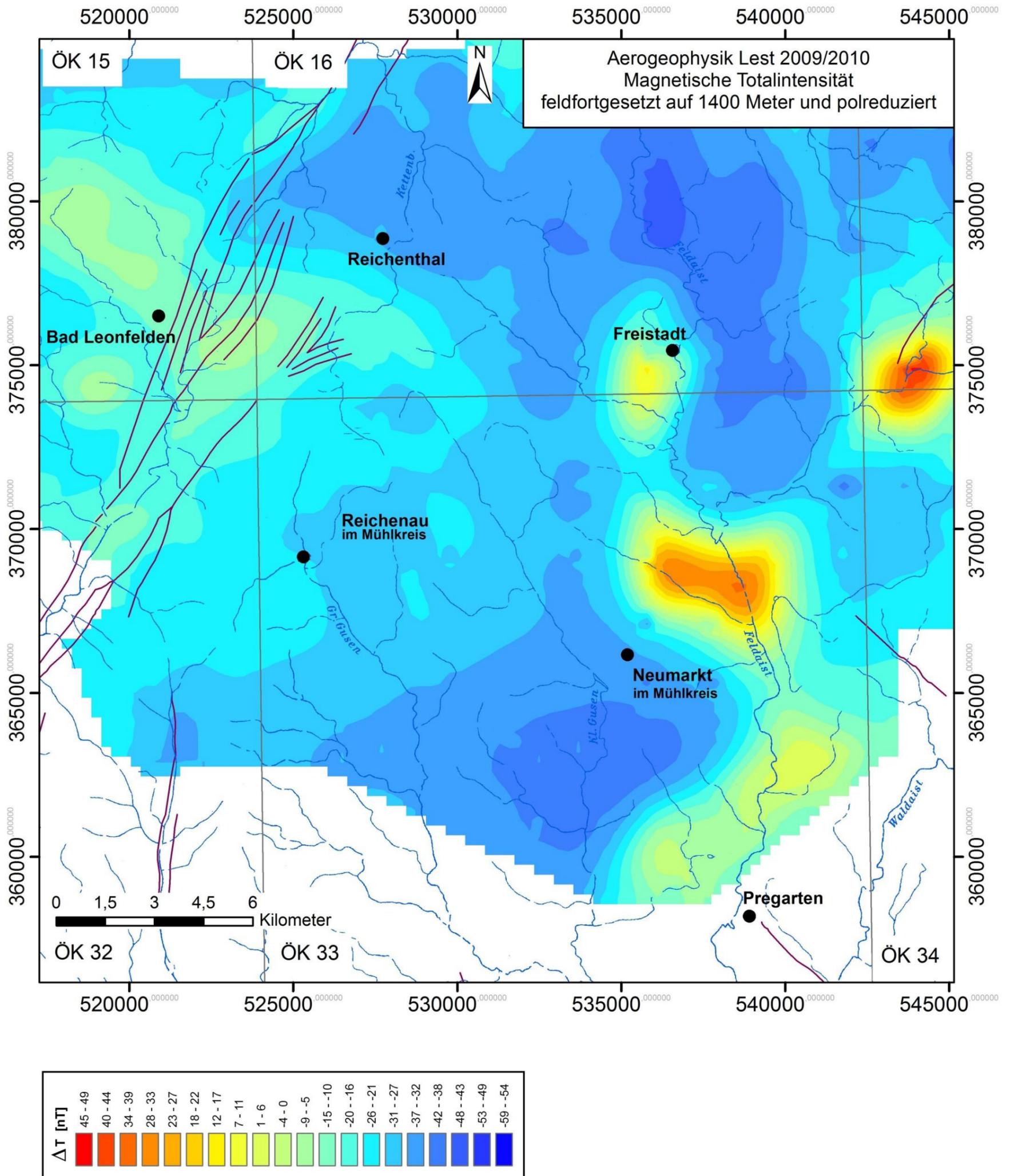


Abbildung A13: Isanomalien der magnetischen Totalintensität, feldfortgesetzt auf 1400 Meter und polreduziert

