



Projekt ÜLG20/2012A & 2013A
Projekt ÜLG28/2012A & 2013A

AEROGEOPHYSIKALISCHE VERMESSUNG

im Bereich Bad Leonfelden (OÖ)

von

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

165 S., 75 Abb., 16 Tab.

Wien, August 2014

PROJEKTLEITUNG:

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

MITARBEITER:

M. HEIDOVITSCH	TECHNIKER
MAG.a S. GRUBER	GEOPHYSIK
MAG. S. PFEILER	GEOPHYSIK
MAG. A. RÖMER	GEOPHYSIK

Allen Mitarbeitern sei herzlich für die gute Zusammenarbeit gedankt!

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

	ÜLG-20	ÜLG-28	ÜLG-35
2011A	LEITHAGEBIRGE	LEITHAGEBIRGE	LEITHAGEBIRGE
2011B		LEST	LEST
2012A	BAD LEONFELDEN	BAD LEONFELDEN	JAHRESBERICHT
2012B	WEYER	WATTENER LIZUM I	WATTENER LIZUM I
2012C	WÖRGL		WEYER
2013A	BAD LEONFELDEN	BAD LEONFELDEN	JAHRESBERICHT
2013B	WEYER		WEYER
2013C	WÖRGL		

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

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	1
1 Zielsetzung und Ablauf des Projekts	4
2 Verwendete Messmethoden und allg. Bemerkungen zu aerogeophysikalischen Messungen....	5
3 Planung und Durchführung der aerogeophysikalischen Vermessung.....	7
3.1 Messausrüstung.....	7
3.2 Fluglinien	9
3.3 Durchführung der Messungen.....	9
3.4 Personal.....	10
4 Datenverarbeitung und Kartenherstellung	11
4.1 Aufgaben der ADV.....	11
4.2 Datenkontrollen	11
4.3 Flugwegdaten.....	12
4.4 Elektromagnetische Widerstandkartierungen	12
4.5 Isanomalien der magnetischen Totalintensität (ΔT).....	13
4.6 Radiometrische Kartierungen.....	14
4.6.1 Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung.....	14
4.6.2 Korrekturen der Messdaten.....	15
4.6.3 Herstellung der Farbrasterkarten	19
5 Methodenentwicklungen des aerogeophysikalischen Processings.....	21
5.1 Inversion der Aeroelektromagnetik: Probleme und Lösungen	21
5.2 Probleme der exakten Höhenbestimmung	23
6 Geologie des Messgebietes	25
6.1 Geologischer Überblick.....	25
6.2 Gesteinsbeschreibung	35
6.2.1 Bavarikum.....	36
6.2.2 Südböhmischer Pluton.....	39
6.2.3 Sedimente auf der Böhmisches Masse (Neogen bis Holozän).....	47
7 Magnetik	51
7.1 Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität	51
7.2 Feldfortsetzung und Polreduktion.....	52
7.2.1 Feldfortsetzung.....	52
7.2.2 Reduktion der Anomalie zum magnetischen Nordpol.....	52
7.3 Magnetische Suszeptibilität.....	55
7.4 Strukturelle Interpretationen.....	61
7.4.1 Magnetische Anomalien.....	61
7.4.2 Magnetik und Satellitenbildlineamente	64
7.4.3 Vergleich zwischen polreduzierter und nicht polreduzierter Darstellung.....	65
7.4.4 Anthropogene magnetische Anomalien	68
7.4.5 Interpretation der tektonischen Struktur anhand der Magnetik des Bereiches der Messgebiete Ulrichsberg, Eferdinger Becken, Rainbach, Lest und Bad Leonfelden	70
8 Elektromagnetik.....	75
8.1 Interpretation der AEM Daten mit dem Inversionsprogramm EM1DFM	75
8.2 GIS-Grundlagen	75
8.3 AEM Auswertung.....	76
8.3.1 AEM Auswertung/Interpretation Gesamtüberblick	76
8.3.2 AEM Widerstandsverteilung lithologischer Einheiten mit der Tiefe.....	83
8.3.3 AEM Detailgebiete.....	87
9 Auswertung der Gammaskpektrometrie	99

9.1 Elemente und Minerale	100
9.1.1 Der Einfluss von Vegetation, Bodenfeuchte und Gebäuden bzw. Bauwerken auf die Messwerte der Gammaspektrometrie.....	102
9.2 Vergleichsdaten	105
9.3 Ergebnisse und Interpretation	107
9.3.1 Interpretation im Überblick	107
9.3.2 Werte der einzelnen Gesteinstypen.....	115
9.3.3 Ternäre Darstellung K-U-Th, binäre Darstellungen K-U, K-Th und U-Th	123
9.3.4 Dosisleistung.....	126
9.3.5 Cäsium-137 (Fallout nach Tschernobyl)	128
9.3.6 K und eTh in ausgewählten Gesteinstypen.....	130
9.4 Bodenradiometrie	136
10 Literatur	138
ANHANG: Ergebniskarten der aerogeophysikalischen Parameter	150

Zusammenfassung

Mit der hubschrauber- und bodengeophysikalischen Vermessung im Bereich Bad Leonfelden (ÖK-Blatt 14, 15, 31 und 32) sollen in erster Linie geowissenschaftliche Beiträge zur Unterstützung der regionalen geologischen Kartierung erstellt werden.

Das Messgebiet bildet den westlichen Anschluss an die Messgebiete Lest (BIEBER et al., 2012) und Rainbach (MOTSCHKA et al., 2009b), den östlichen Anschluss zum Messgebiet Ulrichsberg (MOTSCHKA et al., 2008) und den nördlichen Anschluss zum Messgebiet Eferdinger Becken (MOTSCHKA et al., 2009a). Die Ergebnisse werden teilweise gemeinsam dargestellt. Die Befliegung erfolgte in Form paralleler Fluglinien mit einem geplanten Sollabstand von zweihundert Metern. Dabei wurden in den Jahren 2011 und 2012 3200 Line-Kilometer beflogen.

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

Magnetik

Die magnetische Totalintensität wurde gemäß der topographischen Befliegung, sowie auf 1150 m feldfortgesetzt kartenmäßig dargestellt.

Eine markante, relativ schmale Zone positiver magnetischer Anomalien verläuft entlang der Pfahl-Störungszone. Die Störkörper dürften recht oberflächennah liegen. Es könnte ein Zusammenhang mit den dort an der Oberfläche anstehenden Migmagraniten bestehen. Allerdings treten in der Nähe auch Diorite auf. Es können aber auch andere, in Zusammenhang mit der Störungszone auftretende Gesteinstypen („Palite“) im Untergrund nicht ausgeschlossen werden.

Ein weiterer Bereich mit häufigen magnetischen Anomalien liegt in stark tektonisierten Gesteinszügen innerhalb der Böhmerwaldzone im N des Messgebiets. Hier scheinen die Ursachen weniger klar zuordenbar zu sein. Allerdings zeigt der Vergleich zwischen auf 1150 m feldfortgesetzter und nicht feldfortgesetzter Darstellung, dass die wesentlichen Störkörper hier in etwas größerer Tiefe zu erwarten sind.

Ein dritter Typ von lokalen Anomalien liegt im Randbereich von Intrusionskörpern der Feinkorngranite, sowohl in der Böhmerwald- als auch in der Mühlzone. Sehr wahrscheinlich sind sie mit magmatischen bis hydrothermalen Kontaktphänomenen der jungen Intrusionen mit ihrem Nebengesteinen in Zusammenhang zu bringen.

Im Messgebiet Bad Leonfelden ist fast keine Korrelation zwischen Satellitenbildlineamenten und magnetischen Strukturen zu erkennen. Allerdings werden Zusammenhänge zwischen großtektonischer Struktur der regionalen Störungszonen und Magnetik im größeren Überblick, der als Zusammenschau mehrerer Messgebiete einen Großteil des Mühlviertels umfasst, deutlich.

Es treten einige kleine, aber starke anthropogene Anomalien auf, daneben existieren Hinweise auf eine Unzahl schwacher Anomalien.

Elektromagnetik

Für die großflächige, zusammenhängende Darstellung der bisherigen Ergebnisse aus der aeroelektromagnetischen (AEM) Vermessung wurden die AEM Daten der aneinandergrenzenden Messgebiete Rainbach 2008, Lest 2009/2010 und Bad Leonfelden 2011/2012 in einem erweiterten Processing gemeinsam invertiert und als teufenspezifische Verteilung des elektrischen Widerstandes in den Tiefen von 4, 10, 30 und 50 Metern in parallelen Schnitten zur Erdoberfläche (Abb. 8.2, 8.3) dargestellt.

Aus diesem Datensatz wurden für maßgebende, raumgreifende lithologische Einheiten, in unterschiedlicher Tiefe, gesteinspezifische Widerstandswerte ermittelt. Somit können den verschiedenen geologischen Einheiten gemittelte Median-Werte des spez. elektrischen Widerstandes mit der Tiefe zugeordnet werden. Der Freistädter Granodiorit (Kernfazies) weist den höchsten, Mylonitische Gesteine entlang von Störungszonen den geringsten spez. elektr. Widerstand auf.

Für die Verifikation und Anomalienbewertung der aeroelektromagnetischen (AEM) Ergebnisse im aktuellen Befliegungsgebiet Bad Leonfelden 2011/2012 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 4 Vertikalschnitten aus der AEM und 3 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 / Bad Leonfelden, Gebiet 2 / Helfenberg und Gebiet 3 / Neufelden - näher untersucht wurden.

Die generelle Widerstandscharakteristik des kristallinen Grundgebirges ist durch eine unruhige elektrische Widerstandsverteilung mit einer deutlichen Schwankungsbreite, sowohl lateral als auch vertikal, gekennzeichnet. Kleinräumig lösen hochohmige Widerstandsbereiche niederohmige ab. Die Bandbreite reicht von 200 bis 600, selten bis 1000 Ω m. Eine Differenzierung zwischen den einzelnen Granittypen und Gneisen ist anhand dieser AEM-Auswertung nicht möglich. Lediglich für den Freistädter Granodiorit (Kernfazies) wurden etwas höherohmige Widerstandswerte ermittelt. Der spez. elektr. Widerstand aller ausgewählten lithologischen Einheiten nimmt gegen die Tiefe hin 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. Anstehender, kompakter Fels lässt höherohmige Widerstandsstrukturen erwarten, je nach lokaler Gegebenheit unterschiedlich verwitterte Granite einen niederohmigen Körper.

Auffallend sind lineamentförmige, niederohmige, NW-SO streichende Widerstandsstrukturen die bis in große Tiefen reichen. Diese kleinstrukturell dominierenden Widerstandsanomalien heben sich deutlich von der höherohmigen Widerstandscharakteristik des Kristallins ab und werden, entsprechend zum Kefermarkter-Freistädter Tertiärbecken, als limnisch, fluviatile Sedimente des Neogens betrachtet.

Radiometrie

Die Daten der Gammastrahlenspektroskopie des Messgebietes Bad Leonfelden sind mit den Daten der Messgebiete Ulrichsberg (MOTSCHKA et al., 2008), Rainbach (MOTSCHKA et al., 2009) und Lest (BIEBER et al., 2012) kombiniert dargestellt.

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 von K und Th in den unterschiedlichen Gesteinsserien entsprechend der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 ist in Form von Tabellen und Diagrammen dokumentiert.

Die Werte von chemischen Analysen aus der Literatur und die radiometrisch ermittelten Werte sind zumeist recht gut vergleichbar. 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. Dies betrifft sowohl die Kern-, wie auch die Randfazies. Der isolierte Intrusionskörper zwischen Neumarkt und Pregarten in der SE Ecke des Untersuchungsgebiets weist im Vergleich zur Hauptintrusion eine völlig anders geartete Zusammensetzung auf.

Die Intrusionen des Südböhmischen Plutons im östlichen Mühlviertel weisen bereichsweise K-, bereichsweise Th-Vormacht auf, wobei dies innerhalb der unterschiedlichen Gesteinstypen unregelmäßig wechselt.

Die Dosisleistung ist in den variszischen Graniten wesentlich höher als in älteren Paragneisen und in Migmatiten. Die Verteilung ist innerhalb einzelnen Gesteinstypen, bzw. Intrusionen z. T. aber inhomogen (Altenberger Granit, Feinkorngranite). Die höchsten Werte treten im Weinsberger Granit, die niedrigsten im Freistädter Granodiorit auf.

Sehr hohe Dosisleistung mit markanter Th-Betonung findet sich in der NW Ecke des Untersuchungsgebiets, was auf den Steinberggranit innerhalb des Plöckenstein-Plutons zurückzuführen ist (auf der geologischen Karte noch als Eisgarner Granit eingetragen).

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

Die Gehalte von ^{137}Cs (Fallout nach Tschernobyl) sind insgesamt niedrig (90 % der Messwerte unter 22 kBq/m²) mit einem Median und Mittelwert von 12 kBq/m². Die Verteilung ist allerdings regional inhomogen, im E des Messgebiets sind die Werte höher als im übrigen Messgebiet.

1 Zielsetzung und Ablauf des Projekts

Mit der hubschrauber- und bodengeophysikalischen Vermessung im Bereich Bad Leonfelden (ÖK-Blatt 14, 15, 31 und 32) 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 2011 und 2012 statt. Dabei wurde ein temporärer Hubschrauberlandeplatz bei Freistadt eingerichtet. Mit der Herstellung erster Ergebniskarten wurde im Herbst 2012 begonnen und im Herbst 2013 wurden diese abgeschlossen. Das Messgebiet bildet den westlichen Anschluss an die Messgebiete Lest (BIEBER et al., 2012) und Rainbach (MOTSCHKA et al., 2009b), den östlichen Anschluss zum Messgebiet Ulrichsberg (MOTSCHKA et al., 2008) und den nördlichen Anschluss zum Messgebiet Eferdinger Becken (MOTSCHKA et al., 2009a). Die Ergebnisse werden teilweise gemeinsam dargestellt.

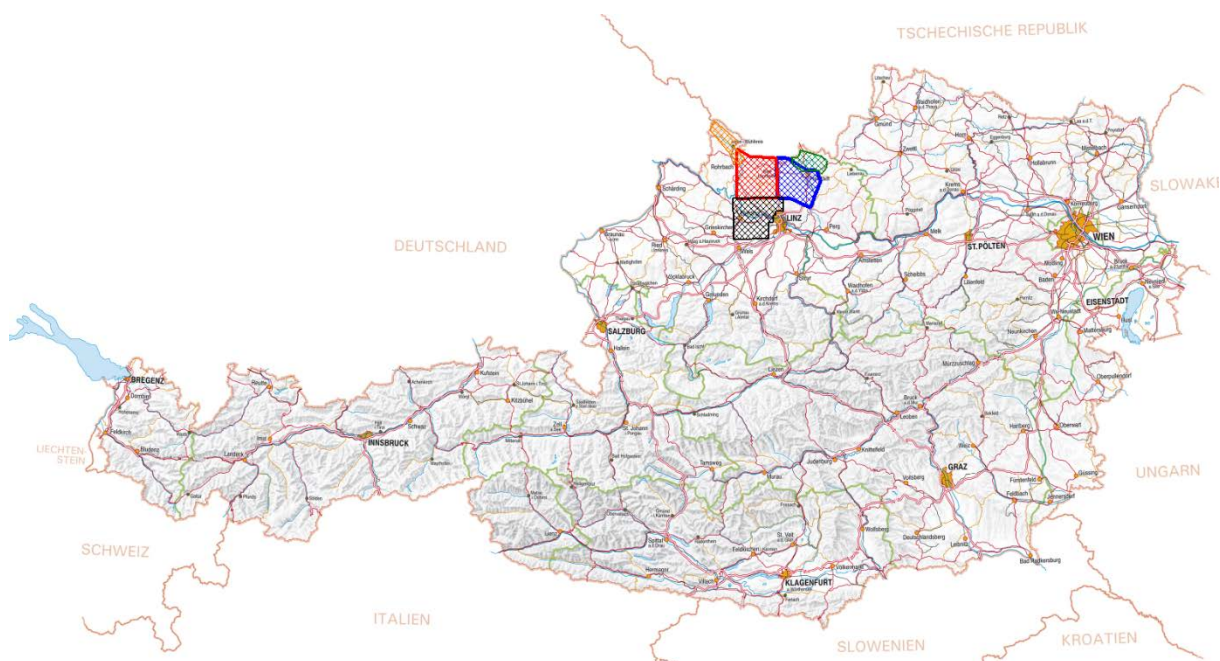


Abb. 1.1: Lage des Messgebietes (Karte aus AMap, rot Messgebiet Bad Leonfelden, blau Messgebiet Lest, grün Messgebiet Rainbach, orange Messgebiet Ulrichsberg, schwarz Messgebiet Eferdinger Becken).

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 Profilabstand 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 Bad Leonfelden 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 μm 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 ± 100 m digital aufgezeichnet.
- Zwei DGPS-Navigationsanlagen (HEMISPHERE ECLIPSE) 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 (Plug-In, Industriestandard), an dem einige Modifikationen durchgeführt wurden, gesteuert. Die Datenaufzeichnung erfolgt auf einer Festplatte. Die Kontrolle der Messdaten während der Messflüge erfolgt über einen Farbgraphikschirm.

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

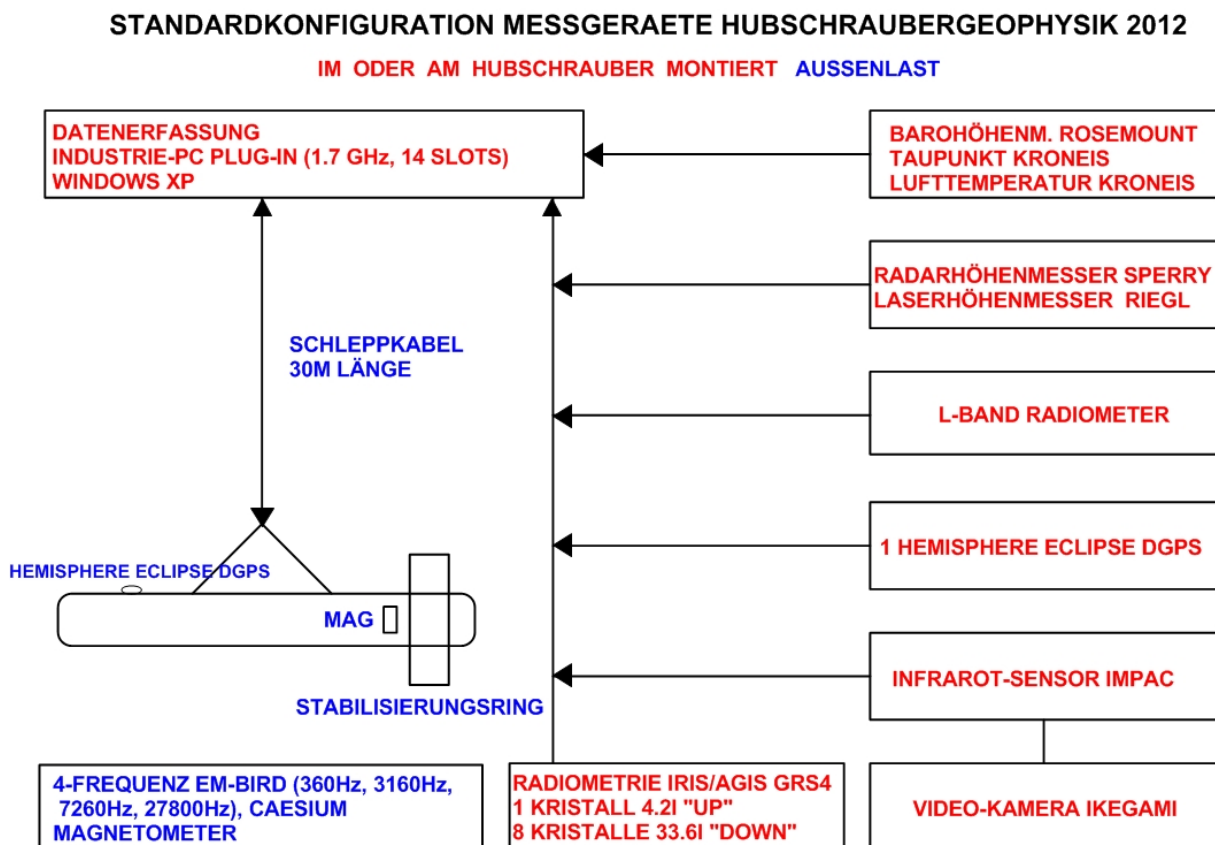


Abb. 3.1: Datenfluss des Hubschrauber-Messsystems.

3.2 Fluglinien

Die Befliegung erfolgte in Form paralleler Fluglinien mit einem geplanten Sollabstand von zweihundert Metern. Dabei wurden in den Jahren 2011 und 2012 3200 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.

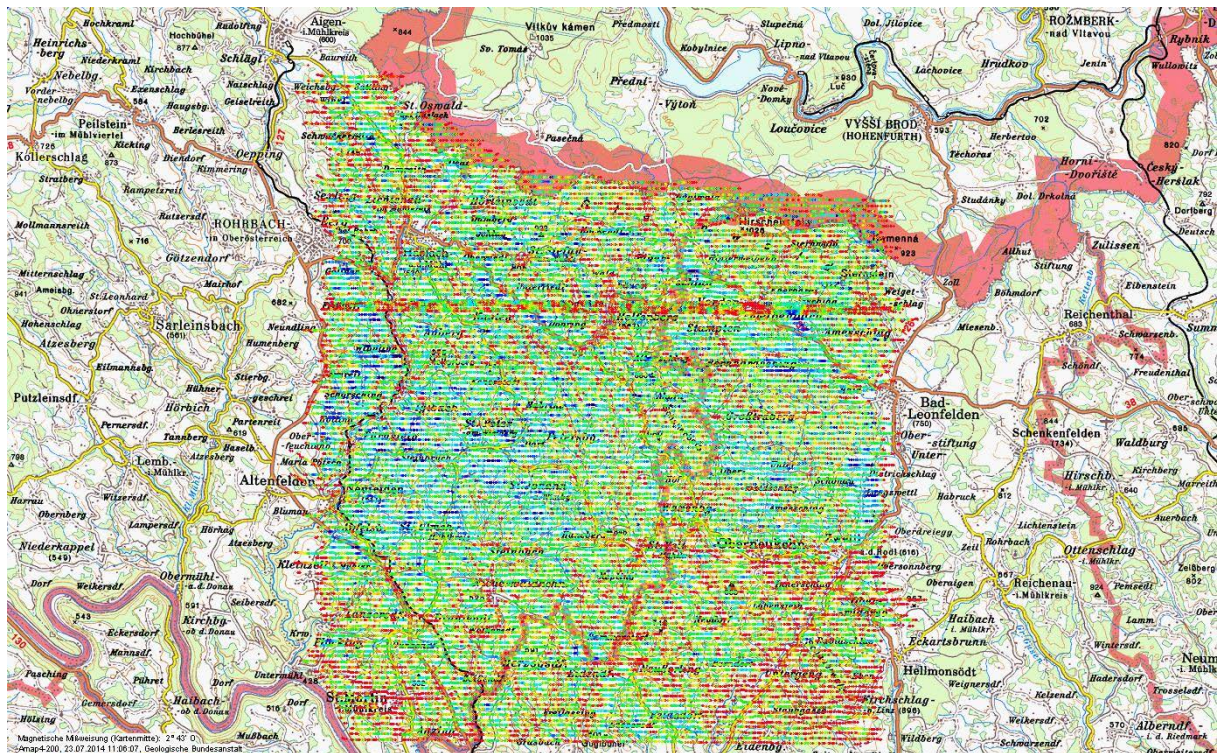


Abb. 3.2: Lage der Flugprofile (eingefärbt nach Flughöhe) im Messgebiet Bad Leonfelden (Karte aus AMap).3.3

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}Th) (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 Wenden 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.

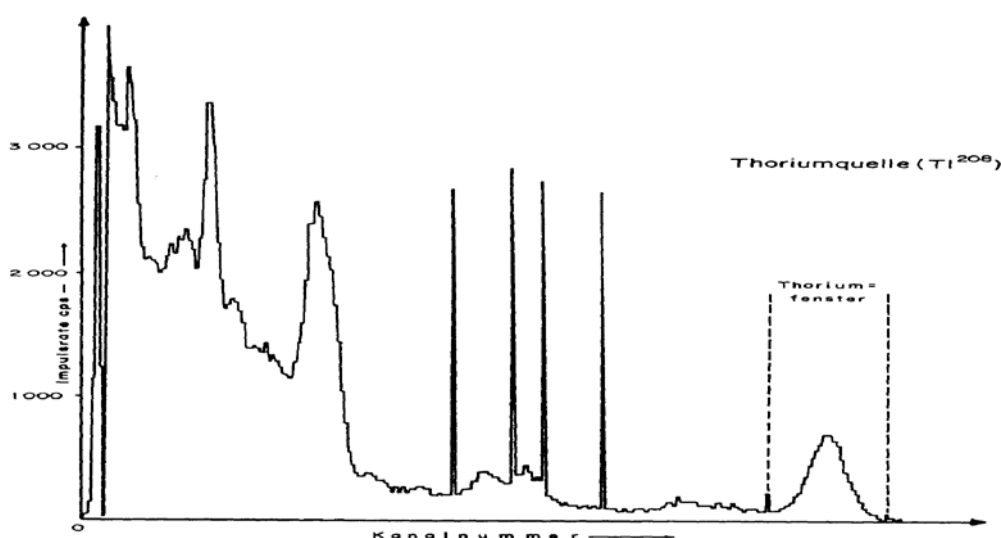


Abb. 3.3: Gammastrahlenspektrometer (Kristall I), Beispiel einer Spektralregistrierung - Thoriumquelle (^{208}Tl).3.4

3.4 Personal

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

Geologische Bundesanstalt:

Klaus Motschka

Martin Heidovitsch

Bundesministerium für Landesverteidigung:

Jürgen Sölkner

Manuel Ebner

Hermann Schardax

Karl Kinzl

Christian Moser

Markus Neßböck

4 Datenverarbeitung und Kartenherstellung

4.1 Aufgaben 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 Datenkontrollen

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 die Rechananlage 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 Widerstandkartierungen

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.

Gestörte, für die geophysikalische Auswertung unbrauchbare Intervalle der Registrierungen werden ausgeschieden und bei der weiteren Datenverarbeitung nicht mehr verwendet.

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 ρ_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 (<http://www.eos.ubc.ca/ubcgif/iag/sftwrdocs/em1dfm/bg.pdf>), wo eine eigene Abteilung ausschließlich im Bereich geophysikalischer Inversionsverfahren arbeitet. 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 (ΔT)

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 (ΔT), 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_{int}	magnetisches Hauptfeld
δT	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 (δT) 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 δT 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 Kartierungen

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}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}K – 1.46 MeV, ^{214}Bi – 1.76 MeV, ^{208}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 σ ergibt sich aus

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

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

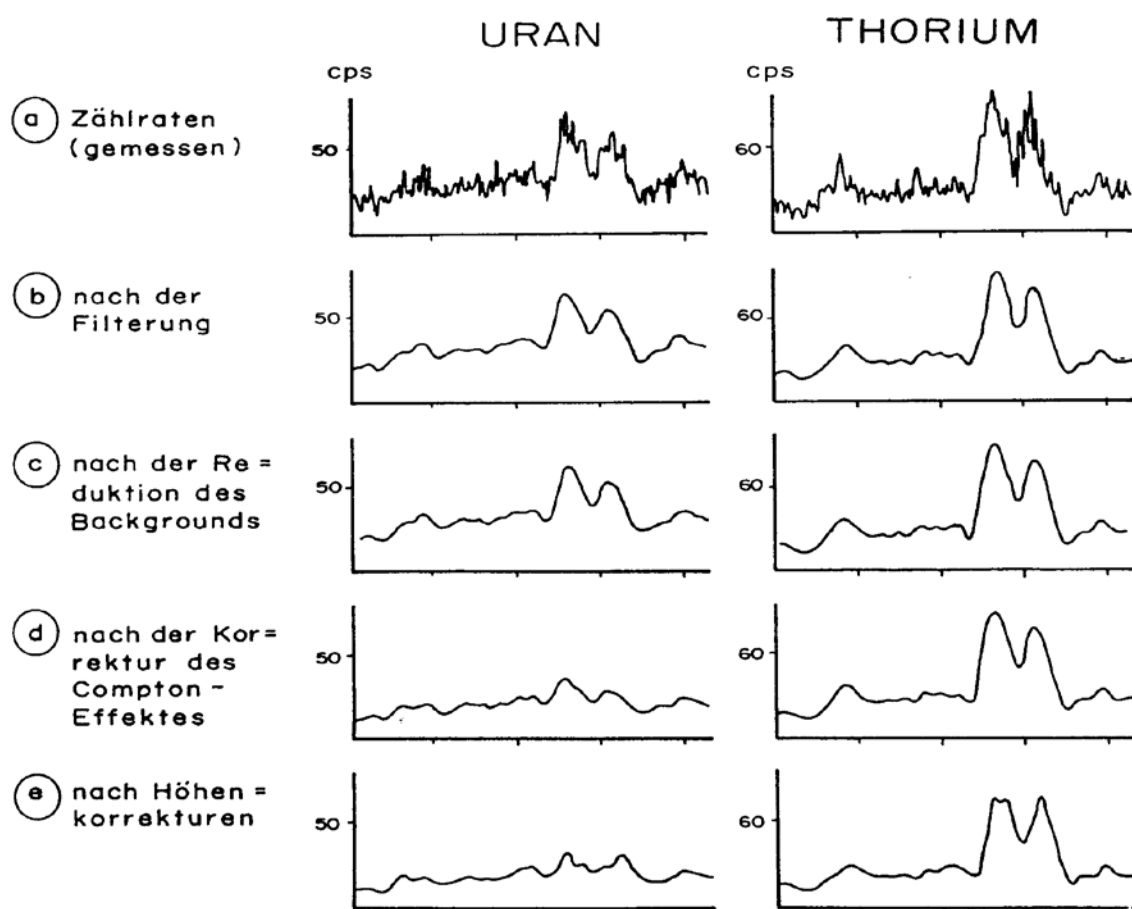


Abb. 4.1a - e: Darstellung der Korrekturschritte in der Gammastrahlenspektrometrie.

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 das längerwellige Nutzsignal (d.h. die Variationen der Zählrate, die durch wechselnde Gehalte der strahlenden Elemente im Gestein verursacht werden) zu verändern.

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} (Th in den U-Kanal):	0.30
S_{ThU} (U in den Th-Kanal):	0.06
S_{KTh} (Th in den K-Kanal):	0.34
S_{KU} (U in den K-Kanal):	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

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

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 μ 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 μ 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}Ru : 0.49 MeV; ^{137}Cs : 0.66 MeV; ^{134}Cs : 0.61 MeV; ^{134}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):

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

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}Cs -Kontaminationen, so sind es derzeit nur noch die Folgen des Reaktorunfalls von Tschernobyl.

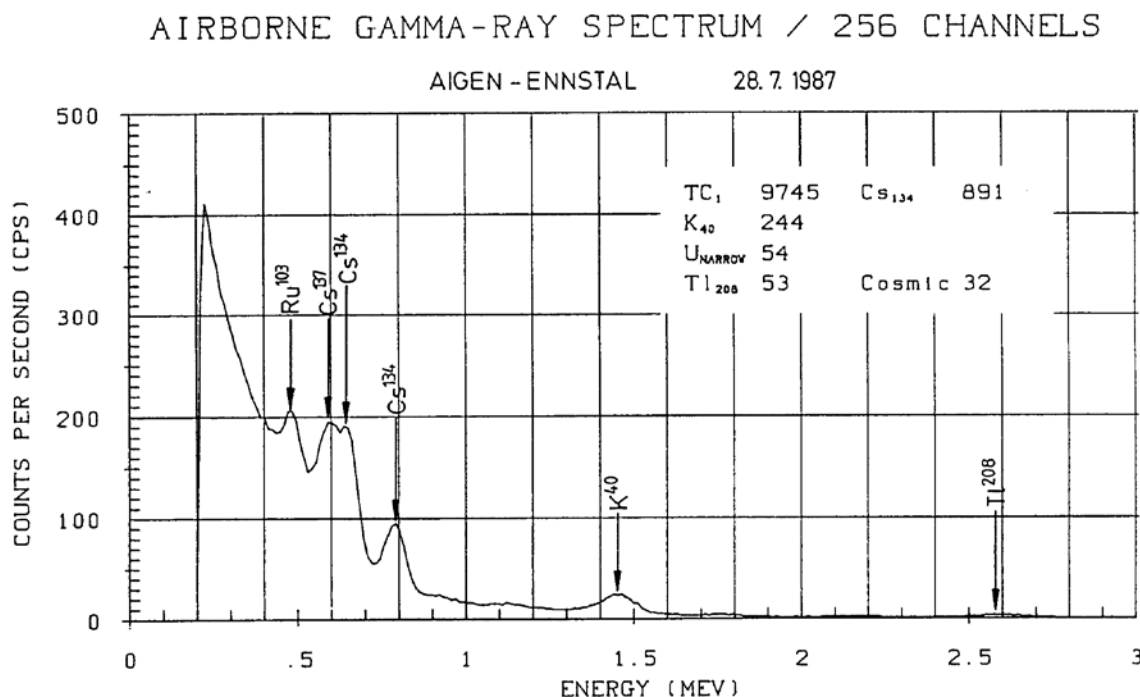


Abb. 4.2: Beispiel eines Gammastrahlenspektrums (MeV) im Bereich des Flugfeldes Aigen im Ennstal.

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}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 (2π -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 2π) eine niedrigere Zählrate (KILLEEN, 1979) (s. o. topographische Korrektur).

5 Methodenentwicklungen 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):

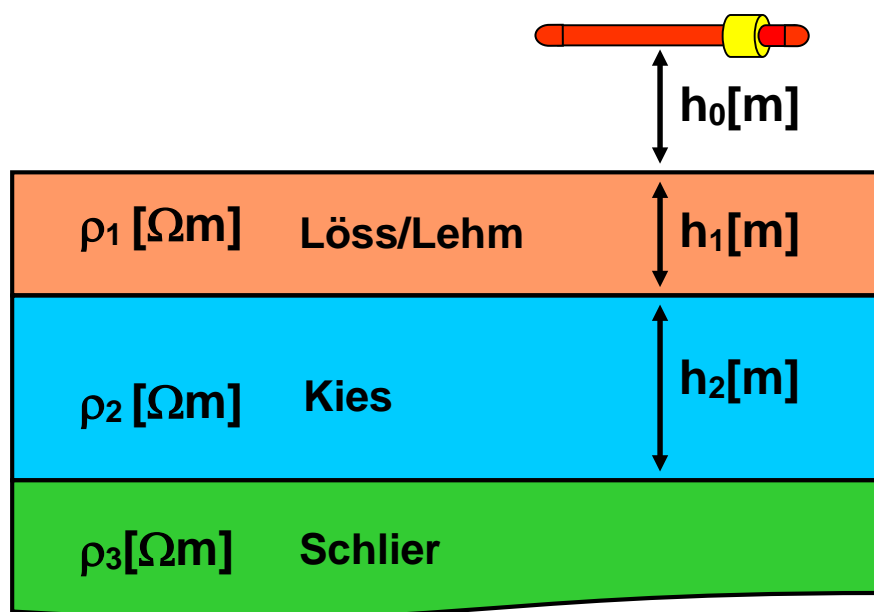


Abb. 5.1: Homogenes, horizontal geschichtetes 3-Schichtmodell des elektrischen Widerstandes.

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-Schichtmodells müssen daher als Mittelwerte bzw. wahrscheinlichste Werte mit Streubreiten bzw. Unschärfen für die Parameter ρ_1 (Widerstand Löss/Lehm), ρ_2 (Widerstand Kies), ρ_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.

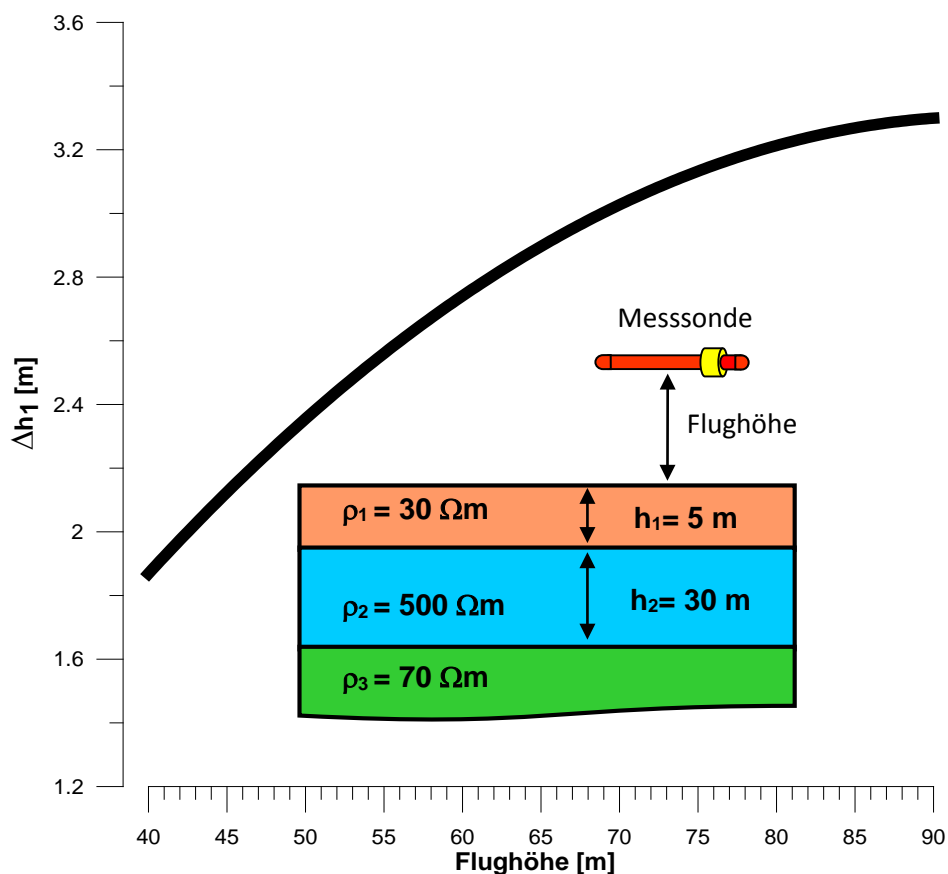


Abb. 5.2: Fehler in der Berechnung der Mächtigkeit der ersten Schicht (ϵ_{h_1}) eines 3-Schichtmodells aus AEM-Messdaten bei 3000 Hz, 7000 Hz und 28000 Hz, in Abhängigkeit von der Flughöhe.

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 ± 1.5 ppm und bei der Flughöhe mit ± 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.

5.2 Probleme der exakten Höhenbestimmung

Für die Berechnung der EM- und Radiometrie-Sensorhöhen stehen die Flughöhe über Geoid der beim Heckrotor angebrachten GPS-Navigationsanlage und die Höhe über Grund des im Hubschrauberboden eingebauten Laserhöhenmessers bzw. Radarhöhenmessers zur Verfügung. Die Höhenwerte der GPS-Navigationsanlage (Flughöhe über Geoid) und des Radarhöhenmessers sind mit einem Fehler von $\epsilon_{Z_{GPS}} = 5\text{--}10\text{ m}$ behaftet, die Laserhöhenwerte weisen eine Ungenauigkeit von $\epsilon_{Z_{Laser}} \approx 0.1\text{ m}$ 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 Belaubung 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 ($\approx 20\text{ m}$) 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.

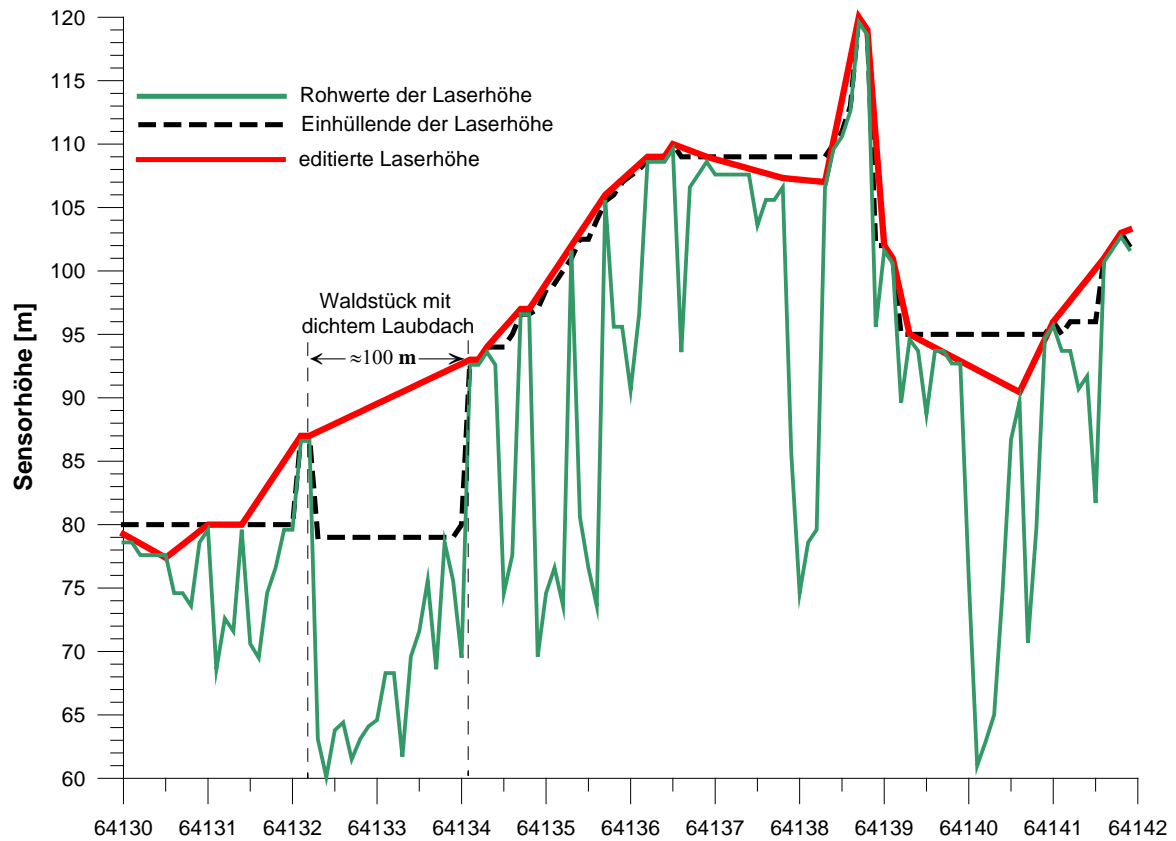


Abb. 5.3: Laserhöhenwerte über einem Waldgebiet.

6 Geologie des Messgebietes

6.1 Geologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet im nördlichen und zentralen Mühlviertel liegt zur Gänze im Kristallin der Böhmisches Masse. Es ist großteils aus hochmetamorphen Gneisen und Graniten aufgebaut. Geringfügige Erosionsrelikte einer ehemaligen Überdeckung durch neogene und quartäre Sedimente treten lokal auf. Der hier gegebene Überblick ist im Wesentlichen ein Auszug aus der zusammenfassenden Übersicht von RUPP 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 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 Großeinheit des Bavarikums wurde syn- bis postmetamorph insbesondere in ihrem südlichen und östlichen Anteil von syn- bis postorogenen variszischen Graniten unterschiedlicher Genese intrudiert, welche als Südböhmischer Batholith zusammengefasst werden (FUCHS & MATURA, 1976; LINNER, 2007; LINNER et al., 2011).

Die Böhmerwaldzone ist petrographisch im Wesentlichen charakterisiert 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 z. T. schwer und oft nur geochemisch unterscheidbar sind. In der Böhmerwaldzone treten niedriger metamorphe und nicht migmatisierte Gesteine wie Schiefergneise und Glimmerschiefer auf (BÜTTNER, 1997).

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 der Rodl-Kaplice-Störung ist diese Schollen- bzw. Zonengliederung kaum mehr

verfolgbar und es schließen hier, getrennt durch die Lichtenberg Scholle, 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), z. T. möglicherweise 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. „Palit“ 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). 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). FUCHS & THIELE (1968) beschrieben entlang des Pfahls "Tektonische Mischserien entlang von Störungszonen".

Danach erfolgte 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 (LINNER 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 texturell ähnlichem Granit (Karlstifter und Engerwitzdorfer Granit) und in der Folge verbreitet fein- bis mittelkörnige Granite wie der Mauthausener Granit und andere Feinkorngranite (LINNER et al, 2011).

Variabel ausgebildete Feinkorn-Migmatgranite 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 Wärmeffluss (FRASL & FINGER, 1988).

Noch zur Hauptphase der variszischen Anatexis gehören demgegenüber etliche Vorkommen von meist sehr kleinen Dioritkörpern, bei denen mindestens zwei 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. 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 (mittel- bis grobkörniger Randtyp mit randlichen Feinkorngranodioritgängen, die randlich in Granodioritporphyrite übergehen, feinerkörniger Kerntyp, weitgehend entsprechend dem Mauthausener Granit). Weiters existiert ein verwandter

mittelkörniger, saurerer Nachschub (Graben-Granit) (FRIEDL, 1990).

Bavarikum (LINNER et al., 2011)

Aufgrund der eigenen strukturellen Prägung und metamorphen Entwicklung definierten FUCHS & MATURA (1976) das Bavarikum als eigenständige tektonische Einheit, die nach heutigem Kenntnisstand als Teil des Moldanubikums aufzufassen ist (LINNER, 2007). Das Bavarikum nimmt den Bereich südwestlich der Pfahl-Störungszone ein und taucht zwischen Regensburg und Linz unter känozoische Sedimente. Östlich von Linz dominiert der Südböhmische Batholith, in dem wenige Areale mit Paragneis-Migmatiten eine südöstliche Fortsetzung des Bavarikums bis Amstetten anzeigen.

Die NW-SE-streichende Pfahl-Störungszone stellt als duktile bis spröde Deformationszone ein entscheidendes tektonisches Element bei der Abgrenzung des Bavarikums innerhalb des Moldanubikum dar. Diese überregionale Störungszone trennt die sehr stark migmatischen Gesteine des Bavarikums von den hochmetamorphen Gesteinen der Moldanubischen Decken im Böhmerwald und in Südböhmen. Die in der Amphibolitfazies beginnende duktile Deformation zeigt an der Pfahl-Störungszone abschiebende Bewegung des NE-Blockes, die spröde Deformation schließlich dextrale Versetzung (MASCH & CETIN, 1991; BRANDMAYR et al., 1995).

Im Bavarikum zeigen sich zwei durch ihre Streichrichtung deutlich unterscheidbare Strukturprägungen. In schwach migmatischen Paragneisen sind die NNE-SSW bis NE-SW streichenden Schieferungsflächen und Faltenachsen gut erhalten. Diese älteren Strukturen haben ähnliche Streichrichtung wie die Strukturen der Moldanubischen Decken in Südböhmen. Kennzeichnend für das Bavarikum ist aber die jüngere Strukturprägung mit NW-SE-Streichrichtung, die mit der duktilen Strukturprägung an der Pfahl-Störungszone in Verbindung steht (BÜTTNER, 2007). Diese hochtemperierte Deformation geht mit der Intrusion des Weinsberger Granits einher (FUCHS, 1962; FISCHER & TROLL, 1973), ihre Intensität nimmt gegen SW ab. Die regionale Schieferung fällt flach bis mittelsteil gegen NE ein und kann von einer SW-gerichteten Faltung begleitet sein.

Die Lithologie des Bavarikums wird durch stark aufgeschmolzene Paragneis-Migmatite und verschiedene Granite bestimmt, die einen variablen Grad der Vermischung zeigen sowie vielschichtige Beziehungen und komplexe genetische Entwicklungen beinhalten können. Die Paragesteine sind weitgehend einförmig, nur in wenigen Gebieten sind geringmächtige Einlagerungen von Amphibolit, Graphitgneis, Kalksilikatfels und Marmor häufiger anzutreffen. Zirkondatierungen weisen auf ein cadomisch geprägtes Liefergebiet für das Ausgangsmaterial der Paragesteine und eine neoproterozoische bis kambrische Sedimentation (GEBAUER et al., 1989; FRIEDL et al., 2004) hin. Als spezifische Gesteine im Bavarikum sind eine als „Palit“ bezeichnete Gesteinsassoziation und der den Weinsberger Granit umgebende „Schlierengranit“ anzuführen. Ebenso typisch sind die starke Aufschmelzung der Paragneis-Migmatite und die Bildung peraluminischer S-Typ-Granite. Diese Lithologien sind vor allem Produkte von zwei für das Bavarikum signifikanten Prozessen, der syndeformativen Intrusion

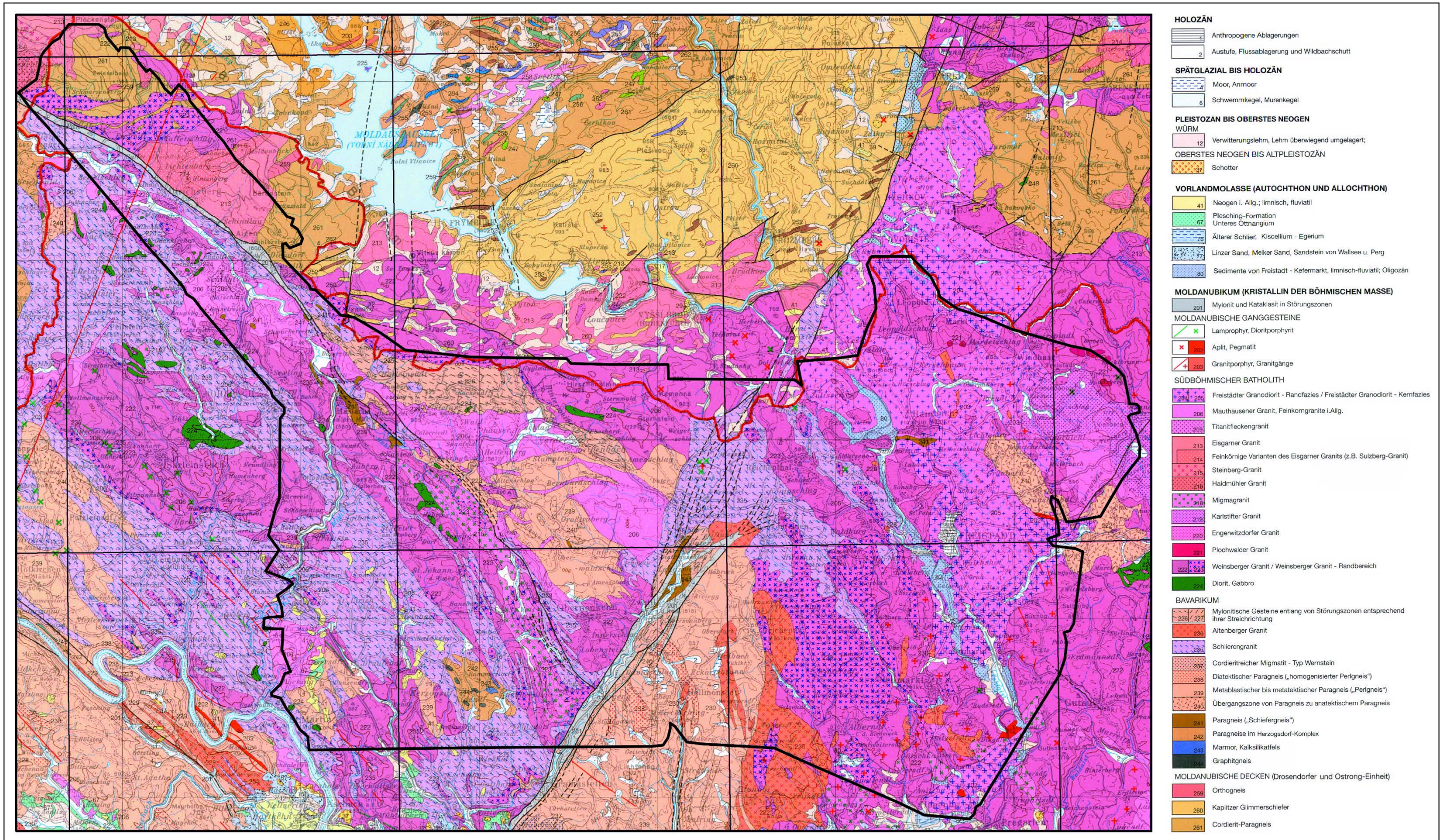


Abb. 6.1: Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006) mit den Grenzen der Befliegungsgebiete Ulrichsberg, Bad Leonfelden, Lest und Rainbach.

1	Anthropogene Ablagerung <i>Deponie, Bergbauhalde, Aufschüttung i. Allg.</i>
2	Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt <i>Kies, Sand, Schluff und Auelehm</i>
4	Moor, Anmoor <i>Ton, Schluff und Ton mit organischer Substanz</i>
6	Schwemmkegel, Murenkegel <i>schluffig-sandiger Kies, Steine</i>
12	Verwitterungslehm, Lehm überwiegend umgelagert; Würm und älter <i>Schluff, tonig z. T. mit Kies und Sand</i>
41	Neogen i. Allgemeinen, limnisch, fluviatil <i>Kies, Sand, Ton</i>
67	Plesching-Formation (Phosphoritsande, fossilreiche Grobsande), marin; Unteres Ottnangium <i>Sand, Phosphoritknollen, fossilreich</i>
76	Älterer Schlier, Am Alpennordrand Puchkirchen-Gruppe; Kiscellium – Egerium <i>siltiger Tonmergel, Sand, Konglomerat</i>
77	Linzer Sand, Sandstein von Wallsee und Perg, marin; Kiscellium – Egerium <i>Sand, Sandstein</i>
80	Sedimente von Freistadt – Kefermarkt, limnisch-fluviatil; Oligozän <i>Ton, sandig, Sand, Kies</i>
201	Mylonit und Kataklasten in Störungszonen <i>fein- bis feinstkörnige, grünlichgraue, stark geschieferte Gesteine, mitunter verquarzt</i>
	Lamprophy, Dioritporphyrit <i>grünlichgraue bis dunkelgraue, feinkörnige Gänge mit geringer Mächtigkeit</i>
202	Aplit, Pegmatit <i>helle Gesteine aus vorwiegend Feldspat und Quarz; Aplit feinkörnig, Pegmatit grobkörnig und oft mit Glimmertafeln</i>
203	Granitporphy, Granitgänge <i>hellgraue, Biotit führende Gesteine, feinkörnig oder porphyrisch, granitische bis granodioritische Zusammensetzung</i>
204	Freistädter Granodiorit – Randfazies <i>grobkörniger I-Typ-Biotit-Granodiorit</i>
205	Freistädter Granodiorit – Kernfazies <i>feinkörniger I-Typ-Biotit-Granodiorit</i>
206	Mauthausener Granit, Feinkorngranite i. Allg. <i>fein- bis mittelkörnige, hellgraue und massige I-Typ-Biotitgranite bis -Granodiorite</i>
209	Titanitfleckengranit <i>feinkörnige Biotitgranite und Granodiorite, idiomorphe Titanite mit feldspatreichem Hof</i>
213	Eisgarner Granit <i>grobkörniger S-Typ-Zweiglimmergranit, große leistenförmige Kalifeldspate, oft porphyrische Textur</i>
214	feinkörnige Varianten des Eisgarner Granits (z. B. Sulzberg-Granit) <i>fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite, pegmatitische Linsen</i>
216	Haidmühler Granit <i>mittel- bis grobkörniger Zweiglimmergranit</i>
218	Migmagranit <i>fein- bis mittelkörnige I-Typ-Biotitgranite und Granodiorite bis Diorite, häufig geschiefert</i>
219	Karlstifter Granit <i>mittel- bis grobkörniger I-Typ-Biotitgranit, z. T. porphyrisch</i>
221	Plochwalder Granit <i>mittel- bis grobkörniger Zweiglimmergranit, kleine Vorkommen im Weinsberger Granit</i>
222	Weinsberger Granit <i>grob- bis riesenkörniger Biotitgranit, Großkalifeldspäte</i>
223	Weinsberger Granit-Randbereich <i>Vermischungs- und Übergangszonen von Weinsberger Granit in umgebende Granite und Migmatite</i>
224	Diorit, Gabbro <i>dunkle, massige Intrusivgesteine, Biotit und meist auch Hornblende führend, fein- bis grobkörnig</i>
226/ 227	Mylonitische Gesteine entlang von Störungszonen <i>stark deformierte Paragneise, Migmatite und Granite; mitunter feinkörnige Granite und Aplit als diskordante Gänge</i>
230	Altenberger Granit <i>feinkörniger, schwach deformierter S-Typ-Zweiglimmergranit, kleine Restitschollen</i>
235	Schlierengranit <i>grobkörniger Granit bis Granodiorit, schlierig, oft rötliche Großkalifeldspate, z. T. dioritische Schollen</i>
238	Diatektischer Paragneis („homogenisierter Perlgneis“) <i>weitgehend homogener, teils massiger Migmatit, mittelkörnig, z. T. Paragneis-Schollen</i>
239	Metablastischer bis metatektischer Paragneis („Perlgnais“) <i>biotitreicher, fein- bis mittelkörniger Paragneis bis Migmatit, oft Cordierit führend und mit Paragneis-Relikten, z. T. schlierig</i>
240	Übergangszone von Paragneis zu anatektischem Paragneis
241	Paragneis („Schiefergneis“) biotitreicher Paragneis mit Sillimanit, Cordierit und Granat; feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis
242	Paragneis im Herzogsdorf-Komplex feinkörniger, grauer Paragneis, teils gebändert; migmatischer Paragneis mit pegmatoiden Lagen
243	Marmor, Kalksilikatfels
244	Graphitgneis
259	Orthogneis (Moldanubische Decken)
261	Cordierit-Paragneis (Moldanubische Decken) <i>migmatischer Biotit-Paragneis mit Cordierit und Sillimanit, untergeordnet Biotit-Plagioklasgneis</i>

Tab. 6.1: Nummerierung und Kurzbeschreibung der in Abb. 6.1 vorkommenden Gesteinstypen entsprechend der Legende zur geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006, RUPP et al., 2011).

von Weinsberger Granit sowie der anschließenden intensiven Hochtemperatur/Niedrigdruckmetamorphose und Migmatisierung (KALT et al., 1999; TROPPER et al., 2006). Daraus resultierten die Migmatisierung von älteren, intermediären Magmatiten zu „Palit“ und die Vermischung von intrudierendem Weinsberger Granit mit aufschmelzendem Paragneis, die zur Bildung von „Schlierengranit“ führte. Sukzessiv bildeten sich in einem tieferen Krustenniveau S-Typ-Granite durch Aufschmelzung von Paragesteinen. Diese intrudierten die Paragneis-Migmatite.

Eine erste metamorphe Prägung der Paragneise zwischen 340 und 335 Ma (FINGER et al., 2007) könnte mit der älteren Strukturprägung verbunden sein und die magmatische Entwicklung setzte mit der Intrusion der Edukte der „Palite“ um 334 Ma (SIEBEL et al., 2005) ein. Die für das Bavarikum typische Interferenz zwischen Magmatismus, Deformation und Migmatisierung entwickelt sich ab 325 Ma mit der Bildung der NW-SE-streichenden, jüngeren duktilen Strukturen (BÜTTNER, 2007), die letztlich in die Ausbildung der Pfahl-Störungszone mündete. Die „Palite“ wurden dabei amphibolitfaziell deformiert und der Weinsberger Granit intrudierte syntektonisch. Die Phase intensiver Migmatisierung führte im Übergangsbereich zwischen Weinsberger Granit und Paragneis-Migmatit zur Bildung des „Schlierengranits“. In den Paragesteinen dauerte die Migmatisierung der Paragesteine bis etwa 315 Ma an (KALT et al., 2000; PROPACH et al., 2000), weitete sich dabei räumlich aus und mündete in extensive krustale Aufschmelzung. Dadurch bildeten sich S-Typ-Granite in Form von Cordierit führendem Biotitgranit und Zweiglimmergranit, die zwischen 315 und 310 Ma (FRIEDL, 1997; PROPACH et al., 2000; GERDES et al., 2003) Platz nahmen. Die Abkühlung des Bavarikums einschließlich des Weinsberger Granits unter 300 °C erstreckte sich bis 290 Ma (SCHARBERT et al., 1997; KALT et al., 2000).

Südböhmischer Batholith (LINNER et al., 2011)

Im Südteil des Moldanubikums (Bayerischer Wald, Südschechien, Mühlviertel, westliches Waldviertel) intrudierten im Karbon (340 bis 300 Ma) große Massen granitischer Magmen. Aus einer Vielzahl von Intrusionen entwickelte sich ein ausgedehnter und weitgehend zusammenhängender magmatischer Körper, der als Südböhmischer Batholith bezeichnet wird. Traditionell wurden im österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths drei Haupttypen von Granit unterschieden (WALDMANN, 1930): Weinsberger Granit, Mauthausener Granit und Eisgarner Granit. Diese Haupttypen wurden sukzessiv untergliedert beziehungsweise mit weiteren Graniten ergänzt (vgl. FUCHS & MATURA, 1976; FRASL & FINGER, 1988, 1991).

Ultrapotassische Granodiorite, die als Durbachite bezeichnet werden, liefen der Batholithbildung voraus. Sie intrudierten zwischen 340 und 335 Ma die Moldanubischen Decken in Südböhmen, Südmähren und im westlichen Waldviertel und interferieren dabei mit der Exhumation der Granulite in die mittlere Kruste (JANOŠEK & HOLUB, 2007; VERNER et al., 2008; KOTKOVÁ et al., 2010). Es folgten im Bayerischen Wald zwischen 334 und 332 Ma Diorite und Granodiorite (CHEN & SIEBEL, 2004; SIEBEL et al., 2005), die von einer intensiven Migmatisierung überprägt sind.

Nach dieser Phase mit intermediären bis basischen Intrusionen setzte die eigentliche Batholithbildung ab etwa 330 Ma mit der Platznahme des weit verbreiteten Weinsberger Granits im nördlichen und östlichen Teil des Batholiths ein. Die zeitliche Verlagerung der magmatischen Prozesse in südwestliche Richtung ist durch die jüngsten Alter von Weinsberger Granit im Bavarikum (bis 322 Ma) verdeutlicht (FINGER et al., 2009). 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 (316 Ma) und andere sogenannte Feinkorngranite. Der Freistädter Granodiorit, der textuell vom Mauthausener Granit zu unterscheiden ist (FRASL, 1959), zeigt sowohl isotopengeochemisch (SCHARBERT, 1992) wie auch altersmäßig (310 bis 300 Ma: GERDES et al., 2003) eine Eigenständigkeit. Er bildet den jüngsten Pluton im Südböhmischen Batholith.

Bei den als Eisgarner Granit zusammengefassten Zweiglimmergraniten im nördlichen Randbereich des Batholiths handelt es sich um mehrere eigenständige Plutone mit spezifischen geochemischen Signaturen (BREITER, 2010). Entsprechend dem Geländebefund wurde der Eisgarner Granit seit WALDMANN (1930) traditionell als der jüngste Granit im südböhmischen Batholith eingestuft, jedoch zeigen geochronologische Daten übereinstimmend Intrusionsalter zwischen 328 und 325 Ma (FRIEDL, 1997; SIEBEL et al., 2008; ZÁK et al., 2011). Somit ist der Eisgarner Granit ähnlich alt wie der Weinsberger Granit im Nordteil des Batholiths, intrudiert diesen allerdings klar (WALDMANN, 1930; FUCHS, 1962; SCHWAIGHOFER, 1978).

Versuche, die Herkunft und Petrogenese der einzelnen Granite des Südböhmischen Batholiths mit den Mitteln der Geochemie und Petrologie abzuleiten, haben zu folgenden Ergebnissen geführt: Am Beginn der magmatischen Entwicklung führte die Mischung von ultrapotassischen Schmelzen aus dem lithosphärischen Erdmantel mit granitischen Schmelzen aus der Kruste zur Bildung der Durbachite (HOLUB, 1997; GERDES et al., 2000). Es folgten weitere Schmelzen aus dem Erdmantel, welche kleinere Dioritkörper formten, in denen meist starke krustale Kontamination festzustellen ist (VELLMER & WEDEPOHL, 1994). Für die Bildung des Weinsberger Granits wird hingegen von vielen Autoren eine großräumige Aufschmelzung der Unterkruste angenommen. Dabei kam es zur gleichzeitigen Förderung (und eventuell auch Mischung) von Schmelzen aus Orthogesteinen intermediärer bis basischer Zusammensetzung sowie Schmelzen aus Paragneisen (FINGER & CLEMENS, 1995; GERDES, 2001), sodass der Weinsberger Granit neben der verbreiteten I-Typ-Signatur bereichsweise auch deutlichen S-Typ-Einfluss erkennen lässt (SCHARBERT, 1987; GERDES, 2001; FINGER & VON QUADT, 1992). Andererseits ist mit dem Pyroxen führenden Weinsberger Granit im Oberen Mühlviertel eine magmatische Reaktivierung von cadomisch geprägter Unterkruste angezeigt (KLÖTZLI et al., 2001). In der weiteren Intrusionsfolge zeigen der Karlstifter Granit und der Freistädter Granodiorit wiederum einen verstärkten I-Typ-Charakter der Magmen, der auch im Mauthausener Granit und anderen Feinkorngraniten vorherrscht (SCHARBERT, 1992; FRASL & FINGER, 1988, 1991). Im Gegensatz dazu wird der im Südböhmischen Batholith eher eigenständige Eisgarner Granit übereinstimmend als Produkt einer partiellen Aufschmelzung von Paragneismaterial und damit als S-Typ-Magma aufgefasst (LIEW et al., 1989; VELLMER & WEDEPOHL, 1994; BREITER, 2010).

Ein sehr ähnliches, in einzelnen Details jedoch abweichendes Modell der Entwicklung des Plutons geben Klomínský et al., (2010). Der südliche Anteil des Südböhmischen Batholiths im Mühlviertel umfasst den „Weinsberg Composite Pluton“, das „Aigen Massif“ und Teile des „Plechy (Dreisessel-Plöckenstein) Massif“.

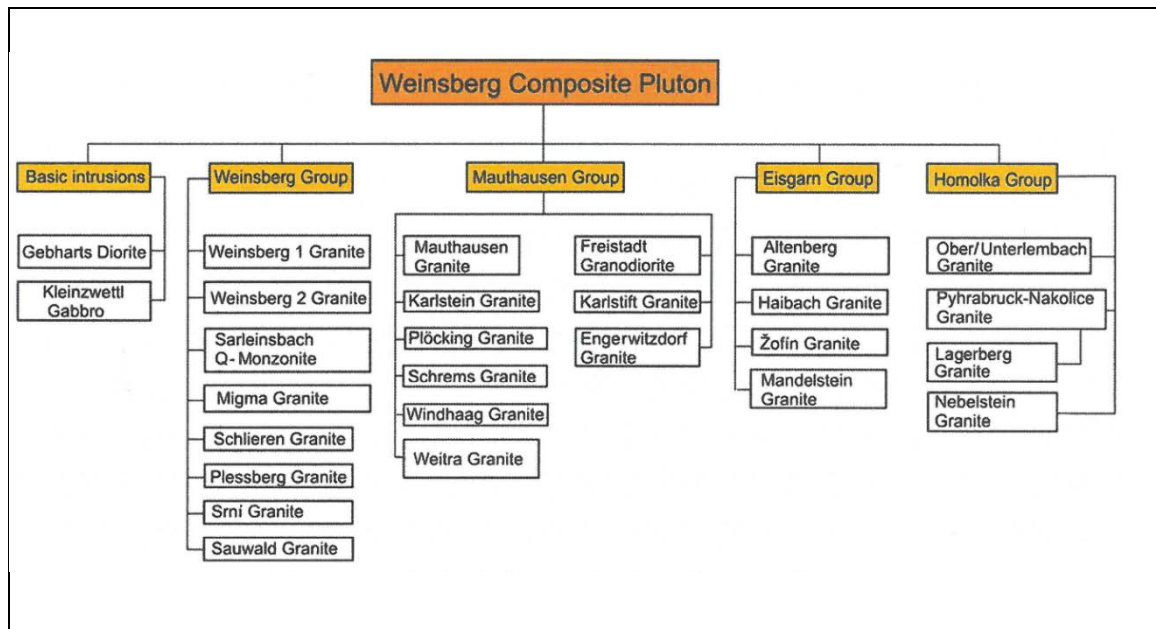


Abb. 6.2: Hierarchisches Schema der Intrusionsabfolge, gegliedert nach Gesteinsgruppen und Gesteinstypen aus KLOMÍNSKÝ et al., (2010). Der südliche Anteil des Südböhmischen Batholiths wird hier als „Weinsberg Composite Pluton“ zusammengefasst (nicht zu verwechseln mit dem Weinsberger Granit).

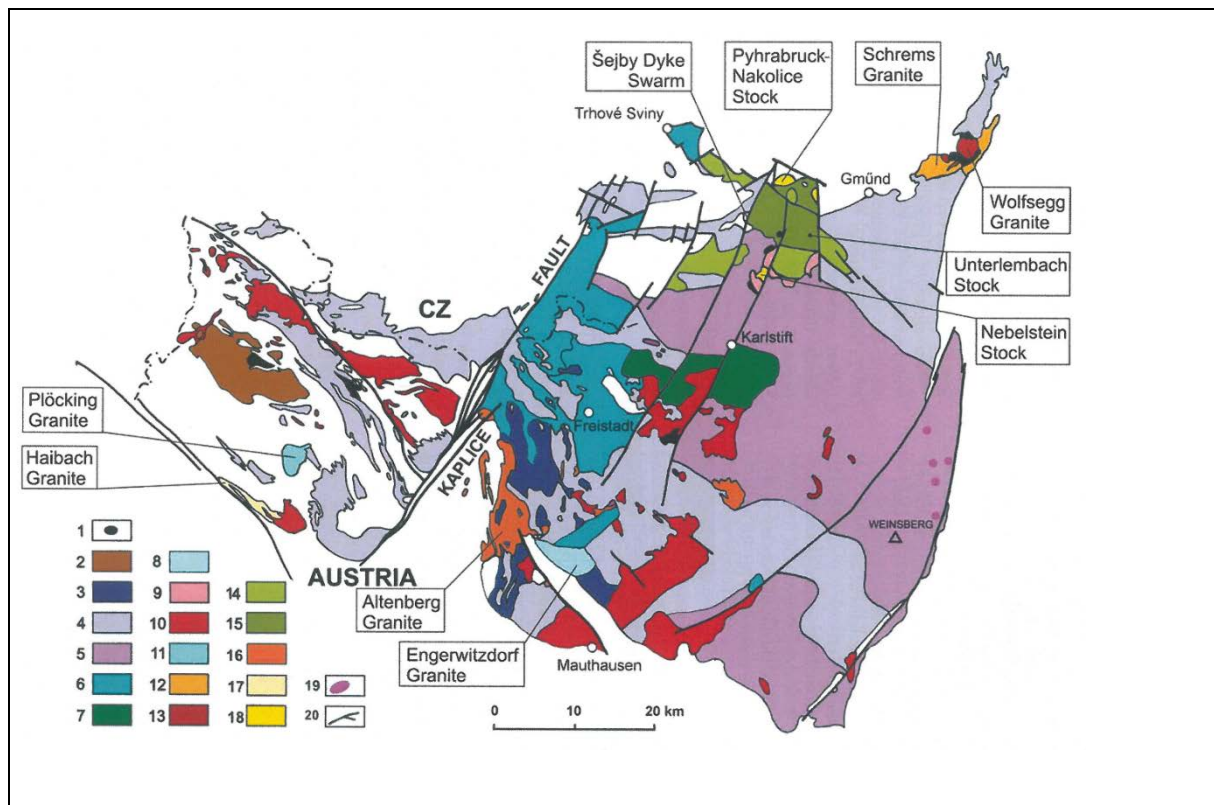


Abb. 6.3: Gliederung des „Weinsberg Composite Pluton“ nach Klomínský et al., (2010). Weinsberg Composite Pluton geological-sketch-map (adapted after Vellmer and Wedepohl 1994, Gerdes et al. 1998, Breiter and Scharbert 2006). 1 - basic intrusions, 2 - Sarleinsbach Q-Monzonite, 3 - Schlieren Granite, 4 - Weinsberg 1 Granite-Granodiorite, 5 - Weinsberg 2 Granite, 6 - Freistadt Granodiorite, 7 - Karlstift Granite, 8 - Engerwitzdorf Granite, 9 - Weitra Granite, 10 - Mauthausen Granite, 11 - Plöcking Granite, 12 - Schrems Granite, 13 - Wolfsegg Granite, 14 - Zofin Granite, 15 - Mandelstein Granite, 16 - Altenberg Granite, 17 - Haibach Granite, 18 - Pyhrabruk-Nakolice and Nebelstein Granites, 19 - Young granite stocks and aplite, 20 - faults.

Zur Ursache der spätvariszischen Batholithbildung im Südteil des Moldanubikums werden unterschiedliche Modelle diskutiert (vgl. HENK et al., 2000). Es müssen sich zu dieser Zeit durch tektonische Prozesse regionale thermische Anomalien herausgebildet haben, welche in den Gesteinen der unteren und mittleren Kruste zu großräumiger Schmelzbildung führten. Es besteht auch die Möglichkeit einer erhöhten radiogenen Wärmeproduktion in der Unterkruste im Anschluss an die variszischen Kollision und Krustenverdickung GERDES et al. (2000b). Unabhängig davon kann die großräumige Granitbildung durch zusätzliche Wärmezufuhr aus dem Erdmantel infolge Delamination (Ablösung und Absinken) des lithosphärischen Mantels und Aufstieg von heißer Asthenosphäre initiiert und gesteuert werden (SCHOTT & SCHMELING, 1998; FINGER et al., 2009). Für die S-Typ-Granite wie den Eisgarner Granit ist auch Schmelzbildung durch extrem rasche Exhumation und isothermale Dekompression von Paragneisen in Betracht zu ziehen (ZÁK et al., 2011).

Störungszonen (LINNÉ et al., 2011)

Bei den Störungszonen herrschen im südlichen Moldanubikum zwei bevorzugte Streichrichtungen vor: NW-SE (Pfahl-Störungszone und Donau-Störung) und NE-SW (Rodl-Kaplice-, Karlstifter und Vitiser Störung). Die höchstmetamorphen Mylonite weist die Pfahl-

Störungszone auf, welche den gesamten Südwestrand des Moldanubikums durchsetzt. Aus dem Bayerischen Wald kommend streicht sie über Ulrichsberg und Haslach Richtung Rodltal und ist bei Untergang von der Rodl-Kaplice-Störung abgeschnitten. Im Bereich der Pfahl-Störungszone sind amphibolitfazielle Mylonite erhalten (BRANDMAYR et al., 1995), die mit der Exhumierung des Bavarikums ab etwa 325 Ma in Verbindung stehen (BÜTTNER, 2007).

In der Pfahl-Störungszone sind amphibolitfazielle und grünschieferfazielle Mylonite verbreitet, in der Donau- und Rodl-Kaplice-Störung stellen die grünschieferfaziellen die höchstgradigen Mylonite dar.

Die NE-SW-streichende Rodl-Kaplice-Störung ist Teil eines weit reichenden Störungssystems. Vom Rodltal im Mühlviertel reicht der südliche Teil über Kaplice bis zum Südostrand des Budweiser Beckens und setzt sich im Moldanubikum bis östlich von Prag fort. Muskovitdatierungen belegen ein permisches Alter (290 bis 280 Ma) der grünschieferfaziellen Mylonite (BRANDMAYR et al., 1995), womit auch der sinistrale Hauptversatz an der Rodl-Kaplice-Störung verknüpft sein dürfte.

Weiter östlich haben sich innerhalb des Südböhmischen Batholiths weitere NNE-SSW bis NE-SW-streichende Störungen entwickelt. Die bedeutendste Störung ist die Vitiser Störung, die von Perg durch den Weinsberger Wald streicht und nördlich Rappottenstein den Ostrand des Batholiths sinistral versetzt und weiter über Vitis nach Südmähren streicht. Parallel zur Karlstifter Störung, die sich im zentralen Teil des Batholiths entwickelte, streicht die Hirschenwies Störung von Sandl gegen Nordosten, und im Strudengau und Yspertal versetzt eine Störung den Ostrand des Weinsberger Granits. In diesen Störungen finden sich vergleichsweise tiefer temperierte Mylonite (BRANDMAYR et al., 1999), die eine spätere Deformation beziehungsweise eine in einem höheren Krustenniveau anzeigen.

Im südlichen Moldanubikum bildeten sich also bereits im Oberkarbon NW-SE- und NE-SW-streichende Störungssysteme, die im unteren Perm signifikant reaktiviert wurden (BRANDMAYR et al., 1995; MATTERN, 2001). Die permische Störungsaktivität erscheint auch mit der Ausbildung von Gräben verknüpft (MATTERN, 1995; BRANDMAYR et al., 1999), womit ein Übergang zu spröder Deformation angezeigt ist. Die Störungen wurden mehrfach spröd reaktiviert, vor allem im Zusammenhang mit der Alpidischen Orogenese. Dazu zählt die Einsenkung von oligozänen Sedimenten (Eferdinger Becken, Gallneukirchner Becken) wie auch die neogene Heraushebung von Böhmerwald, Sauwald und Lichtenberg.

6.2 Gesteinsbeschreibung

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 (nach RUPP et al., 2011, z. T. stark gekürzt). Die Ziffern beziehen sich auf die Indizierung der Geologischen Karte von Oberösterreich.

6.2.1 Bavarikum

261 Cordierit-Paragneise

Die leicht migmatischen Cordierit-Paragneise und die hellen Biotit-Orthogneise sind die charakteristischen Gesteine des als „Monotone Serie“ bezeichneten, lithologisch einförmigen Gesteinskomplexes im Moldanubikum. Der dunkle Cordierit-Paragneis ist biotitreich und führt viel Cordierit und Sillimanit. Kennzeichnend ist eine initiale migmatische Aufschmelzung mit lagenförmiger bis nebulitischer Textur (diffuse Relikte). Mit dem Cordierit-Paragneis, der aus stärker pelitischem Ausgangsmaterial entstanden ist, wechsellagert Paragneis mit einem erhöhten Quarzanteil. Dieser zeigt sich als grauweißer, plagioklas- und quarzbetonter Paragneis, der teilweise metablastisch rekristallisiert und mitunter gebändert ist. Mengenmäßig unbedeutend finden sich wiederholt geringmächtige Einlagerungen von grauem, relativ reinem Quarzit und grünlichem quarzbetontem Kalksilikatgestein. Die teils migmatischen Paragneise im südöstlichen Böhmerwald (FUCHS & THIELE, 1968) sind ebenfalls durch Cordierit und Sillimanit charakterisiert. Durch erhöhten Muskovitgehalt und etwas Granat kann auch dort die Lithologie der glimmerreichen Paragneise variieren und es wechsellagern wiederum plagioklas- und quarzbetonte Paragneise.

259 Orthogneise

Im südöstlichen Böhmerwald treten verschiedene vorvariszische Orthogneisvorkommen des Moldanubikums auf. Die Orthogneise im Böhmerwald, die sehr hell und glimmerarm sind, führen beide Glimmer sowie etwas Sillimanit und Granat und wurden von FUCHS & THIELE (1968) als ähnlich dem Gföhler Gneis im Waldviertel betrachtet. Aufgrund ihrer tektonischen Position an der Basis der Drosendorfer Einheit werden diese Orthogneise als Fragment eines Basements, auf dem die „Bunte Gruppe“ abgelagert wurde, interpretiert.

244 Graphitgneise

Im Herzogsdorf-Komplex sind Paragneise mit Butzen von flockigem Graphit als Graphitgneis dargestellt. Die Umgrenzung entspricht der Darstellung auf der geologischen Karte von THIELE & FUCHS (1965). In einem größeren Vorkommen wurde zwischen 1914 und 1925 nördlich von Herzogsdorf Graphit abgebaut (HOLZER, 1964). Auch aus den Paragneis-Migmatiten westlich von Linz (KOHL, 1974) und im Sauwald (HOLZER, 1964) sind mehrere kleinste Graphitvorkommen bekannt geworden.

243 Marmore, Kalksilikatfels

Im Bavarikum sind am vorliegenden Kartenblatt Marmor und Kalksilikatfels nur im Mühlviertel westlich von Neußerling verzeichnet. Deren Ausdehnung ist in der Karte übertrieben dargestellt und steht symbolisch für die charakteristischen, aber gering mächtigen Kalksilikatfelse und Marmore im Herzogsdorf-Komplex (FUCHS & THIELE, 1968; KOHL, 1977). Die Kalksilikatfelse können Diopsid, Tremolit, Hornblende, Klinozoisit, Wollastonit und Granat enthalten und im Marmor treten ebenfalls Diopsid und Tremolit sowie Olivin und Phlogopit auf. Die Ablagerung der organischen und karbonatischen Sedimente und die Metamorphose zu Graphitgneis, Marmor

und Kalksilikatfels kann nur gemeinsam mit den umgebenden Paragesteinen erfolgt sein. Damit sind neoproterozoische bis kambrische Sedimentation und eine variszische Metamorphoseprägung anzunehmen. Für die Amphibolite erscheint ein vergleichbares oder jüngerer Eduktalter wahrscheinlich.

242 Paragneise im Herzogsdorf-Komplex

Der Herzogsdorf-Komplex inmitten der Granitintrusionen im Mühlviertel nordwestlich der Rodl ist mit etwa 5 x 2,5 km Fläche relativ klein. Die öfters gebänderten Paragneise erscheinen häufig inhomogen, mit lagiger Aufschmelzung in Form von kalifeldspatreichen, pegmatoiden Lagen und Linsen (FUCHS & THIELE, 1968). Darin eingelagert finden sich geringmächtiger Amphibolit, Kalksilikatfels und wiederholt Graphitgneis.

241 Paragneis („Schiefergneis“)

Diese Paragesteine treten in Gebieten des Bavarikums auf, die nicht beziehungsweise nur teilweise von der durchgreifenden Migmatisierung erfasst wurden. Größere Vorkommen mit Einlagerungen von Amphibolit, Marmor, Kalksilikatfels und Graphitgneis sind als Komplexe zusammengefasst und wurden mit lokalen Namen belegt. In den Migmatiten nördlich von Linz sind solche Übergangszonen mit reichlich Paragneis erhalten.

240 Übergangszonen von Paragneis zu anatektischem Paragneis

Randlich oder zwischen den Paragneisvorkommen zeigt sich eine kontinuierliche Übergangszone von Paragneis zu anatektischem Paragneis, die in größeren Bereichen mit eigener Signatur gekennzeichnet ist. Die Paragneise sind oft intensiv gefaltet und die Faltenachsen verlaufen vorzugsweise NNE–SSW und zeigen eine Überprägung mit jüngeren, WNW–ESE–streichenden Achsen (FUCHS & THIELE, 1968). Östlich von Freistadt treten zwei größere Paragesteinskomplexe innerhalb des Südböhmischen Batholiths auf. Stark aufgeschmolzene Paragneis–Migmatite und reliktsche Paragneise sind durch Übergänge eng verbunden (FUCHS & SCHWAIGHOFER, 1978; SCHUBERT et al., 2010). Im Mineralbestand kommt zu reichlich Biotit viel Muskovit und charakterisierend Cordierit und Sillimanit sowie untergeordnet Granat. Aus dem Alter detritischer Zirkone und aus Sr-Isotopendaten lässt sich eine neoproterozoische bis kambrische Sedimentation ableiten (600 bis 510 Ma).

239 Metablastischer bis metatektischer Paragneis („Perlgneis“)

Die metablastischen bis metatektischen Paragneise zeigen sowohl ein reliktsches Gneisgefüge als auch eine merkliche initiale Aufschmelzung. Feinkörnig quarzbetonte bis körnig metablastische Paragneise wechseln mit stromatisch (lagenförmig) bis nebulitisch (diffuse Relikte) migmatischen Paragneisen. Typisch sind das noch gut erkennbare prämigmatische Parallelgefüge mit biotitreichen Domänen und der fließende Übergang zwischen hochtemperiert rekristallisiertem und initial aufgeschmolzenem Paragneis. Insgesamt erscheinen die Paragneise sehr monoton, mit sporadisch auftretenden Quarzitlagen oder Kalksilikatgneis, die im Volumenanteil unbedeutend sind. Mineralogisch setzen sich die Paragneise vorwiegend aus Biotit, Plagioklas und Quarz zusammen, etwas Kalifeldspat kommt

in den migmatischen Bereichen hinzu. Cordierit ist weit verbreitet und charakterisiert die Metamorphosebedingungen. Er tritt bevorzugt in den biotitreichen, metatektischen Bereichen auf und wird mitunter von feinkörnigem Granat begleitet, Sillimanit ist hingegen selten.

238 Diatektischer Paragneis („homogenisierter Perlgneis“)

Die diatektischen Paragneise zeichnen sich durch stärkere Aufschmelzung aus, wobei diese körnigen Migmatite nebulitische bis homogen granitische Textur aufweisen. Das reliktsche Gneisgefüge lässt sich nur mehr teilweise und diffus erkennen, meist ist der Biotit regellos verteilt und die Feldspate sind idiomorph und grobkörnig. Sehr vereinzelt treten auch größere porphyrische Kalifeldspat-Einsprenglinge auf. Ganz vereinzelt finden sich typisch rundliche Schollen von schwer schmelzbaren Gesteinen wie quarzreicher Paragneis, Quarzit oder Kalksilikatgneis. Die diatektischen Paragneise bestehen mineralogisch vorwiegend aus Biotit, Plagioklas, Quarz und nur wenig Kalifeldspat. Cordierit ist ebenfalls untergeordnet und umso seltener, je granitischer die Textur ist. Die stark aufgeschmolzenen Bereiche können sowohl in Lagen von wenigen Metern mit den metatektischen Paragneisen wechseln oder den dominierenden Gesteinscharakter darstellen.

235 Schlierengranit

Die Bezeichnung Schlierengranit bezieht sich auf die „unruhige“ Struktur des granitoiden Materials beziehungsweise den oft schlierigen Wechsel von helleren und dunkleren Anteilen. Diese von FUCHS (1962) im Oberen Mühlviertel großflächig als „Grobkornogneise“ kartierten Gesteine sind nach heutigem Kenntnisstand variszische Plutonite (FINGER, 1986), die den syntektonisch intrudierten Weinsberger Granit begleiten.

Die meist 1-2 cm großen Kalifeldspate (15-35 %) sind häufig rosa (lachsrosa) gefärbt. Der kleinere, durchwegs idiomorphe Plagioklas macht etwa 30-50 % des Gesteinsvolumens aus, sodass oft granodioritische Zusammensetzung besteht. Die Quarzgehalte liegen bei 20-30 %, die Biotitgehalte üblicherweise um 10-15 %. Manchmal tritt etwas Hornblende (bis 5 %) hinzu. Lokal können die Gesteine ziemlich mafisch sein, mit Biotitgehalten bis 30 %. Auch feinerkörnige, mafische Einschlüsse, vor allem mit tonalitischer bis dioritischer Zusammensetzung, sind mehrfach zu sehen. Eine mineralogische Besonderheit sind die immer wieder sichtbaren, halbzentimeter- bis (ausnahmsweise) 2 cm großen, idiomorphen, braunen Titanitkristalle mit typischer Briefkuvertform.

Im Unterschied zu den S-Typ-Graniten im Sauwald, die durch Aufschmelzung von Paragesteinen entstanden sind, zeigt sich im Schlierengranit ein klarer stofflicher Einfluss einer I-Typ-Magmenquelle (LIEW et al., 1989). Dieser ist durch Einmischung und Assimilation basischer Schmelzen aus der Unterkruste oder dem Erdmantel zu erklären. Diskutiert wird in diesem Zusammenhang auch eine unterschiedliche Aufschmelzung intermediärer Kruste, tonalitischer bis dioritischer Zusammensetzung (FINGER & CLEMENS, 1995). Die Kristallisation des Schlierengranits wird genetisch und zeitlich in Verbindung mit der Intrusion von Weinsberger Granit interpretiert (FINGER & CLEMENS, 1995; BÜTTNER, 2007).

230 Altenberger Granit

Es handelt sich um feinkörnige Zweiglimmergranite mit 2–7 % Biotit und 4–10 % Muskovit. Sie sind heller und saurer als die Cordierit führenden Biotitgranite, weniger verwitterungsresistent und erscheinen daher meist bräunlich-gelblich. Der Altenberger Granit bildet nordöstlich von Linz einen großen Pluton, der sowohl die Paragneis-Migmatite wie den Weinsberger Granit intrudierte (FRASL, 1959). Zahlreiche Granitgänge, Aplite und Pegmatite finden sich im Umfeld des Altenberger Granits. Er zeigt sich überwiegend feinkörnig, mit teils deutlichem Parallelgefüge und ist relativ reich an Kalifeldspat und Muskovit. Mitunter sind auch Sillimanit und Cordierit beigemengt, die wie die häufigen Biotitbutzen als Relikte von aufgeschmolzenen Paragneisen interpretiert werden (FRASL & FINGER, 1991).

Die hellen Zweiglimmergranite in Oberösterreich werden allesamt als S-Typ-Granite charakterisiert (FRASL & FINGER, 1991) und sind dementsprechend als Aufschmelzungsprodukte von Paragneisen des Bavarikums zu deuten. Eine räumliche Bindung zu den Cordierit führenden Biotitgraniten besteht aber nicht, sodass von eigenständigen magmenbildenden Prozessen auszugehen ist.

227/226 Mylonitische Gesteine entlang von Störungszonen

Die großen Störungszonen – Pfahl-, Donau- und Rodl- Kaplice-Störung – sind im Bavarikum von größeren Bereichen mit mylonitischen Gesteinen begleitet. Von der Pfahl-Störung ausgehend streicht von St. Oswald bei Haslach bis Vorderweißenbach eine breite Zone mit mylonitischem Paragneis-Migmatit sowie untergeordnet Paragneis, Schlierengranit und Weinsberger Granit (FUCHS & THIELE, 1968). Vergleichbare Lithologien mit protomylonitischer bis mylonitischer Deformation treten entlang der Rodl-Kaplice-Störung in der Umgebung von Zwettl an der Rodl auf.

Die duktile grünschieferfazielle Deformation an der Rodl – Kaplice-Störung konnte zwischen 290 und 280 Ma datiert werden (BRANDMAYR et al., 1995).

6.2.2 Südböhmischer Pluton

224 Diorit, Gabbro

Mafische Plutone dioritischer bis gabbroider Zusammensetzung sind als Teil des Südböhmischen Batholiths verbreitet anzutreffen und dabei in ihrer Ausbildung äußerst wechselhaft. Die meisten dieser kleinen Intrusivkörper befinden sich im Bavarikum. Im Bavarikum des Mühlviertels sind die Diorite entweder mit Weinsberger Granit (Diorit 1) oder mit Feinkorngranit (Diorit 2) verknüpft (FUCHS & THIELE, 1968). Westlich von Rohrbach und nördlich von St. Johann begleitet der Diorit 1 den Weinsberger Granit und im großen Dioritstock zwischen Rohrbach und Sarleinsbach ist auch Gabbro aufgeschlossen. Mineralogisch bestehen diese massigen Gesteine vorwiegend aus Biotit, Plagioklas und Quarz sowie variablen Anteilen von Klinopyroxen und Hornblende. Charakteristisch für den Diorit 1 sind die Aufnahme von Material aus dem Weinsberger Granit und die deutliche Deformation der kleinen Körper. Die durchwegs kleinen

Vorkommen von Diorit 2 treten gehäuft zwischen Julbach und Kirchbach, nordöstlich von Vorderweißenbach sowie westlich der Granitintrusion Plöcking auf. Sie sind dabei immer an das Auftreten von Feinkorngranit gebunden. In diesen dunklen, massigen und sehr feinkörnigen Gesteinen dominiert Biotit als mafischer Gemengeteil und häufig treten helle Flecken mit Titanit auf. Die Relation zu den Feinkorngraniten ist deutlich, Diorit 2 wird von Feinkorngraniten in scharf begrenzte Schollen zerlegt, mitunter auch durchdrungen und teilweise aufgelöst.

Die variable geochemische Zusammensetzung der verschiedenen Intrusivgesteine ist durch eine unterschiedliche Herkunft der Schmelzen aus dem lithosphärischen Erdmantel beziehungsweise der mafischen Unterkruste erklärbar sowie durch unterschiedliche Aufnahme von krustalem Material (VELLMER & WEDEPOHL, 1994).

Die Altersdatierungen belegen unterschiedliche genetische Zusammenhänge. Die Diorite von Fürstenstein im Bayerischen Wald intrudierten zwischen 334 und 332 Ma und sind damit älter als die Anatexis der umgebenden Paragneis-Migmatite. Für die Diorite im Oberen Mühlviertel bestätigen Altersdatierungen an Zirkonen (GERDES et al., 2003) das relative Alterskonzept von FUCHS & THIELE (1968). Ein Diorit 1 bei Uttendorf zeigt ein Alter um 323 Ma und fällt somit in die Spätphase der Weinsberger Granitintrusion. Ein Diorit 2 bei Julbach korreliert mit einem Alter um 318 Ma etwa mit der Intrusion der Feinkorngranite (Alter des Mauthausener Granits etwa 316 Ma).

223/222 Weinsberger Granit-Randbereich/Weinsberger Granit

Der Weinsberger Granit ist die maßgebliche Granitintrusion im Südböhmischen Batholith. Am Ostrand des Batholiths bildet er ein geschlossenes Areal zwischen Donau und Třeboňer Becken, wogegen im Raum zwischen Perg – Weitra und Freistadt – Kaplice der Weinsberger Granit stark von jüngeren Graniten durchsetzt ist. In Südböhmen versetzt ihn die Rodl-Kaplice-Störungszone linksseitig und weiter gegen Westen erstreckt sich der Weinsberger Granit bis in den Sternwald und südöstlichen Böhmerwald. Zwischen Linz und Freistadt und südlich der Pfahl-Störungszone ist der Weinsberger Granit typischerweise mit Schlierengranit vergesellschaftet und in die NW-SE-Streichrichtung des Bavarikums eingeregelt.

Der grob- bis riesenkörnige Weinsberger Granit mit zumeist 2 bis 10 cm großen idiomorphen, dicktafeligen Kalifeldspaten zeigt eine typisch grobporphyrische Textur mit ausnahmsweise bis zu 18 cm großen Einsprenglingen. Es handelt sich um einen relativ quarzarmen Biotitgranit, mit meist nur um 20% Quarz und zwischen 8 und 15% Biotit sowie jeweils gut einem Drittel Kalifeldspat und Plagioklas (KURAT, 1965; FINGER, 1986). Westlich von Neumarkt im Mühlkreis und im Oberen Mühlviertel zeigt sich der Weinsberger Granit – Randbereich als fließender Übergang in Schlierengranit beziehungsweise lokal auch in Engerwitzdorfer Granit und Migmagranit. Auch nördlich der Pfahl-Störungszone lässt sich der Weinsberger Granit oft nicht scharf von den migmatischen Paragesteinen abgrenzen. Zahlreiche Schollen belegen eine ausgedehnte Aufnahme und Einmischung von Paragesteinen (FUCHS & THIELE, 1968). Auch in der Umgebung der migmatischen Paragneise östlich von Freistadt kann der Weinsberger Granit etwas Muskovit und Granat enthalten sowie auch Cordierit, Sillimanit und Spinell (FUCHS &

THIELE, 1987). Außergewöhnlich sind die granatreichen Schollen im Weinsberger Granit nördlich von Sandl, die unter der lithologischen Bezeichnung Kinzigit bekannt sind (FUCHS & SCHWAIGHOFER, 1978). Zu je einem Drittel Granat und Biotit gesellt sich etwas Cordierit und mitunter Andalusit. Grobkörniger Kalifeldspat zeigt sich bevorzugt am Schollenrand. Aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung und der deutlich geschieferten Paragneisrelikte wurden die Kinzigite von FUCHS & SCHWAIGHOFER (1978) als teilweise ausgeschmolzene Restitschollen aus Paragesteinen interpretiert. Von HAUNSCHMID (1989) wurden sie hingegen im Sinne eines lokalen magmatischen Granatwachstums mit entsprechender Kristallakkumulation als Kumulat gedeutet und als „Pseudokinzigit“ bezeichnet.

Nach FINGER & CLEMENS (1995) entstanden die sehr kalireichen Schmelzen in der Unterkruste infolge eines regionalen Zusammenbruchs der Paragenese Biotit und Quarz und der damit verbundenen Wasserfreisetzung („fluid absent melting“) bei einer Temperatur von mindestens 850 °C und nicht über 0,7 GPa Druck. STÖBICH (1992) konnte aufgrund von Trachtstudien an Zirkonen zwei Haupttypen von Weinsberger Granit trennen, wobei der Weinsberger Granit I vor allem im westlichen und südöstlichen Mühlviertel sowie südlich Gmünd verbreitet ist. Im hier betrachteten Gebiet tritt ausschließlich Weinsberger Granit Typ I auf (Abb. 6.3). Die Bereiche von Weinsberger Granit I und II weisen auch unterschiedliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwerte auf (–0,708 bzw. 0,710; SCHARBERT, 1987; FINGER & VON QUADT, 1992; GERDES, 2001), die auf unterschiedliche Anteile an Orthogesteinen und Paragneisen in der aufgeschmolzenen Unterkruste beziehungsweise auf variable krustale Kontamination zurückgeführt werden.

Das Alter des Weinsberger Granits war längere Zeit in Diskussion (FINGER & VON QUADT, 1992; KLÖTZLI et al., 1999). Während eine Sr-Gesamtgesteinsdatierung zunächst ein Alter um 350 Ma anzeigte (SCHARBERT, 1987), lieferten Zirkon- und Monazitdatierungen übereinstimmend wesentlich jüngere Alter (FRIEDL et al., 1996; FRIEDL, 1997; GERDES et al., 2003), die eine Intrusion zwischen 331 und 322 Ma belegen. Erst gegen Ende dieses Zeitraumes intrudierte der Weinsberger Granit in das Bavarikum (FINGER et al., 2009).

221 Plochwalder Granit

Kleine Körper dieser Granite treten nur innerhalb des Weinsberger Granits auf und zeichnen sich durch große rundliche Quarze und einen merklichen Muskovitgehalt aus, weisen aber eine variable Textur auf. Der im Raum Windhaag bei Freistadt auftretende graublaue Plochwalder Granit ist dem Weinsberger Granit textuell ähnlich, mittel bis grobkörnig mit einzelnen porphyrischen Kalifeldspaten. Im Modalbestand zeigt sich aber ein nahezu doppelt so hoher Quarzgehalt. Die Grenzen zum Weinsberger Granit können sowohl scharf als auch diffus sein und der Plochwalder Granit hat vielfach Schollen von Weinsberger Granit übernommen (HAUNSCHMID, 1989).

219 Karlstifter Granit

Der Karlstifter Granit, der zwischen Windhaag bei Freistadt, Karlstift und Liebenau auftritt, wurde von KLOB (1970) als porphyrischer Biotitgranit mit je einem Drittel Plagioklas und Kalifeldspat sowie rund 11% Biotit definiert. Bei der detaillierten Kartierung erweist sich die

Textur zumeist als homogen mittelkörnig und das grobkörnig porphyrische Gefüge als beschränkt auf den Randbereich zum Weinsberger Granit (FUCHS & SCHWAIGHOFER, 1978). Dort sind bereichsweise auch Dioritschollen gehäuft und der unmittelbare Kontakt zeigt sich zumeist als scharf. Hingegen ist der Randbereich zum südlich angrenzenden Feinkorngranit nicht porphyrisch und die Grenze undeutlich. Bemerkenswert ist die hohe magnetische Suszeptibilität des Karlstifter Granits in den porphyrischen Randbereichen (GNOJEK & PRICHYSTAL, 1997), die mit einem signifikanten Magnetitgehalt der an der Oberfläche aufgeschlossenen Gesteine einhergeht.

Nicht nur texturell sind der Engerwitzdorfer Granit und der porphyrische Typ des Karlstifter Granits sehr ähnlich, besonders die hohen Zr- und Sr-Gehalte sowie die niedrigsten Rb/Sr-Verhältnisse (SCHARBERT, 1992) unterstreichen eine genetische Verwandtschaft dieser beiden Granite. In der Zirkontypologie sind der Engerwitzdorfer Granit und der Karlstifter Granit dem Weinsberger Granit I sehr ähnlich (BARTAK et al., 1987; FINGER & HAUNSCHMID, 1988).

218 Migmagranit

Unter der Bezeichnung Migmagranit (FRASL & FINGER, 1988) wird eine recht variable Lithologie zusammengefasst. Diese ist im Raum Steyregg - Gallneukirchen bis hin zur Feldaistsenke verbreitet (BRÜGGEMANN & FINGER, 2002). Im Oberen Mühlviertel tritt Migmagranit südlich der Pfahl-Störungszone auf, verbunden mit Weinsberger Granit und Schlierengranit. Der Migmagranit ist ein meist dunkler, schlierig migmatischer und oft verschieferter, fein- bis mittelkörniger Biotitgranit bis Biotit-Granodiorit (KRENN, 2000). Teilweise gibt es Übergänge in Biotit-Hornblende-Diorit. Entsprechend schwankend ist die modale Zusammensetzung mit beispielsweise 5 bis 23 % Biotit und 8 bis 38 % Kalifeldspat im Granit und Granodiorit. Im Diorit ist zusätzlich bis zu 14 % Hornblende enthalten, der Kalifeldspatgehalt gering und Plagioklas erreicht einen Anteil von 50 %. Makroskopisch sind Ähnlichkeiten mit Mauthausener Granit, aber auch mit diatektischem Paragneis („homogenisierter Perlgneis“) gegeben.

An Proben zwischen Steyregg und Gutau konnte KRENN (2000) geochemische und zirkontypologische Kriterien definieren, mit denen der Migmagranit gut zu charakterisieren ist. So gehen teilweise extrem hohe Zr-, Ba- und Sr-Gehalte mit generell niedrigen Cr- und Ni-Gehalten einher. Petrogenetisch interpretiert KRENN (2000) diesen geochemisch wie auch texturell vielfältigen Granit durch Eintrag von heißen lithosphärischen Mantelschmelzen in eine anatektisch mobilisierte Kruste. Der Migmagranit intrudiert sowohl den Weinsberger wie auch den Engerwitzdorfer Granit, wird aber seinerseits vom Altenberger Granit durchsetzt. Er wurde von FRASL & FINGER (1988) dementsprechend als zeitnahe zum Weinsberger Granit eingestuft.

216 Haidmühler Granit

Im Südwesten des Dreisessel-Plöckenstein Plutons (Eisgarner Granit i. w. S., siehe unten) erstreckt sich der Haidmühler Granit, der an der Pfahl-Störungszone diskordant begrenzt ist. Dieser helle, mittel- bis grobkörnige Zweiglimmergranit (OTT, 1992) mit einzelnen Kalifeldspat-Einsprenglingen ist im Erscheinungsbild dem Plöckenstein-Granit petrographisch recht ähnlich.

Geochemisch sind der Dreisessel- und Plöckenstein-Granit dem Eisgarner Granit im Typusgebiet nördlich Gmünd durchaus vergleichbar. Für den Steinberg-Granit ist hingegen eine etwas andere Magmenquelle anzunehmen. Nach BREITER et al. (2007) ist der Steinberg-Granit die vergleichsweise ältere Intrusion, nach VERNER et al. (2009) intrudiert er den Plöckenstein-(Plechý-)Granit und wäre somit jünger. Die Intrusionen dieser Granite erfolgten jedenfalls etwa zeitgleich zwischen 328 und 325 Ma (SIEBEL et al., 2008). Der Haidmühler Granit hat nach BREITER et al. (2007) ein etwas jüngeres Alter von etwa 321 Ma. Die Orientierung der magmatischen Foliation und die Form des Dreisessel-Plöckenstein-Plutons stehen in Zusammenhang mit der duktilen Deformation um die Pfahl-Störungszone (VERNER et al., 2009). Die Zweiglimmergranite des Bärenstein-Plutons werden im oberösterreichischen Teil des Böhmerwaldes ebenfalls durch die Pfahl-Störungszone begrenzt. FUCHS (1962) unterscheidet Eisgarner Granit in der Südosthälfte und jüngeren Sulzberg-Granit in der Nordwesthälfte des Plutons.

215 Steinberg-Granit

Steinberg-Granit, der einen sichelförmigen Körper im südwestlichen Teil des Dreisessel-Plöckenstein Plutons (Eisgarner Granit i. w. S., siehe unten) bildet, ist ein mittel- bis grobkörniger porphyrischer Zweiglimmergranit (OTT, 1992). Charakteristisch sind zahlreiche dünntafelige Großkalifeldspate, die häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind und eine ausgeprägte Fluidaltextur abbilden. Geochemisch zeichnet sich der Steinberg-Granit durch außergewöhnlich hohe Thorium-Gehalte (BREITER, 2005) aus.

214 Feinkörnige Varianten des Eisgarner Granits (z. B. Sulzberg-Granit)

Der Muskovit führende fein- bis mittelkörnige Sulzberg-Granit hat Schollen von Eisgarner Granit übernommen, womit sein jüngeres Alter angezeigt ist (FUCHS, 1960). In Mineralbestand und Zusammensetzung stimmt er jedoch mit dem benachbarten groben Eisgarner Granit weitgehend überein. Mit dem Granitstock westlich Frymburk und dem Lipno-Pluton setzen sich die Zweiglimmergranite vom Böhmerwald ins Moldautal fort, durchsetzen dabei den Nordrand des Weinsberger Granits und stoßen südlich Rožmberk an die Rodl-Kaplice-Störung. In diesen Vorkommen von Eisgarner Granit werden fein- bis mittelkörniger Mrákotín-Typ und porphyrischer Čiměř-Typ unterschieden (BREITER, 2010; KLOMÍNSKÝ et al., 2010). Östlich der Rodl-Kaplice-Störung setzen sich die Zweiglimmergranite, linksseitig versetzt, von Kaplice in Richtung Weitra fort und haben dabei ebenfalls im Randbereich des Weinsberger Granits Platz genommen. Nordöstlich von Kaplice zeigen sich wiederum Granite des Mrákotín- und untergeordnet des Čiměř-Typs (RENÉ, 2000) und nördlich Benešov auch eine feinkörnige Variante des Eisgarner Granits.

213 Eisgarner Granit

Als Eisgarner Granit werden traditionell die Zweiglimmergranite zwischen Gmünd und Jihlava und jene an der nördlichen Peripherie des Südböhmischen Batholiths bezeichnet (WALDMANN, 1930; FUCHS & THIELE, 1968; FUCHS & MATURA, 1976). Die tschechischen Geologen unterscheiden bei diesen Zweiglimmergraniten seit jeher texturell definierte Typen, die nach neueren Untersuchungen eine räumliche Gliederung einzelner Plutone mit jeweils eigener genetischer

Entwicklung erkennen lassen (BREITER, 2010; KLOMÍNSKÝ et al., 2010). Im Böhmerwald nimmt westlich des Dreiländerecks Österreich – Deutschland – Tschechien der Dreisessel-Plöckenstein (Plechý) Pluton breiten Raum ein. Es handelt sich um einen zusammengesetzten Pluton mit Eisgarner Granit im Kern, der in diesem Gebiet von OTT (1992) als Dreisessel-Granit bezeichnet wurde. BREITER et al. (2007) untergliederten diesen in Plöckenstein-Granit als Hauptintrusion und in Dreisessel-Granit als porphyrische Randfazies. Beide Zweiglimmergranite sind durchwegs grobkörnig mit Großkalifeldspaten, wobei nur der Dreisessel-Granit eine merklich porphyrische Textur aufweist. Der grobkörnig-porphyrische Eisgarner Granit ist durch den hohen Muskovitgehalt und die häufig orientiert angeordneten, dünntafeligen Kalifeldspate (1–5 cm) gekennzeichnet. Die Kontakte zum Nebengestein sind durchwegs diskordant und scharf.

Die Eisgarner Granite werden übereinstimmend als Produkte einer Aufschmelzung von Paragesteinen interpretiert, also als charakteristische S-Typ-Granite (LIEW et al., 1989; VELLMER & WEDEPOHL, 1994). Bestehende Variationen in der Magmenzusammensetzung sind nicht nur durch Prozesse der Restituentmischung, fraktionierte Kristallisation (BREITER & KOLLER, 1999; BREITER et al., 2007) und Kristallakkumulation während des Magmenaufstiegs zu erklären, sondern wurden auch durch unterschiedlich tiefe Aufschmelzniveaus (BREITER & SCHARBERT, 2006) beziehungsweise verschieden hohe Schmelztemperaturen und Aufschmelzraten bedingt (RENÉ et al., 2008). Die geochronologischen Daten zeigen, dass der Hauptteil der Zweiglimmergranite der Eisgarner Gruppe in einem relativ engen Zeitintervall zwischen 328 und 325 Ma intrudiert ist (FRIEDL, 1997; GERDES et al., 2003; SIEBEL et al., 2008; ŽÁK et al., 2011). Im Dreisessel-Plöckenstein-Pluton reicht die Intrusionsfolge mit dem Haidmühler Granit eventuell bis 321 Ma (SIEBEL et al., 2008) und die Muskovitgranite nördlich Weitra (Nakolice-Lagerberg) haben nach BREITER & SCHARBERT (1998) erst zwischen 320 und 310 Ma Platz genommen.

209 Titanitfleckengranit

Im Oberen Mühlviertel zeigen sich westlich von Schlägl sogenannte „Titanitflecken“ im Feinkorngranit, der demzufolge als Titanitfleckengranit abgegrenzt wurde (FUCHS & THIELE, 1968). Diese außergewöhnlichen Granite zeigen idiomorphe braune Titanitkristalle oder auch skelettartige Titanite, die typischerweise von einem hellen Quarz-Feldspat-Hof umgeben sind. Derartige „Titanitflecken“ finden sich häufig auch in Dioriten, die mit Feinkorngraniten assoziiert sind (FUCHS & THIELE, 1968). Für die Bildung von Titanit mit Quarz-Feldspat-Hof sind sowohl spätmagmatische Reaktionen wie auch sekundäre Alterationen in Betracht zu ziehen.

206 Mauthausener Granit, Feinkorngranite i. Allg.

Mit der Bezeichnung Feinkorngranit werden im österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths konventionell die verbreiteten fein- bis mittelkörnigen Biotitgranite zusammengefasst. Es handelt sich um eine Vielzahl von eigenständigen Plutonen, die in Textur und Zusammensetzung jedoch etwas variieren. Vor allem die Vorkommen, in denen Steinbrüche angelegt sind, wurden nach der jeweiligen Lokalität benannt. Der Mauthausener Granit wird als typischer Feinkorngranit betrachtet und der Name oft als Synonym für die Feinkorngranite des Mühlviertels verwendet.

Der Mauthausener Granit ist ein fein- bis mittelkörniger Biotitgranit von ausgesprochen gleichmäßiger Textur, wobei das Gefüge manchmal auch leicht porphyrisch sein kann. Der Plagioklas (35 bis 38 %), der den Kalifeldspat (~28 %) immer überwiegt, zeigt charakteristisch oszillierenden Zonarbau (RICHTER, 1965). Hinzu kommen rund 23 % Quarz und 8 bis 13 % Biotit sowie unter 1 % Muskovit. Neben dem Vorkommen bei Mauthausen sind vergleichbare Granite nördlich von Perg in größerem Umfang verbreitet. Die Kontakte zum Weinsberger Granit sind scharf, wobei wiederholt ein enger Intrusionsverband zu beobachten ist, indem kleine Stöcke und Gänge von Mauthausener den Weinsberger Granit durchsetzen (FUCHS & THIELE, 1987). Nordöstlich von Freistadt befinden sich größere Vorkommen von Feinkorngranit, deren Abgrenzung gegenüber dem Karlstifter Granit und Freistädter Granodiorit sehr unterschiedlich vorgenommen wurde (vgl. THIELE & FUCHS, 1965; FUCHS & SCHWAIGHOFER, 1977; SCHUBERT et al., 2010). Weitere größere Körper aus Feinkorngranit sind entlang der Pfahl-Störungszone von Aigen-Schlägl über Helfenberg bis Bad Leonfelden angeangeordnet. Verbreitet sind fein- bis mittelkörnige Biotit- bis Zweiglimmergranite, die zumeist gleichkörnig und nur in bestimmten Bereichen etwas porphyrisch sind (Fuchs & Thiele, 1968). Die Intrusionen sind diskordant mit durchwegs scharfen Kontakten zu den umgebenden Migmatiten und Graniten, die nicht selten von feinkörnigen Granitgängen durchsetzt sind. Einen auffällig diskordant begrenzten, rundlichen Pluton bildet ein Feinkorngranit zwischen Plöcking und Kleinzell. Dieses Vorkommen wird als Plöckinger Granit oder auch als Neuhauser Granit bezeichnet. Im Modalbestand erscheint dieser helle feinkörnige Biotitgranit plagioklasbetont und relativ biotitarm (Scharbert, 1955). Texturell zeichnet er sich durch seine Gleichkörnigkeit und Homogenität aus. Die kleinere Intrusion von Feinkorngranit bei Aschach ist petrographisch dem Plöckinger Granit sehr ähnlich.

Die chemische Zusammensetzung von Mauthausener Granit und anderen Feinkorngraniten zeigt einen vorherrschenden I-Typ-Charakter mit geringer krustaler Kontamination (LIEW et al., 1989; VELLMER & WEDEPOHL, 1994). Die Sr-Gehalte sind nahezu doppelt so hoch wie im Weinsberger Granit und die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwerte sind mit ~ 0,707 etwas niedriger (SCHARBERT, 1987). Insgesamt ergibt die Rb-Sr-Geochemie einen Hinweis auf eine Mischung von Magmen der Zusammensetzung von Weinsberger Granit und Karlstifter Granit bei der Bildung der Feinkorngranite (SCHARBERT, 1992). Die Altersdatierung der Feinkorngranite hat sich als schwierig erwiesen. Dass sie jünger sind als die umgebenden Weinsberger Granite, ist aufgrund der Intrusionsverhältnisse offensichtlich (FUCHS & THIELE, 1968; FUCHS & THIELE, 1987). Für den Mauthausener Granit der Typlokalität zeigt eine Monazitdatierung ein Intrusionsalter um 316 Ma an (GERDES et al., 2003).

205/204 Freistädter Granodiorit - Kernfazies/Freistädter Granodiorit - Randfazies

Die Granodiorite um Freistadt werden als Freistädter Granodiorit zusammengefasst. Deren räumliche Abgrenzung zu den Feinkorngraniten gestaltet sich aber bis in die heutige Zeit schwierig. So ist am Kartenblatt Oberösterreich 1:200.000 der Freistädter Granodiorit entsprechend der Karte von THIELE & FUCHS (1965) großzügig gefasst und auch die Feinkorngranite, die sich bis südlich Kaplice erstrecken, sind entsprechend der Karte von SCHUBERT et al. (2010) dem Freistädter Granodiorit zugeordnet. Der gut abgrenzbare Pluton aus

Freistädter Granodiorit, der von Kefermarkt bis Lichtenau reicht, weist eine feinkörnige Kernfazies und eine grobkörnige Randfazies auf (FRASL, 1957) und wurde von KLOB (1971) detailliert untersucht. Plagioklase machen in der Kernfazies etwa 40 bis 50 % des Modalbestandes aus, in der Randfazies bis 55%. Die grobkörnige Randfazies weist höhere Gehalte an Biotit auf (bis 15 %), dessen pseudohexagonale Tafeln bis 1 cm Durchmesser erreichen können. Auch der Anteil an Kalifeldspat ist in der Randfazies geringer, Hornblende kommt jedoch nicht vor.

Die durchgehend granodioritische Zusammensetzung (KLOB, 1971) widerspiegelt den Mineralbestand, wobei der SiO_2 -Gehalt in der Kernfazies höher ist und in einer von FRIEDL (1990) beschriebenen, Muskovit führenden Variante („Grabengranit“) bis über 70 Gew.-% ansteigt. In der Rb-Sr-Geochemie (SCHARBERT, 1992) unterscheidet er sich deutlich von Weinsberger Granit und Mauthausener Granit und ist mit sehr niedrigem Rb/Sr-Verhältnis und tiefem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwert ($\sim 0,706$) nur mit dem Feinkorngranit von Plöcking vergleichbar. Der Freistädter Granodioritpluton kann aufgrund einer Monazitdatierung auf ein Alter von etwa 310 bis 300 Ma eingegrenzt werden (GERDES et al., 2003) und stellt somit den relativ jüngsten Pluton im Südböhmischen Batholith dar.

Moldanubische Ganggesteine:

Diese Gesteine sind aufgrund ihrer Form als mehr oder weniger scharf begrenzte, gangförmige Körper gruppiert. So umfassen die moldanubischen Ganggesteine lithologisch und genetisch sehr unterschiedliche Gesteine. Dazu gehören Aplite und Pegmatite, die sich aus Migmatiten der Moldanubischen Decken und des Bavarikums entwickelten, ebenso wie jene aus den Graniten des Südböhmischen Batholiths. Feinkörnige Granitgänge können ebenfalls den Granitplutonen zugeordnet werden, wogegen ein Großteil der Granodiorit-Porphyre, Dioritporphyre und Lamprophyre postorogenetisch erscheint und wahrscheinlich permisch intrudiert ist.

203 Granitporphyr, Granitgänge

Feinkörnige Granitgänge treten häufig in Verbindung mit den Feinkorngraniten des Südböhmischen Batholiths auf. Die Umgebung dieser Plutone ist von zahllosen Gängen durchsetzt (FUCHS & THIELE, 1968; FUCHS & THIELE, 1987; FUCHS, 2005) und auch der Altenberger Granit weist ausgedehnte Gangschwärme auf (BRÜGGEMANN & FINGER, 2002). Im Bavarikum sind porphyrische Granodiorit- bis Quarzdioritgänge in den Paragneis-Migmatiten des Sauwalds und im Schlierengranit verbreitet (SCHARBERT, 1957; THIELE, 1961; FUCHS, 1962). Größere Vorkommen gangförmiger Granitporphyre mit granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung finden sich im Mühlviertel östlich von Rainbach und südlich von Kollerschlag. Rb-Sr-Datierungen an Biotiten aus Granodiorit-Porphyrten der Prendter Höhe weisen mit einem Abkühlalter von rund 281 Ma (SCHUBERT & LINNEN, unpublizierte Daten) auf ein permisches Alter der Gangschar bei Rainbach hin.

202 Aplit, Pegmatit

Diese augenfälligen Ganggesteine sind im südlichen Moldanubikum, das sich durch eine

verbreitete Migmatisierung und eine Vielzahl an Intrusionen auszeichnet, allgegenwärtig. Teils sind sie miteinander vergesellschaftet und durchdringen einander, ihre Ausdehnung bleibt aber meist bescheiden.

Lamprophyre, Dioritporphyrit

Diese basischen Ganggesteine weisen immer klar diskordante Kontakte auf, sind maximal wenige Meter mächtig und sind im Streichen meist nur kurz zu verfolgen. Sie sind sehr feinkörnig und dabei leicht porphyrisch, mit nadeligem Biotit und Amphibol sowie untergeordnet Plagioklas. Als Dioritporphyrit werden die Gänge mit höherem Plagioklasgehalt bezeichnet. Gehäuft treten Lamprophyre und Dioritporphyrite im Oberen Mühlviertel zwischen Oberkappel und Sarleinsbach (FUCHS & THIELE, 1968) auf, von dort aus halten die basischen Gänge bis ins Donautal zwischen Untermühl und Landshaag an (SCHADLER, 1952). Die Gänge sind plagioklasbetont und als Kersantite und Spessartite zu klassifizieren (SCHARBERT, 1957). Lithologisch vergleichbar sind die Lamprophyre, die im Bereich der großen Störungen (Donau-, Rodl-Kaplice- und Vitiser Störung) auftreten. Da diese Gänge die Mylonite diskordant durchschlagen (THIELE, 1961), erscheint ein permisches Alter der Lamprophyre wahrscheinlich.

201 Mylonit und Kataklasit in Störungszonen

In den großen Störungszonen des Moldanubikums haben sich durch mehrphasige duktile und spröde Deformationen verschiedenste Mylonite und Kataklaste entwickelt. Dabei wechselt die Lithologie auch entsprechend dem Ausgangsgestein. Teilweise sind die Störungsgesteine verquarzt und größere Quarzkörper aus mobilisiertem Quarz finden sich bevorzugt in Störungen in Graniten. Wiederholt zeigen sich die Gesteine in der Umgebung der Störungszonen durch Fluide stark alteriert.

Wirtschaftliche Nutzung der Granite:

Einen Überblick über Steinbrüche (aktive und stillgelegte) sowie die wirtschaftliche Nutzung der Granite gibt die Studie „Grundlagenerhebung zu Vorkommen von Granitgesteinen in Österreich“ (ANTHES et al., 2006).

6.2.3 Sedimente auf der Böhmisches Masse (Neogen bis Holozän)

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

Auf dem Moldanubikum liegend erstrecken sich die Sedimente von Freistadt – Kefermarkt von Summerau über Freistadt nach Kefermarkt bis in den Raum von Pregarten. Sie sind vorwiegend entlang großer Störungen abgelagert worden (ROCKENSCHAUB, 1994). Im Freistädter Becken sind vornehmlich ockergelbe bis rötlich braune, seltener schwärzliche Sande und Kiese anzutreffen. Die Sande (und die Matrix der zumeist sandigen Kiese) sind häufig reich an Glimmer und Feldspat. Letzterer ist in der Regel mäßig bis schlecht gerundet und als Verwitterungsprodukt granitoider Gesteine der unmittelbaren Umgebung zu deuten. Die Kiese weisen hauptsächlich gut gerundete, graue bis schwarze Quarzgerölle auf. Im Liegenden der Kiese treten lokal graue bis graublaue Schluffe und Tone auf. Die maximale Mächtigkeit dieser Sedimente beträgt rund

60 m (KOHL, 1957; ROCKENSCHAUB, 1997). Im Kefermarkter Becken sind vorwiegend grünlich graue bis weiße, quarz- und feldspatreiche, glimmerige, oft schlecht sortierte, manchmal kiesige Fein- bis Grobsande sowie graublaue Tone und Schluffe anzutreffen, vereinzelt sind dünne Kohleflöze ausgebildet (KOHL, 1957; ROCKENSCHAUB, 1997). Die Sedimente sind feinkörniger und kaolinreicher ausgebildet als im Freistädter Becken; tonmineralogisch dominiert Kaolinit, während Smektit und Hellglimmer/Illit untergeordnet vertreten sind (WIMMER-FREY et al., 1995). Die limnisch-fluviatilen Sedimente von Kefermarkt stehen der hauptsächlich fluviatilen, aus Südböhmen geschütteten Fazies von Freistadt gegenüber. KOHL (1957) betrachtet die Sedimente von Freistadt als jünger als jene von Kefermarkt.

77 Linzer Sand; Kiscellium - Egerium

Sein Hauptverbreitungsgebiet hat der Linzer Sand in Oberösterreich am Rande des Moldanubikums von Peuerbach über Eferding bis Linz und Steyregg sowie im Gallneukirchner Becken.

Der Linzer Sand wird von gelbgrauen bis weißen, zum Teil kiesigen Grob- bis Feinsanden (quarzreiche Sande bis Arkosen) aufgebaut. Große, mehr oder weniger abgerundete Kristallingerölle sind vor allem an der Basis anzutreffen, Kieslagen und sandig-tonige bis siltig-tonige Einschaltungen sind selten. Die Sande sind massig, ebenflächig geschichtet oder schräggeschichtet und bauen in manchen Fällen Megarippel von imposanter Größe auf (mehrere hundert Meter lang). Fallweise sind die Sande verwühlt, Lebensspuren von Krebsen (*Ophiomorpha*) sind nicht selten. Die Zusammensetzung der Schwermineralspektren ist stark vom Einzugsgebiet, dem nahe gelegenen Kristallin, abhängig. Die Tonfraktion des typischen Linzer und Melker Sandes wird von Kaolinit dominiert.

76 Älterer Schlier; Kiscellium - Egerium

Der Ältere Schlier in Oberösterreich zieht obertags südlich von Peuerbach über das Eferdinger Becken bis nahe an den Westrand des Kürnberger Waldes. Weiters tritt er im Raum Ansfelden, Bad Hall und im Gallneukirchner Becken zu Tage. Es handelt sich um schwarze, graue oder braune, wechselnd sandige, wechselnd glimmerige, laminierte, gebankte oder massige Silte und Tonmergel, seltener tonig-siltige Sande. Neben Ton- und Sandsteinkonkretionen treten des Öfteren auch dolomitische oder Phosphoritkonkretionen auf. Diatomitische Lagen und Menilitlagen sind in manchen Bereichen häufig anzutreffen (Ebelsberg-Formation). Der Kalkgehalt des Älteren Schliers schwankt beträchtlich, tonmineralogisch dominieren Smektit und Kaolinit, die Kaolinitführung stellt ein Unterscheidungskriterium zu den Formationen des Jüngeren Schliers (Robulus-Schlier, Ottnang-Formation, Ried-Formation etc.) dar (WIMMER-FREY et al., 1995).

67 Plesching-Formation (Phosphoritsande, fossilreiche Grobsande), marin; Unteres Ottnangium

Die gelblich-grauen bis grünlich-grauen Mittel- bis Grobsande (bis Feinkiese) der Plesching-Formation sind quarzreiche Sande mit einem relativ hohen Anteil an verhältnismäßig frischen

Feldspaten und Kristallbruchstücken sowie einem oft hohen Glaukonitgehalt. Die bis 10 cm großen Phosphoritknollen treten nur in den Phosphoritsanden auf. Es werden zwei Lithofaziestypen unterschieden: eine „Feinkies- und Grobsandfazies“ (Lithofazies 1) und eine „schräggeschichtete Grobsandfazies“ (Lithofazies 2). Lithofazies 1 ist nahezu strukturlos und gröber entwickelt, vereinzelt sind in Rinnenfüllungen große Blöcke im kiesigen Sand anzutreffen. Lithofazies 2 wird von schräggeschichteten Sanden bis Feinkiesen mit tabularen und keilförmigen Sets von 0,5 m bis zu mehreren Metern Mächtigkeit aufgebaut. Untergeordnet sind pelitisch-sandige Pakete mit Flaser- und Linsenschichtung anzutreffen. Die Schwermineralspektren der Plesching-Formation führen als Hauptkomponenten Apatit, Granat, Zirkon und Epidot/Zoisit und sind Mischspektren von alpinem Material und Material aus der Böhmisches Masse.

41 Neogen im Allgemeinen, limnisch, fluviatil

Diese Ausscheidung wurde als Sammelbegriff für Sedimente verwendet, die in ihrer Ausdehnung von geringer Bedeutung sind und über deren Alter keine genaueren Aussagen möglich sind. Es handelt sich in der Mehrzahl um Schotter- und Sandvorkommen auf dem Moldanubikum zwischen Mühl und Rodl und im Raum Neukirchen a. Walde.

12 Verwitterungslehm, Lehm überwiegend umgelagert; Würm und älter

Darunter sind mächtige Lehmauflagen zu verstehen, die als Verwitterungsprodukt der lokalen Gesteine anzusehen sind und nicht auf verwitterten Löß zurückgehen.

6 Schwemmkegel, Murenkegel

Diese allgegenwärtigen, landschaftsprägenden Ablagerungen an der Mündung von Gräben und Bächen in die Täler der Vorfluter ziehend, werden aus grobem, wenig gerundetem, sandigem Schutt aufgebaut, der durchwegs schlechte Sortierung und oft undeutliche Schichtung zeigt. Besonders große Kegel finden sich am Ausgang von Gräben, die aus verschiedenen Gründen (Massenbewegungen, Eisrandterrassen, stark tektonisierte Gesteine) große Schuttlieferanten sind. Die Materialzusammensetzung entspricht der des Einzugsgebietes des Gerinnes wobei aber einerseits aus Gründen der Kürze, andererseits der Art des Transports (Mure, Suspension) nur wenig Auslese nach Festigkeit der Komponenten eintritt. Die Ablagerungen dienen oft als Rohstofflieferant für Wege- und untergeordnet lokalen Straßenbau.

4 Moore, Anmoor

Ein Überblick über die Moore des Mühlviertels findet sich in dem Artikel von I. DRAXLER in RUPP et al. (2011), sowie auf der Homepage der Oberösterreichischen Landesregierung (www.land-oberoesterreich.gv.at).

2 Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt

Entlang der Gerinne, Bäche und der größeren Flüsse sind 1-2 m hohe Terrassen oder Flächen mehr oder weniger im Niveau der Wasserläufe entwickelt, die vor der Regulierung und Verbauung regelmäßig überflutet und umgestaltet wurden. Sie werden von den jeweiligen

Flussschottern aufgebaut und sind besonders an geschiebereichen Wasserläufen mit stärkeren Wasserschwankungen in breiten, vegetationslosen Flächen von ständiger Umlagerung beeinflusst.

1 Anthropogene Ablagerung

Darunter fallen größere Bereiche, die durch Ablagerungen oder Baumaßnahmen verändert wurden (z. B. Voralpenkreuz der Autobahn, Flugfeld Wels, Ziegelgrube Würzburger und die Abklärbecken des Kaolinbergbaues Kriechbaum) und auf der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 vermerkt werden konnten.

7 Magnetik

7.1 Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität

Gemessen wird bei der angewendeten Methodik die magnetische Totalintensität des Erdmagnetfeldes, in den Karten dargestellt wird jedoch die Anomalie des Erdmagnetfeldes, das heißt, die Feldabweichungen des gemessenen Magnetfeldes vom globalen erdmagnetischen Referenzfeld, welches durch das „International Geomagnetic Reference Field“ IGRF (MACMILLAN & FINLAY, 2011) definiert ist. Dieses wird global für festgelegte Zeitabschnitte („Epochen“) ermittelt. Die magnetische Totalintensität ΔT (Delta T) wird als magnetische Flussdichte bzw. magnetische Induktion in nT (Nano-Tesla) angegeben.

Die lokalen Anomalien sind überwiegend durch die magnetischen Eigenschaften der oberen Erdkruste bedingt. Die wesentlichen ferromagnetischen Minerale, die derartige magnetische Anomalien verursachen können, sind die Mischkristallreihe Magnetit – Titanomagnetit (Fe_3O_4 bis TiFe_2O_4), der eher seltene Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) und Pyrrhotin (FeS bis Fe_7S_8).

Die ferromagnetischen Minerale verlieren bei Überschreitung der mineralspezifischen „Curie-Temperatur“ (T_c) ihre Magnetisierung. Die Curie-Temperatur liegt für Magnetit im Allgemeinen bei etwa 570 bis 590°C, sinkt aber bei höheren Titan-Gehalten deutlich (SCHÖN, 1983; MERRILL & McELHINNY, 1983; SOFFEL, 1991). Die T_c von Maghemit liegt zwischen 580 und 680°C (SCHÖN, 1983; SOFFEL, 1991), die des Pyrrhotin bei 300 bis 325°C (SCHÖN, 1983; MERRILL & McELHINNY, 1983; LAWISZUS, 2000). Wenn der Temperaturgradient des Untergrundes bekannt ist, kann daraus eine Maximaltiefe möglicher Magnetisierungen abgeleitet werden.

Der geothermische Gradient ist hier nach CĚRMÁK (1989) und CĚRMÁK et al. (1992) abgeschätzt, wobei für das Moldanubikum ein Wärmefluss etwa 60-70 mW/ m² angenommen wird (GÖTZL, 2007). 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.

Der Messprofilabstand beträgt für die vorliegenden Untersuchungen etwa 200 m, der Messpunktabstand entlang der Profile ist etwa 3 m. Die Mess- und Auswertungsmethodik ist in den Abschnitten 3 und 4 dieses Berichts detailliert dargestellt.

Karten der Isanomalien der magnetischen Totalintensität des Hubschraubermessgebietes Bad Leonfelden sind in den Abb. 7.1 und 7.3 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 eine, aus der Flugtopographie abgeleitete Fläche, bestimmt werden, auf die die Werte in der Abb. 7.1 bezogen sind. Diese Fläche wird so festgelegt, dass einerseits ein möglichst großer Anteil der Messpunkte unter dieser Fläche liegt und dass sie andererseits möglichst tief und somit nahe an den Störkörpern liegt, um eine hohe Auflösung zu gewährleisten. Die Abb. 7.2 zeigt eben jene unebene Fläche entsprechend der Flugtopographie, auf welche die Feldfortsetzung als Basis bezogen ist. Abb. 7.3 zeigen dieselben Messdaten feldfortgesetzt (siehe Abschnitt 7.2) auf eine Fläche in 1150 m Höhe polreduziert berechnet.

Die Statistik der Werteverteilung entspricht Natural Breaks (Jenks-Caspall-Algorithmus) aus der Standardsoftware von ArcMap10 wobei die Grenzen der Klassen so berechnet werden, dass die Abweichungen der Einzelwerte vom Mittelwert der jeweiligen Klasse möglichst gering sind. Vereinfacht ausgedrückt: die Grenzen der Klassen werden dort gezogen, wo möglichst wenige Messwerte liegen.

Die Werte von ΔT liegen bei der „topographischen“ Darstellung der Magnetik (wobei sich die Messsonde konstant etwa 50 m über Grund bewegt) zwischen -91 nT und 100 nT, in der auf 1150 m (über Geoid WGS 84) feldfortgesetzten Darstellung, bedingt durch den größeren Abstand zu den Quellen der Anomalien, zwischen -63 nT und 32 nT.

7.2 Feldfortsetzung und Polreduktion

7.2.1 Feldfortsetzung

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

Durch eine Feldfortsetzung des Magnetfeldes in größere Höhen klingen die eher schwachen Signale kleiner, meist durch oberflächennahe Störkörper hervorgerufener Anomalien, schneller ab. Es treten somit in größerer Tiefe liegende Störkörper, die aufgrund der größeren Entfernung zum Sensor ein schwächeres Signal liefern, deutlicher hervor. Durch die Feldfortsetzung nach oben entsteht somit eine Darstellung, in der weiträumige Störkörper bzw. solche in größerer Tiefe betont werden. Feldfortsetzung in größere Höhen widerspiegeln letztlich ein potentialtheoretisch fundiertes Regionalfeld (AHL, unveröff. Manuskript, BLAUMOSER, 1992b).

Im vorliegenden Fall wurde mit 1150 m eine recht niedrige Feldfortsetzungsebene gewählt, die an einigen Berggipfeln bereits sehr nahe an der Flughöhe und der daraus abgeleiteten topographischen Bezugsfläche liegt. Insofern ist die unterschiedliche Darstellung von topographischer und barometrischer Auswertung im vorliegenden Messgebiet in der nordöstlichen Hälfte nur von untergeordneter Bedeutung, während in der südwestlichen Hälfte die Höhenunterschiede bedeutender sind.

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 einer Anomalie im Allgemeinen direkt über dem

Zentrum des Störkörpers zu liegen. Liegt keine wesentlich von der induzierten Magnetisierung abweichende 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.

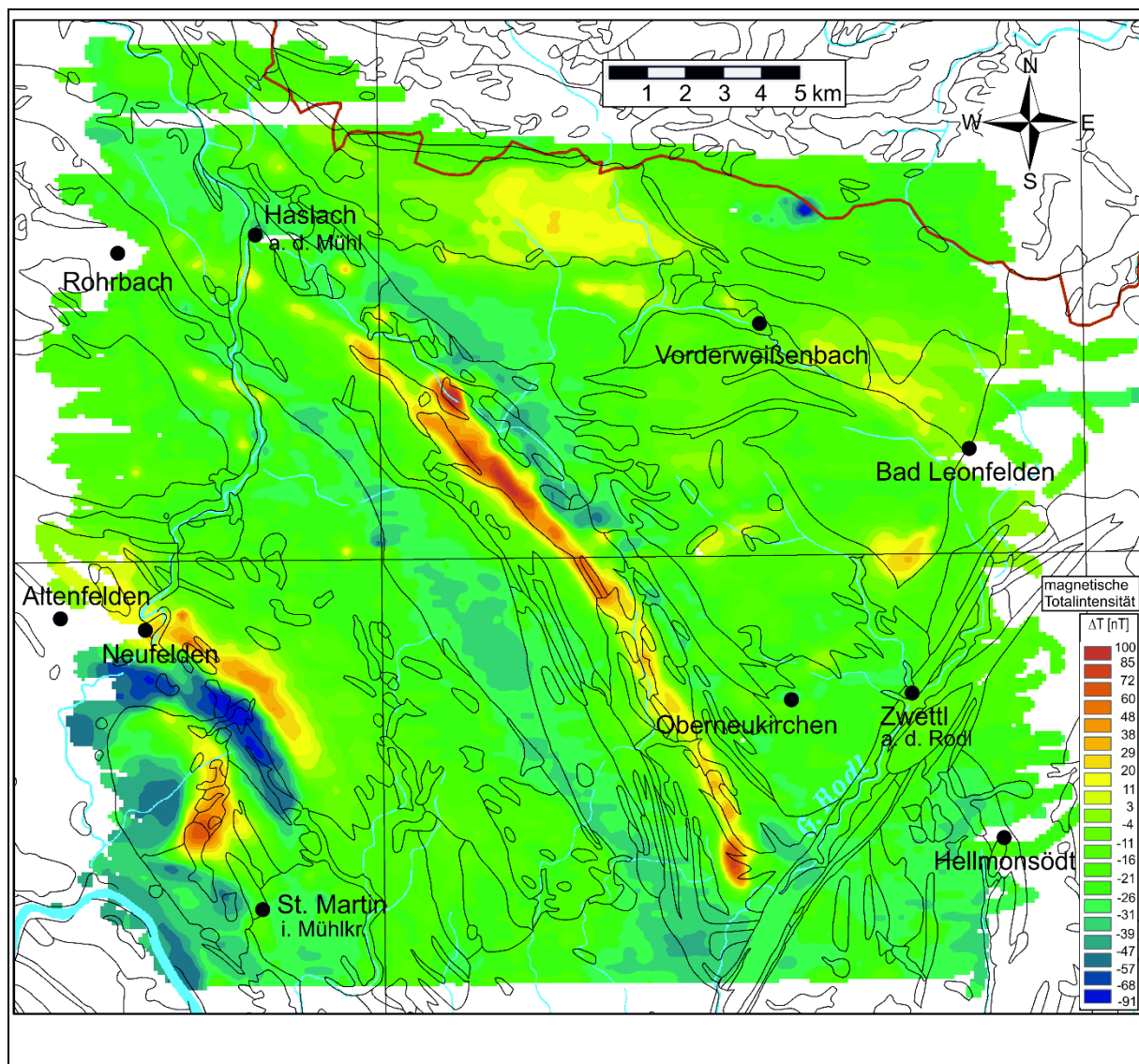


Abb. 7.1: Werte der magnetischen Totalintensität der oberflächenparallelen (topographischen) Befliegung. Es sind die geologischen Grenzen der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 eingetragen. Weiters sind die Staatsgrenze, die Kartenblattgrenzen der ÖK50, die wichtigsten Gewässer und einige Ortschaften eingezeichnet.

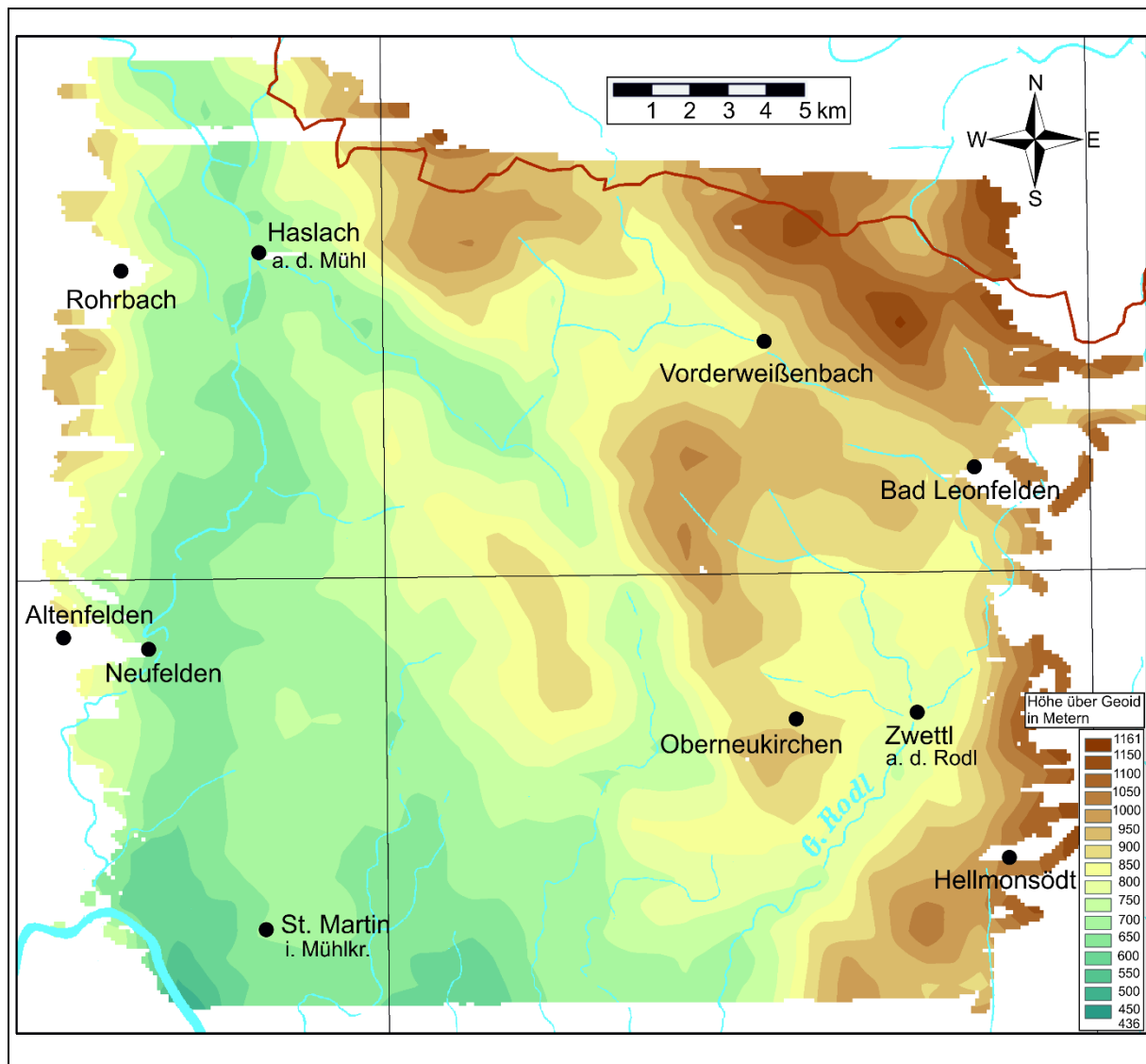


Abb. 7.2: Topographie der Referenzfläche, auf welche die Feldfortsetzung der Abb. 7.1 bezogen ist. Die niedrigen absoluten Flughöhen in den Tälern sind mit grünlichen, die höheren über den Hügeln mit gelblichen bis braunen Farbtönen gekennzeichnet. Die hohen Werte in den Randbereichen sind z. T. auf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

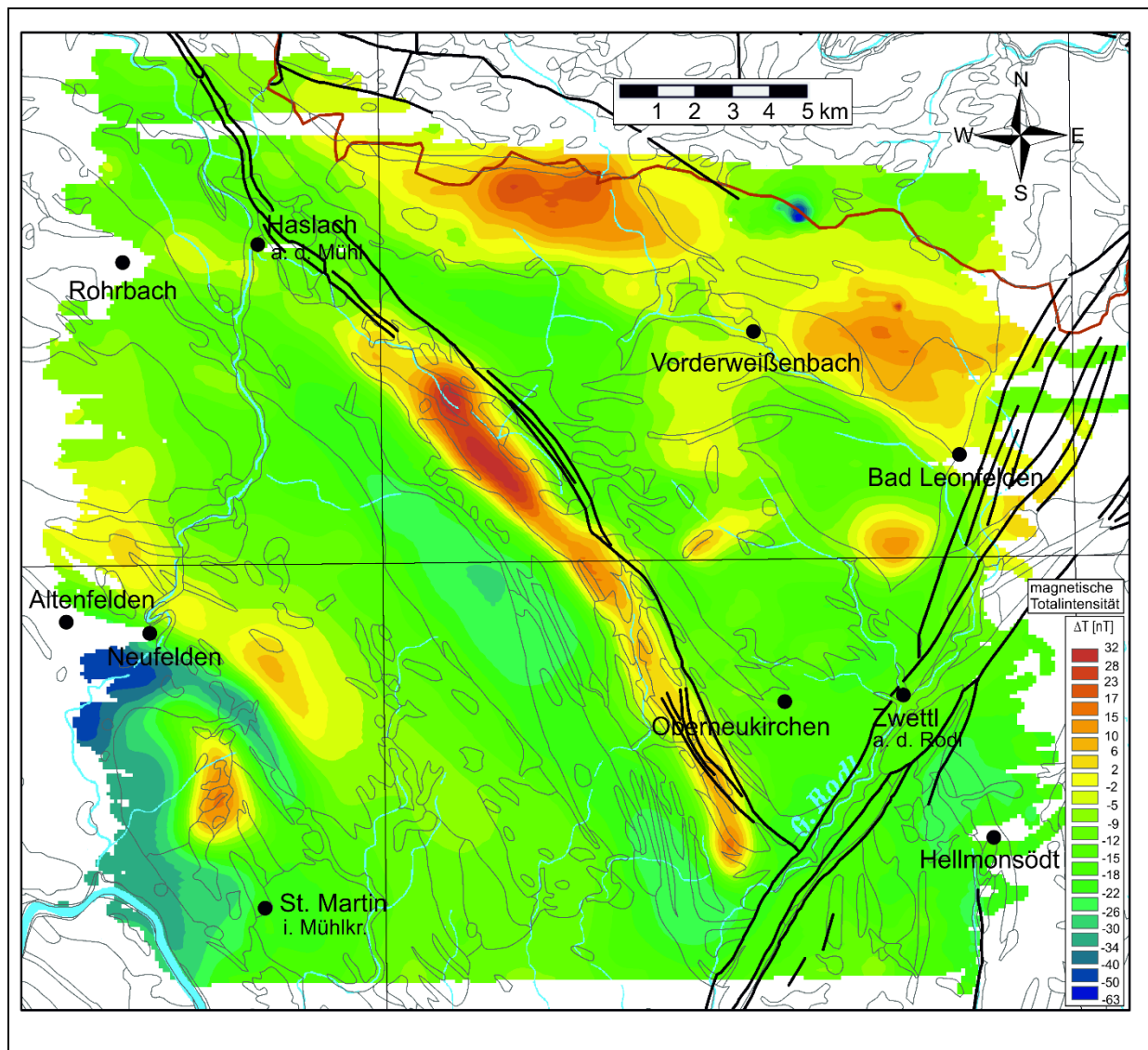


Abb. 7.3: Werte der magnetischen Totalintensität, feldfortgesetzt auf 1150 m und polreduziert. Die geologischen Grenzen sind dünn, die tektonischen Linien dick eingetragen (Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000, KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006). Eingezeichnet sind weiters die Staatsgrenze, die Kartenblattgrenzen der ÖK50, die wichtigsten Gewässer und einige Ortschaften.

7.3 Magnetische Suszeptibilität

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

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

Die Größe der magnetischen Suszeptibilität eines Gesteins ist im Wesentlichen vom Gehalt an den stark ferromagnetischen Mineralen Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies) abhängig. Ilmenit,

Hämatit und Goethit sind z. T. schwach ferromagnetisch. Die Oxidation von Magnetit zu Hämatit im Zuge von Verwitterung reduziert die κ -Werte, Martit (Pseudomorphose von Hämatit nach Magnetit) kann aber remanente Magnetisierung aufweisen. Charakteristische Werte von κ für verschiedene Gesteinstypen werden u. A. von MILITZER & SCHEIBE (1981), SCHÖN (1983), HAHN et al. (1985), KOBRANOVA (1989), CARMICHAEL (1989) und LANZA & MELONI (2006) angegeben. Ganz allgemein kann gesagt werden, dass höhere κ -Werte üblicherweise in metamorphen basischen und ultrabasischen Gesteinen zu finden sind, da diese Gesteine z. T. magmatische Fe-Oxyde führen, andererseits bei retrograden Mineralumwandlungen von Olivinen und Pyroxenen vielfach Magnetit als Reaktionsprodukt auftritt, insbesondere in Serpentiniten. Magnetit- und Pyrrhotin-führende Mineralisationen sind ebenfalls durch magnetische Anomalien gekennzeichnet.

Die magnetischen Suszeptibilitäten der Gesteine der Böhmisches Masse im Wald- und Mühlviertel wurden detailliert von JILG (1992), LENZ (1992) und LENZ et al. (1996) bearbeitet.

Es zeigte sich, dass die Magnetisierungskontraste innerhalb des Kristallins, abgesehen von den oben genannten Basiten und Ultrabasiten, zumeist sehr gering sind. Andererseits treten bei den jüngeren Plutoniten (Feinkorngranite, Eisgarner Granit, etc.) lokal z. T. deutlich erhöhte Suszeptibilitäten auf (JILG, 1992), was auf lokale Kontaktphänomene zurückgeführt werden könnte. Solche wurden durch HÜBL (1993), ARIC et al. (1997) und GNOJEK & PŘICHYSTAL (1997) in benachbarten Gebieten des Waldviertels beschrieben.

Von LENZ (1992) und JILG (1992) wurde als weiterer petrophysikalischer Parameter die Dichte (ρ) der Proben, und von LENZ et al. (1996) auch die Natürliche Remanente Magnetisierung (NRM) und der Königsberger Faktor (Q_n) (das Verhältnis von NRM zu induzierter Magnetisierung) an rund 2600 Bohrkernen (Magmatite und einige Metamorphite) aus der Böhmisches Masse ermittelt.

Die geringsten Suszeptibilitätswerte ($< 0,1 \times 10^{-3}$ SI) wurden an Proben der leukokraten Altenberger und Haibacher Granite sowie des Eisgarner Granits und von Apliten gemessen. Der einzige Feinkorngranit mit einem überdurchschnittlichen Mittelwert ($1,32 \times 10^{-3}$ SI) im Vergleich zu anderen Graniten ist der Schlägl Granit (LENZ et al., 1996).

Die Mittelwerte der NRM streuen über einen Bereich von mehreren Zehnerpotenzen. Der Altenberger und der Haibacher Granit (fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite) weisen auch hier wieder die geringsten Werte (< 1 mA/m) auf. Die Gruppe der grobkörnigen, „Älteren“ synorogenen Granite (FINGER & HÖCK, 1987), nämlich Weinsberger und Engerwitzdorfer (mittel- bis grobkörnig), Schlierengranit und Rastenberger Granodiorit bleiben mit ihren NRM Werten unter 5 mA/m mit Ausnahme des offensichtlich stärker remanent magnetisierten Schlierengranits (25 mA/m) (LENZ et al., 1996). Deutlich höher sind die Werte der NRM in den Paragesteinen.

Alle untersuchten grobkörnigen Granite weisen Q_n Werte $< 0,25$ (Ausnahme: Schlierengranit) auf, während die fein- bis mittelkörnigen Peuerbacher, Schäringer und Schremser Granite, sowie die Feinkorngranite im Allgemeinen, alle $Q_n > 1$ erreichen (LENZ et al., 1996).

Daten zu magnetischen Suszeptibilitäten der Gesteine dieses Gebiets finden sich auch bei STEINHAUSER et al. (1988a & 1988b), MEURERS et al. (1990), sowie bei DUMA & JILG (1991), diese sind aber wohl zum Großteil in die Publikation von JILG (1992) eingegangen.

Die Abb. 7.4 stellt die Verteilung von κ -Werten von Gesteinen des Mühl- und Waldviertels in Form von Histogrammen nach LENZ (1992) dar, die Abb. 7.5 zeigt Boxdiagramme der κ -Werte nach JILG (1992). Die unterschiedlichen Darstellungen erfolgen je nachdem, wie die Daten in den Publikationen aufbereitet waren.

In den Tabellen 7.1 und 7.2 sind die Verteilungen der Werte der magnetischen Suszeptibilitäten nach LENZ (1992) und JILG (1992) und einige statistische Parameter für die wichtigsten Gesteinstypen des Untersuchungsgebiets und seiner näheren Umgebung zusammengefasst.

Die magnetischen Suszeptibilitäten der sauren Intrusiva sind, wie zu erwarten, großteils geringer als die der Paragesteine, 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, SCHÖN, 1983 und KOBRANOVA, 1989 liegen die Maximalwerte von κ für Diorite um bis zu 2 Zehnerpotenzen höher). Hohe Suszeptibilitäten finden sich im Mühl- und Waldviertel häufig bei sekundär bzw. hydrothermal mineralisierten Graniten (bis zu $6,0 \times 10^{-3}$ SI) aber auch Amphibolite (um $0,67 \times 10^{-3}$, maximal bis zu 46×10^{-3} SI) und natürlich Serpentine (um 20×10^{-3} , bis zu 34×10^{-3} SI) haben oft sehr hohe Suszeptibilitätswerte (JILG, 1992; LENZ, 1992). Serpentine treten allerdings im Mühlviertel selbst nicht auf. Erst auf tschechischem Gebiet sind kleine Vorkommen von Serpentin innerhalb von Paragneisen bekannt (SCHUBERT et al., 2010). Amphibolite, die im Bavarikum des Bayerischen Waldes recht häufig sind, fehlen im Mühlviertel ebenfalls.

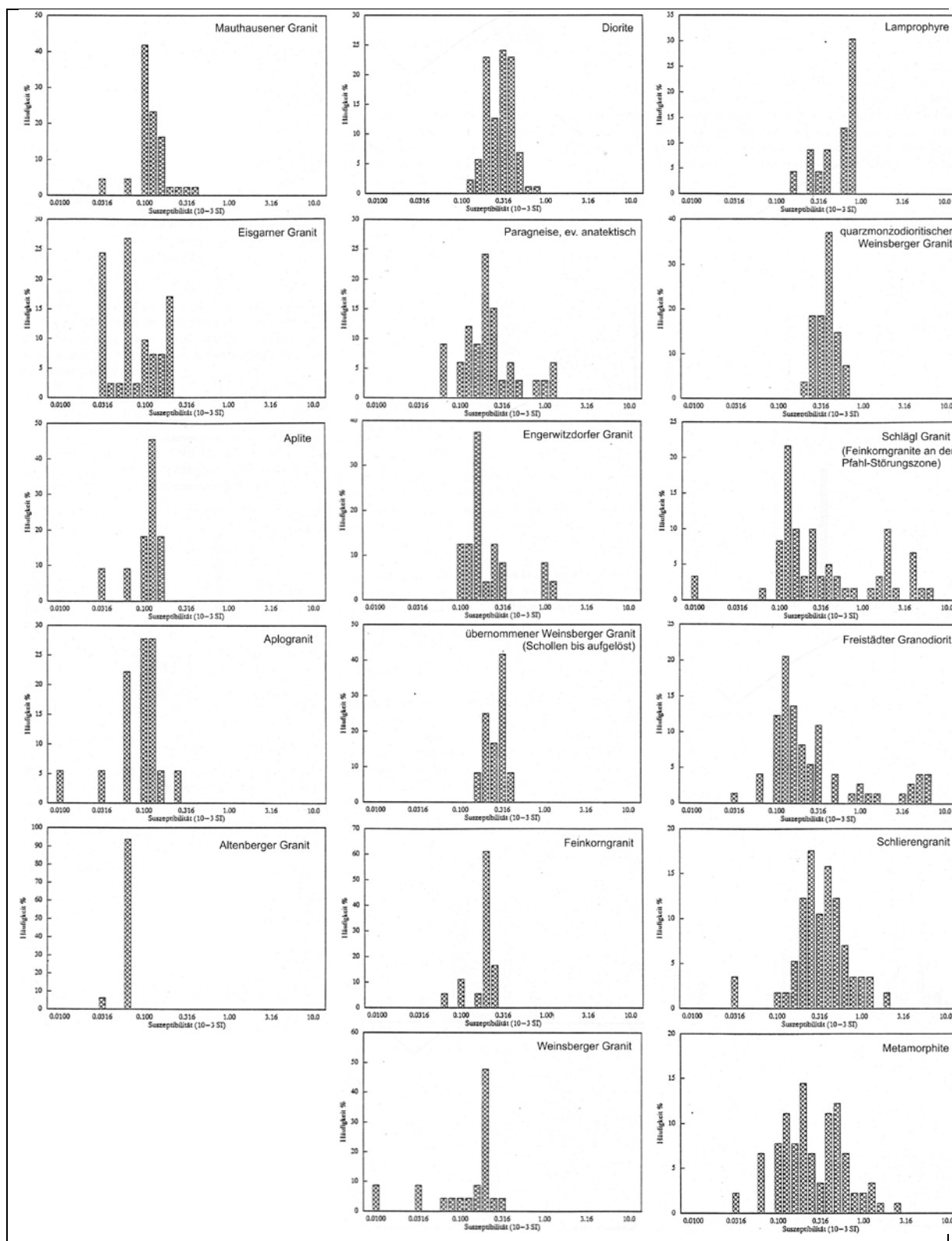


Abb. 7.4: Werte der magnetischen Suszeptibilitäten für verschiedene Gesteinstypen des Mühlviertels, die für das Messgebiet Bad Leonfelden von Bedeutung sind, nach LENZ (1992). Die Diagramme sind nach den Mittelwerten angeordnet, der höchste Mittelwert (Lamprophyre) rechts oben, der niedrigste (Altenberger Granit) links unten. Das Diagramm der Lamprophyre ist ganz offensichtlich nicht vollständig, wie ein Vergleich mit der Tabelle 7.1 zeigt.

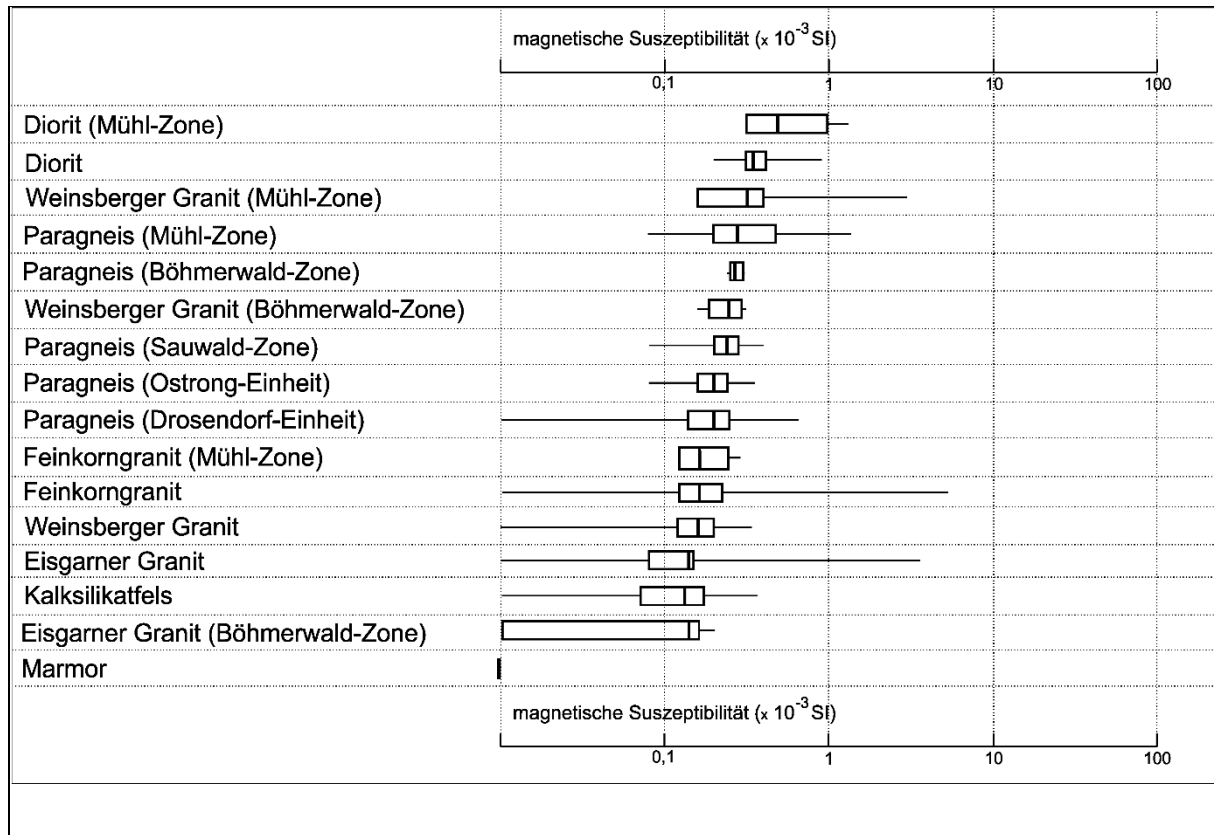


Abb. 7.5: Werte der magnetischen Suszeptibilitäten für verschiedene Gesteinstypen des Mühlviertels, die für das Messgebiet Bad Leonfelden von Bedeutung sind, nach JILG (1992). Die Boxen stellen den Wertebereich zwischen erstem und drittem Quartil dar, weiters ist der Median eingetragen. Die Äste umfassen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

Gestein		Mittel	σ	Min	Max	v	Kon	Kon
Altenberger Granit	16	0,054	0,007	0,027	0,056	0,1	0,051	0,058
Aplit	11	0,098	0,032	0,028	0,139	0,3	0,079	0,117
Aplogranit	18	0,090	0,051	0,000	0,251	0,6	0,066	0,114
Cordierit-Sillimanit Schiefergneis	12	0,229	0,115	0,111	0,422	0,5	0,163	0,295
Diorite	87	0,280	0,104	0,111	0,742	0,4	0,258	0,302
Eisgarner Granit	41	0,082	0,051	0,028	0,195	0,6	0,066	0,098
Engerwitzdorfer Granit	24	0,255	0,259	0,083	1,070	1,0	0,149	0,361
Feinkorngranite	18	0,173	0,054	0,056	0,251	0,3	0,148	0,198
Freistädter Granodiorit	73	0,768	1,492	0,028	5,845	1,9	0,419	1,117
Granit-Myonit	48	1,289	3,135	0,028	12,15	2,4	0,384	2,194
Kataklasit	24	0,070	0,045	0,028	0,167	0,6	0,052	0,088
Lamprophyr	23	7,606	11,12	0,139	32,29	1,5	2,968	12,4
Mauthausener Granit	43	0,113	0,060	0,028	0,337	0,5	0,095	0,131
Migmatit	55	0,187	0,068	0,083	0,394	0,4	0,169	0,205
Paragneis, ev. anatektisch	33	0,280	0,289	0,056	1,252	1,0	0,179	0,381
Perldiatexit	15	0,167	0,029	0,111	0,224	0,2	0,152	0,182
Porphyrit	24	0,064	0,043	0,000	0,167	0,7	0,046	0,082
Schlierengranit	57	0,393	0,308	0,028	1,750	0,8	0,311	0,475
Schollen	94	0,285	0,194	0,056	1,221	0,7	0,245	0,325
Weinsberger Granit	23	0,139	0,075	0,000	0,277	0,5	0,108	0,170
Weinsberger Granit, quarzmonzodioritischer	27	0,352	0,097	0,267	0,596	0,3	0,315	0,389
Weinsberger Granit, übernommener	12	0,245	0,064	0,130	0,337	0,3	0,208	0,282

Tab. 7.1: Magnetische Suszeptibilitäten ($\times 10^{-3}$ SI) der wichtigsten Gesteinstypen des Messgebietes Bad Leonfelden und seiner näheren Umgebung nach LENZ (1992). (n = Anzahl der Proben, σ = Standardabweichung, v = Variationskoeffizient, Kon = Konfidenzintervall 95%ige Wahrscheinlichkeit).

Gestein	n	Mittel	Median	σ	Min	Max	lowQu	uppQu	Modal
Kalksilikatfels	30	0,13	0,13	0,09	0,00	0,36	0,07	0,17	0,07
Marmor	12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
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
Eisgarner Granit	28	0,29	0,14	0,72	0,00	3,68	0,08	0,15	0,14
Diorite	16	0,39	0,35	0,16	0,20	0,92	0,32	0,42	0,36
Paragneis (Ostrong-Einheit)	29	0,21	0,20	0,07	0,08	0,36	0,16	0,24	0,16
Paragneis (Drosendorf-Einheit)	76	-0,03	0,2	1,49	-9,00	0,66	0,14	0,25	0,12
Weinsberger Granit (Böhmerwald Z.)	4	0,24	0,25	0,07	0,16	0,32	0,19	0,30	0,16
Eisgarner Granit (Böhmerwald Z.)	6	0,11	0,14	0,09	0,00	0,20	0,00	0,16	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, Mülscholle und Sauwaldscholle, die auch im Messgebiet Bad Leonfelden und seiner näheren Umgebung auftreten (JILG, 1992). (n = Anzahl der Proben, σ = Standardabweichung, lowQu = Quartil 25%, uppQu = Quartil 75%).

7.4 Strukturelle Interpretationen

7.4.1 Magnetische Anomalien

Das Untersuchungsgebiet wird im Wesentlichen von Migmatiten des Bavarikums und granitischen Gesteinen des Südböhmischen Plutons eingenommen. Der Großteil des Gebietes zählt im N zur Böhmerwaldzone, und im S zur Mühlzone. Diese sind durch die Pfahl-Störungszone getrennt. In der SE Ecke des Messgebietes tritt die Lichtenbergscholle auf, die als ein entlang der Rodl-Kaplice Störungszone gegen NE versetzter Anteil der Sauwaldzone gedeutet wird.

Die Böhmerwaldzone ist im hier betrachteten Abschnitt durch Perlgneise, Weinsberger Granit und Feinkorngranite dominiert, Diorite sind eher selten. Ein flächenhaft bedeutender Anteil wird durch mylonitische Gesteinsserien eingenommen. In der Mühlzone treten hier vor Allem Schlierengranite als vorherrschende Gesteinsserie auf. Eindeutig dem Südböhmischen Pluton sind der Weinsberger Granit und Feinkorngranite zuzuordnen. In der Zone von Herzogsdorf liegt eine etwa 5 x 2,5 km große Scholle reliktscher, vormigmatischer Paragesteine vor. Die Pfahl-Störungszone, die im Untersuchungsgebiet nicht mehr so scharf abgrenzbar ist wie im NW anschließenden Bayrischen Pfahl, wird durch einen langgestreckten relativ schmalen Zug von Migmagraniten begleitet. Weiters treten nahe der Störung gehäuft Dioritkörper auf. In der Lichtenbergscholle dominieren verschiedene Migmatite wie Perlgneis und Cordieritmigmatit.

In der Zone mylonitischer Gesteine, die von Haslach a. d. Mühl über Vorderweißenbach bis Bad Leonfelden zieht, treten leicht erhöhte Magnetisierungen auf, die z. T. die gesamte Breite dieser Zone umfassen. Eine mögliche Erklärung könnten eventuell Mineralisationen sein, die in Myloniten aufgrund des erhöhten Durchsatzes fluider Phasen entstehen können. Es könnte auch ein Zusammenhang mit Dioriten bestehen, die als Schollen in dieser Zone stärkerer Deformation, aber auch in deren streichender Fortsetzung innerhalb von Graniten auftreten.

Erhöhte Magnetisierungen etwa 4 km W Vorderweißenbach und etwa 3 km SW Bad Leonfelden liegen in Feinkorngraniten, im zweiten Fall direkt am Kontakt zum Schlierengranit. Auf mögliche erhöhte Magnetisierungen an Intrusionskontakten wird weiter unten eingegangen.

Im Zentrum des Untersuchungsgebiets tritt eine schmale, leicht gebogene Zone markant erhöhter Magnetisierung auf. Sie reicht von S Haslach a. d. Mühl bis S Oberneukirchen und verläuft exakt parallel zur Pfahl-Störungszone, bis sie an der Rodl-Kaplice-Störungszone abgeschnitten wird. Beim Vergleich mit der geologischen Karte zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung mit der schmalen Zone des Migmagranits. Auffällig ist, dass nördlich vorgelagerte magnetische Minima nur im Bereich der stärksten Magnetisierungen, und auch dort nur schwach, ausgebildet sind.

Ein weiteres markantes magnetisches Maximum liegt 1,5 bis 4,5 km NW St. Martin im Mühlkreis genau dort, wo der Kontakt zwischen Feinkorngranit (Plöckinger Granit) und Perlgneis zu erwarten ist. Es dürfte auch hier eine an Intrusionskontakte gebundene Magnetisierung vorliegen. Allerdings ist genau dieser Bereich durch tertiäre und rezente Sedimente bedeckt. Das Auftreten von Sedimenten der Plesching-Formation des Oberen Ottnang (um etwa 18 Mio. J.)

weist auf eine sehr alte Struktur an der Oberfläche der Böhmisches Masse hin, wobei unklar bleibt, ob und wie diese im Zusammenhang mit der magnetischen Anomalie stehen könnte. Ein Minimum liegt W des Maximums aber genau am Rand des Messbereichs, sodass es nur schwer interpretiert werden kann.

Eine langgestreckte, leicht gebogene Zone deutlich erhöhter Magnetisierung zieht von Altenfelden bis etwa 6 km SE Neufelden und markiert den Kontakt zwischen Weinsberger Granit mit z. T. distinkter Randfazies und Schlierengranit. Sehr auffällig ist bei dieser Anomalie das parallel zum Maximum aber südlich von diesem verlaufende starke Minimum. Ein solcher Lagebezug zwischen Maximum und Minimum weist normalerweise auf remanente Magnetisierung hin, die deutlich von der heutigen Richtung des Erdmagnetfeldes abweicht. Bei den petrophysikalischen Untersuchungen von LENZ et al. (1996) wurden im Schlierengranit im Vergleich zu anderen grobkörnigen Graniten auch relativ erhöhte Intensitäten der remanenten Magnetisierung festgestellt.

Die stark negative Anomalie nahe der Landesgrenze am Nordrand des Messgebietes ist durch die Windräder des Windpark Sternwald (N Vorderweißenbach) bedingt (siehe Abschnitt 7.4.1 „Anthropogene Anomalien“).

Auf eine weitere anthropogene Anomalie, 3,5 km ENE Vorderweißenbach bzw. 4 km NNW Bad Leonfelden, soll in diesem Kapitel näher eingegangen werden, da die Anomalie in der feldfortgesetzten Darstellung (Abb. 7.3) deutlich hervortritt, in der topographischen Darstellung (Abb. 7.1) aber überhaupt nicht erkennbar ist. Die Anomalie ist klein und mit etwa 30 nT im Messgebiet relativ stark. Sie wird durch die Bergstation der Gondelbahn auf den Sternstein erzeugt. Die Ursache, dass die Anomalie in der topographischen Darstellung verschwindet, liegt darin, dass hier nahe des Gipfels die topographische Bezugsfläche so gewählt wurde, dass sie praktisch mit der realen Flughöhe zusammenfällt. Dadurch liegen einige Messpunkte über dieser Fläche und wurden somit für die weitere Berechnung verworfen. Zufällig waren das genau jene Punkte, in denen diese kleine Anomalie erfasst war.

Ein Gesteinstyp mit relativ hoher magnetischer Suszeptibilität sind die Lamprophyre (Abb. 7.4, LENZ, 1992). Diese treten aber in der Darstellung der magnetischen Totalintensität praktisch nicht in Erscheinung. Das ist wahrscheinlich auf die zumeist relativ geringe Mächtigkeit dieser Ganggesteine zurückzuführen. 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.

Ähnlich verhält es sich mit den Dioriten, die magnetisch hier kaum in Erscheinung treten, obwohl sie zu den Gesteinstypen mit relativ höherer Suszeptibilität zählen (Abb. 7.4 und 7.5; LENZ, 1992; JILG, 1992). Diorite finden sich zumeist in Form kleiner Stöcke innerhalb des Südböhmischen Plutons und in beiden Subeinheiten des Bavarikums. Entsprechend ihrer relativ geringen Häufigkeit, oft geringen Größe und im Vergleich mit durchschnittlichen Dioriten

(MILLITZER & SCHEIBE, 1981; SCHÖN, 1983; KOBRANOVA, 1989) eher geringen Suszeptibilität, bilden Diorite im Untersuchungsgebiet offenbar nur lokal magnetische Anomalien.

Ein weiterer Gesteinstyp mit z. T. erhöhtem κ ist der von FRASL & FINGER (1988) beschriebene Schlägl Granit (Abb. 7.4, LENZ, 1992), der auf der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 unter Feinkorngranite i. Allg. subsummiert ist. Er tritt vor Allem im nordwestlichen Mühlviertel in der Umgebung der Pfahlstörung auf, wo tatsächlich auch erhöhte Magnetisierungen zu finden sind (Abb. 7.10).

Ungewöhnlich hohe κ -Werte finden sich auch bereichsweise im Freistädter Granodiorit (Abb. 7.4, LENZ, 1992). Es lassen sich zwei Subtypen unterscheiden: ein grobkörniger Randtyp mit pseudohexagonalem Biotit und ein mittelkörniger Kerntyp (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 auf, im Kerntyp hingegen nur in kleinen Körnern, meist in und neben Biotit, aber auch in Plagioklas (KLOB, 1971).

Mit dem Freistädter Granodiorit sind sehr markante magnetische Anomalien verbunden (Abb. 7.10; BIEBER et al., 2012).

Die Granite besitzen zwar großteils relativ geringe magnetische Suszeptibilität, einige Granittypen, insbesondere Weinsberger Granit, Schlierengranit und Feinkorngranite weisen aber einen sehr großen Streubereich der Werte auf wobei die Maximalwerte deutlich über denen der Diorite liegen. Deutliches Streuen findet sich auch innerhalb der Paragneisserien (Abb. 7.4 und 7.5; LENZ, 1992; JILG, 1992).

Vielfach sind ausschließlich die Randbereiche von Intrusivkörpern besonders stark magnetisiert, wie beim Freistädter Granodiorit (Abb. 7.10; BIEBER et al., 2012). Vergleichbare Phänomene wurden auch in anderen Bereichen des Südböhmischen Plutons beobachtet, wo sie als metamorphe Kontaktphänomene bzw. hydrothermale Beeinflussung in 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; GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997). Es sind dort auch größere Granitkomplexe, wie z. B. der Karlstift Granit, durch erhöhte Gehalte von Magnetit charakterisiert (ARIC et al, 1997; GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997). Die magnetischen Störkörper stehen dort z. T. an der Oberfläche an und können durch Modellierungen in Tiefen bis zu 2000 m unter GOK nachgewiesen werden (HEINZ, 1992 und 1993; HÜBL, 1993; GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997).

Es treten gebietsweise in den Bereichen der Störungszonen etwas höhere Magnetisierungen auf. Dazu passen die von LENZ (1992) in Granitmyloniten gemessenen z. T. auffällig hohen Werte von κ .

7.4.2 Magnetik und Satellitenbildlineamente

Die Magnetik kann unter Umständen Informationen über Untergundaufbau und Störungsmuster liefern. Einerseits liegen Gesteinskörper gleicher magnetischer Suszeptibilität κ , 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 κ charakterisiert sind, ebenso unterschiedliche Magnetisierungen.

Um einen Vergleich mit dem regionalen Störungsmuster zu ermöglichen, wurden die Ergebnisse der polreduzierten Magnetikkarte mit einer Auswertung von Satellitenbildlineamenten (BUCHROITHNER, 1984) verglichen (Abb. 7.6).

Es zeigt sich, dass in diesem Bereich keine deutliche Korrelation zwischen magnetischen Strukturen und Satellitenbildlineamenten erkennbar ist. Einzig die Richtung der Pfahlstörung stimmt in beiden Darstellungen gut überein. Auch die große positive Anomalie am Nordrand des Messgebietes scheint zumindest teilweise durch Satellitenbildlineamente begrenzt zu sein.

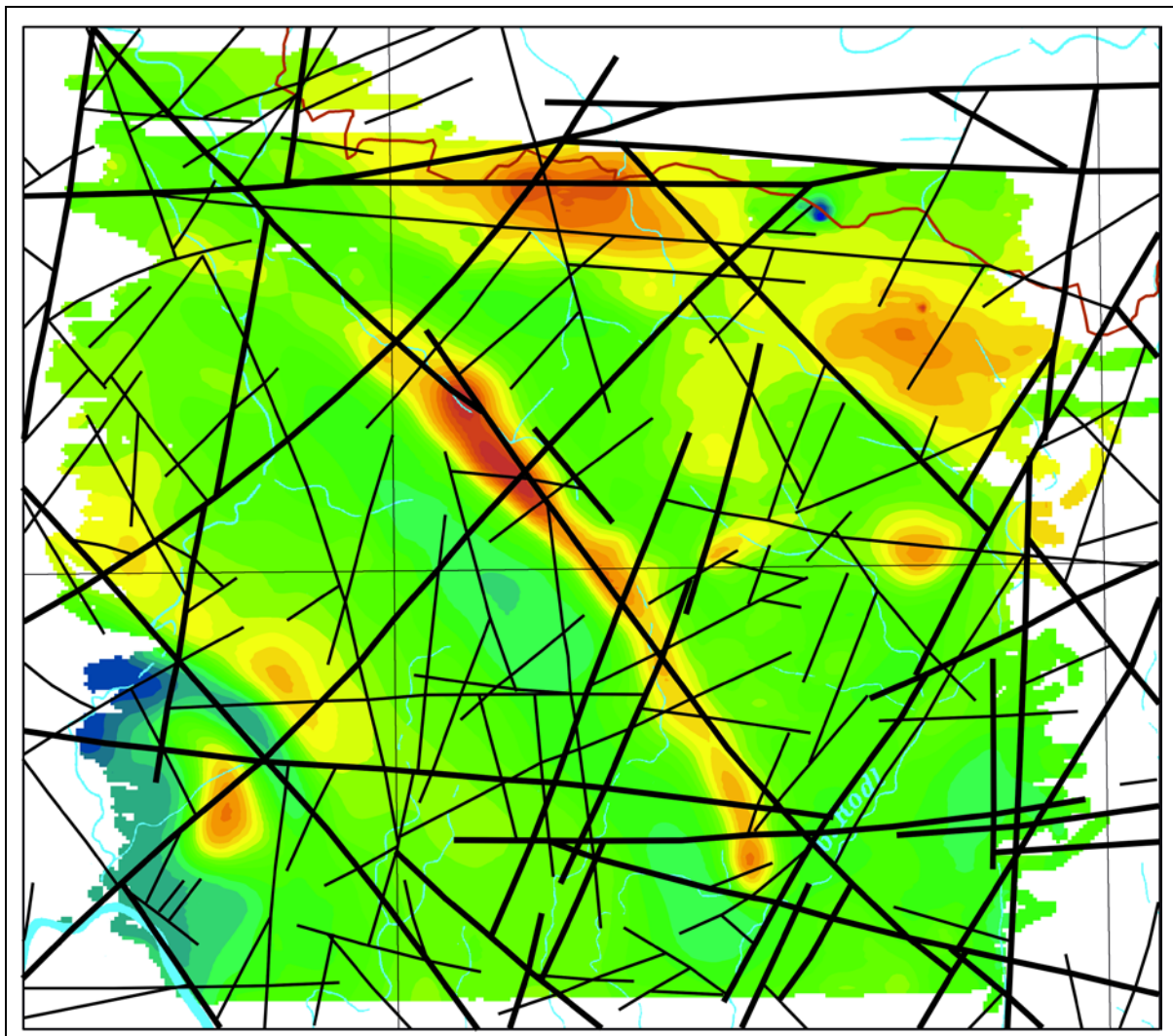


Abb. 7.6: Vergleich zwischen der Magnetik (feldfortgesetzt auf 1150 m und polreduziert) und der Karte der Landsat Bildlineament BUCHROITHNER (1984).

7.4.3 Vergleich zwischen polreduzierter und nicht polreduzierter Darstellung

Die beiden Darstellungen der, auf einen einheitlichen Horizont von 1150 m feldfortgesetzten, Daten sind in der Abb. 7.7 neben einander gestellt, um den direkten Vergleich zu ermöglichen. Die polreduzierte Berechnung bewirkt, wie in Abschnitt 7.2.2 beschrieben, im Vergleich zur nicht polreduzierten eine Verschiebung des magnetischen Maximums gegen Norden. Diese ist umso größer, je tiefer der Störkörper liegt. Allerdings sind diese Angaben nur semiquantitativ und können nur die relativen Lagebeziehungen der Störkörper untereinander darstellen. Eine quantitative Aussage über die tatsächliche Tiefenlage der Störkörper wäre nur durch eine numerische Modellierung der Anomalie zu erzielen.

Eine grobe Abschätzung für die Anomalien zwischen Haslach an der Mühl und Vorderweißenbach zeigt, dass die Störkörper im E etwas tiefer liegen als im W. Noch ein bißchen tiefer scheinen die Störkörper der Anomalien zwischen Vorderweißenbach und Bad Leonfelden zu liegen. Für die beiden isolierten Anomalien SW Bad Leonfelden an der Blattgrenze zwischen ÖK15 und ÖK32 sind etwas seichter liegende Störkörper zu erwarten. Die kleine, relativ starke

Anomalie am Gipfel des Sternstein 4,5 km NNW Bad Leonfelden (siehe Abschnitt 7.4.1) liegt direkt an der Oberfläche und zeigt entsprechend keine Verschiebung durch die Polreduktion.

Etwas schwieriger ist die Abschätzung ist die Abschätzung für den Anomalienzug parallel zur pfahlstörung, der von E Rohrbach in leichtem Bogen bis SSW Oberneukirchen zieht. Es scheint aber zumindest für den zentralen Bereich mit der höchsten Magnetisierung die Lage der vermutete Störkörper gegen NW tiefer zu werden.

Bei der Anomalie zwischen Neufelden und St. Martin im Mühlkreis deutet alles auf starke Anteile an remanenter Magnetisierung hin, wie die Form des Minimums und dass das Minimum in polreduzierter Darstellung verstärkt und nicht abgeschwächt wird (siehe Abschnitt 7.2.2).

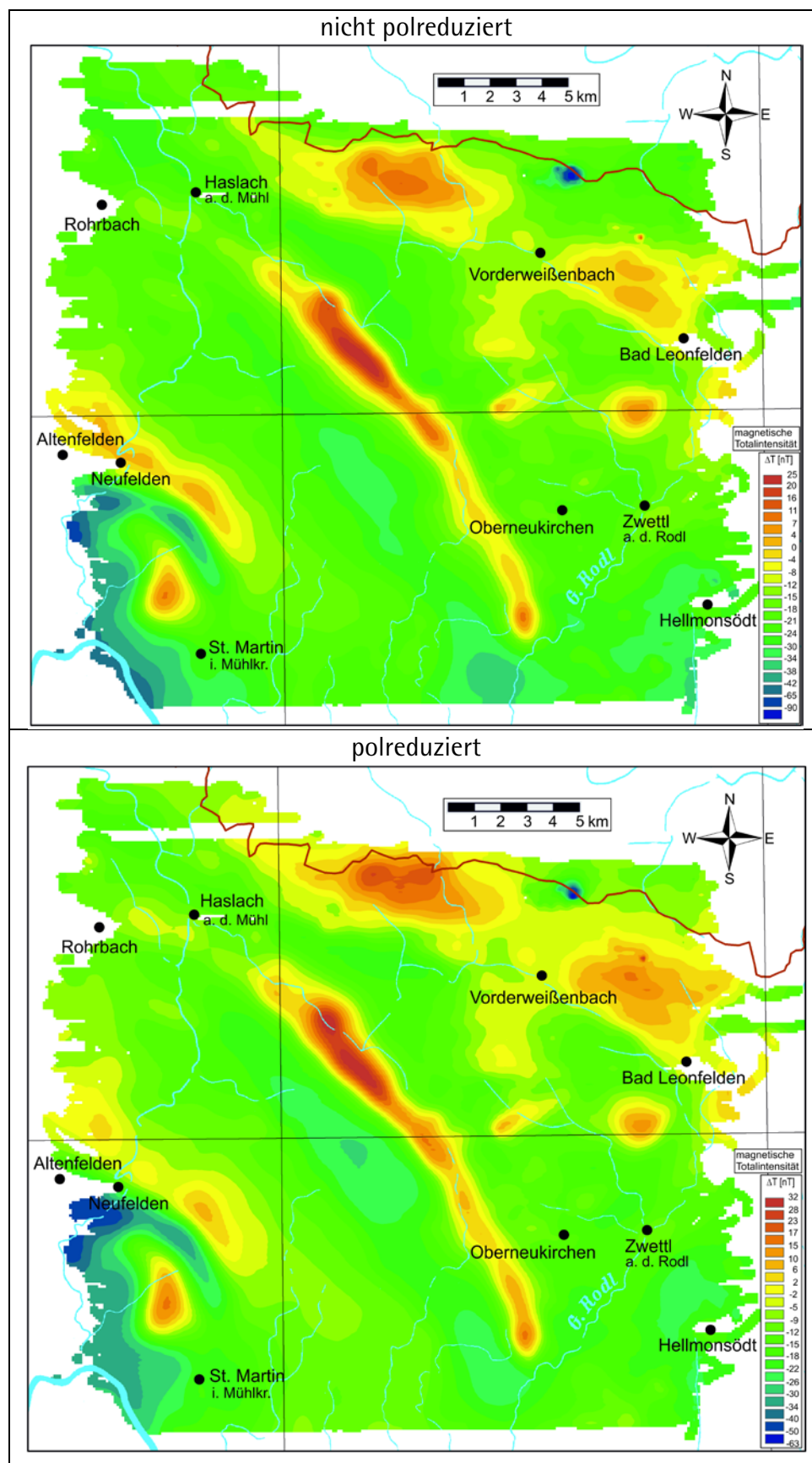


Abb. 7.7: Vergleich zwischen nicht polreduzierter (oben) und polreduzierter (unten) Darstellung der auf 1150 m feldfortgesetzten Daten der Anomalie der magnetischen Totalintensität ΔT .

7.4.4 Anthropogene magnetische Anomalien

Bei kleinen, lokal scharf begrenzten Anomalien, die z. T. hohe Störamplituden 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 Bad Leonfelden nur eine relativ geringe Anzahl solcher in dieser Hinsicht verdächtiger Anomalien vor, die deutlich erhöhte Magnetisierungen aufweisen. Solche Anomalien werden meist durch Industrieanlagen, Gewerbebetriebe, Kraftwerke etc. bewirkt, aber auch Mülldeponien können deutliche magnetische Anomalien erzeugen. Für die stärkeren dieser Anomalien (etwa 0 bis 30 nT) 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.

Ort	ΔT (nT)	Koordinaten BMN M31	lokaler geologischer Untergrund	Lage und Interpretation
300 m S Arnreit	8,7	498970/376210	Weinsberger Granit	Gewerbegebiet (?) beim Friedhof S Arnreit
500 m ENE Etzerreit	9,9	501790/376750	Schlierengranit	Waldrand, keine Besonderheiten erkennbar
St. Peter am Wimberg	14,9	504530/373980	Schlierengranit	Gewerbegebiet oder Einkaufszentrum am W Ortsrand
500 m NE St. Stefan am Walde	11,2	507130/381690	Übergangsbereich von Feinkorngranit zu einer mylonitischen Mischserie, die U. A. dioritische Schollen enthält	größeres Gehöft (?) am Ortsrand
etwa 100 m des Gipfels des Sternstein (1122 m)	29,9	519090/380600	Weinsberger Granit	Gipfelstation der Gondelseilbahn auf den Sternstein mit Umspanntransformator
Am Kamm des Sternwaldes in der Umgebung des Hirschenstein (1026 m)	-125	514740/382902 bis 516760/382800	Weinsberger Granit	Windpark Sternwald (sieben 150 m hohe Windräder mit Rotorblattdurchmesser 90m)

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

Anders verhält es sich mit relativ schwachen Anomalien (etwa im Bereich -20 bis 0 nT). Diese sind in großer Zahl vorhanden. In der Abbildung 7.8, in der die Werteverteilung statistisch so dargestellt ist, dass Maxima und Minima betont werden, ergibt sich ein geradezu gesprenkeltes Bild. Im Vergleich mit der topographischen Karte erkennt man, dass vielfach Ortschaften, öfters auch Einzelgehöfte mit diesen Anomalien korrelieren. Man kann daraus schließen, dass bereits größere aus Eisen oder Stahl bestehende landwirtschaftliche Maschinen oder Ähnliches mit der angewendeten Methode magnetisch direkt erfasst werden können.

Wenn kein offensichtlicher Zusammenhang erkennbar ist, könnte eine Überprüfung im Gelände weitere Anhaltspunkte liefern (z. B. überwachsene Mülldeponien etc.).

Einen Sonderfall bildet die Gruppe starker negativer Anomalien nahe der Landesgrenze am Nordrand des Messgebietes. Diese stehen eindeutig in Zusammenhang mit den Windrädern des Windparks Sternwald. Warum hier nur starke Minima und keinerlei Maxima zu sehen sind, ist derzeit unbekannt.

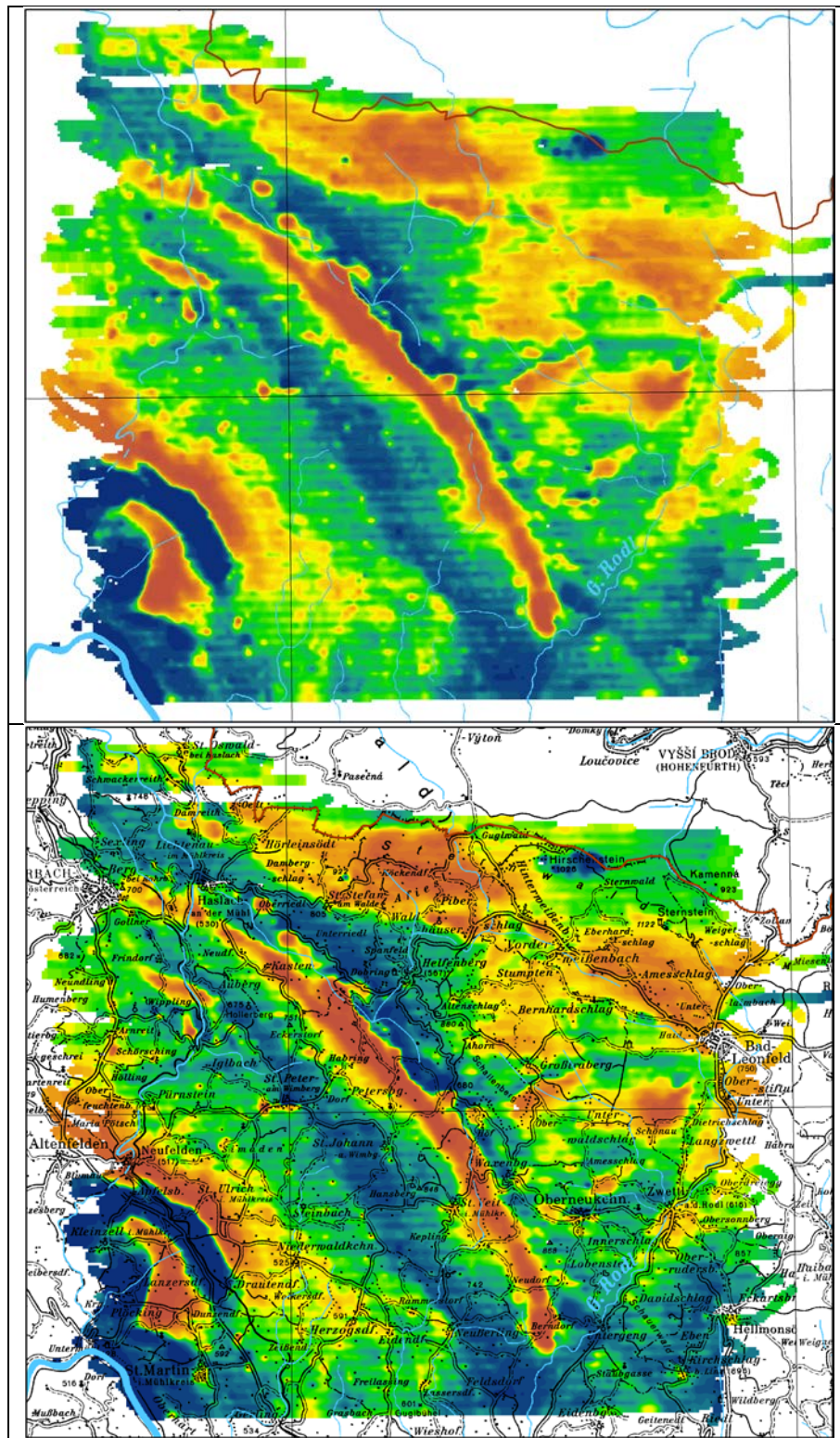


Abb. 7.8: Anomalie der magnetischen Totalintensität, topographische Befliegung. Die Darstellung der Messwerte erfolgte hier nach quantiler Verteilung, wobei in jeder Messwertgruppe gleich viele Messwerte liegen. Dadurch werden Maxima und Minima besonders stark hervorgehoben. Obere Abbildung ohne und untere mit Topographie.

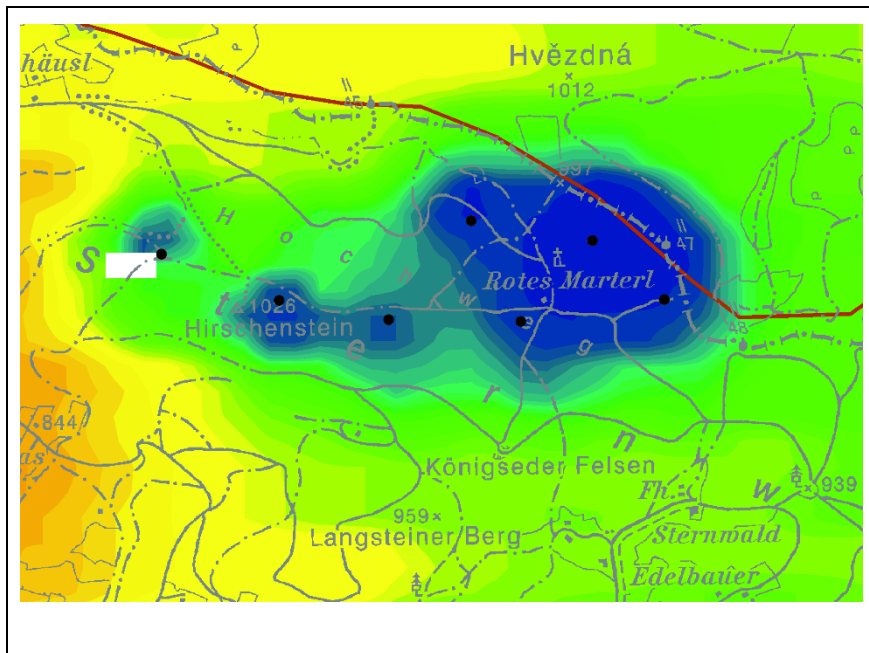


Abb. 7.9: Das Magnetfeld (feldfortgesetzt auf 1150m und polreduziert) im Bereich des Windpark Sternwald. Die schwarzen Punkte markieren die Lage der Windräder.

7.4.5 Interpretation der tektonischen Struktur anhand der Magnetik des Bereiches der Messgebiete Ulrichsberg, Eferdinger Becken, Rainbach, Lest und Bad Leonfelden

Zum Vergleich mit der kombinierten Darstellung der Radiometrie (Kapitel 9) wird hier eine Übersicht über die Magnetik fast desselben Gebietes, der Messgebiete Ulrichsberg (MOTSCHKA et al., 2008), Eferdinger Becken (MOTSCHKA et al., 2009a), Rainbach (MOTSCHKA et al., 2009b), Lest (BIEBER et al., 2012) und Bad Leonfelden (dieser Bericht) gegeben, insbesondere mit Betonung der strukturellen Zusammenhänge.

Die Magnetik kann Informationen über Untergrundaufbau und Störungsmuster liefern. Einerseits liegen Gesteinskörper gleicher magnetischer Suszeptibilität κ , 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 κ charakterisiert sind, ebenso unterschiedliche Magnetisierungen. Weiters kann sich aus unterschiedlicher Tiefenlage von Gesteinskörpern ein Unterschied in der gemessenen magnetischen Totalintensität ergeben. Auch seine 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 können Quarzanreicherungen 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. 7.10 sind die Werte der magnetischen Totalintensität von fünf Hubschrauber-messgebieten des nördlichen Mühlviertels kombiniert auf 1300 m feldfortgesetzt dargestellt. Es handelt sich um die Messgebiete Ulrichsberg (MOTSCHKA et al., 2008), Eferdinger Becken (MOTSCHKA et al., 2009a) Rainbach (MOTSCHKA et al., 2009b), Lest (Bieber et al., 2012) und Bad Leonfelden (dieser Bericht). 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.

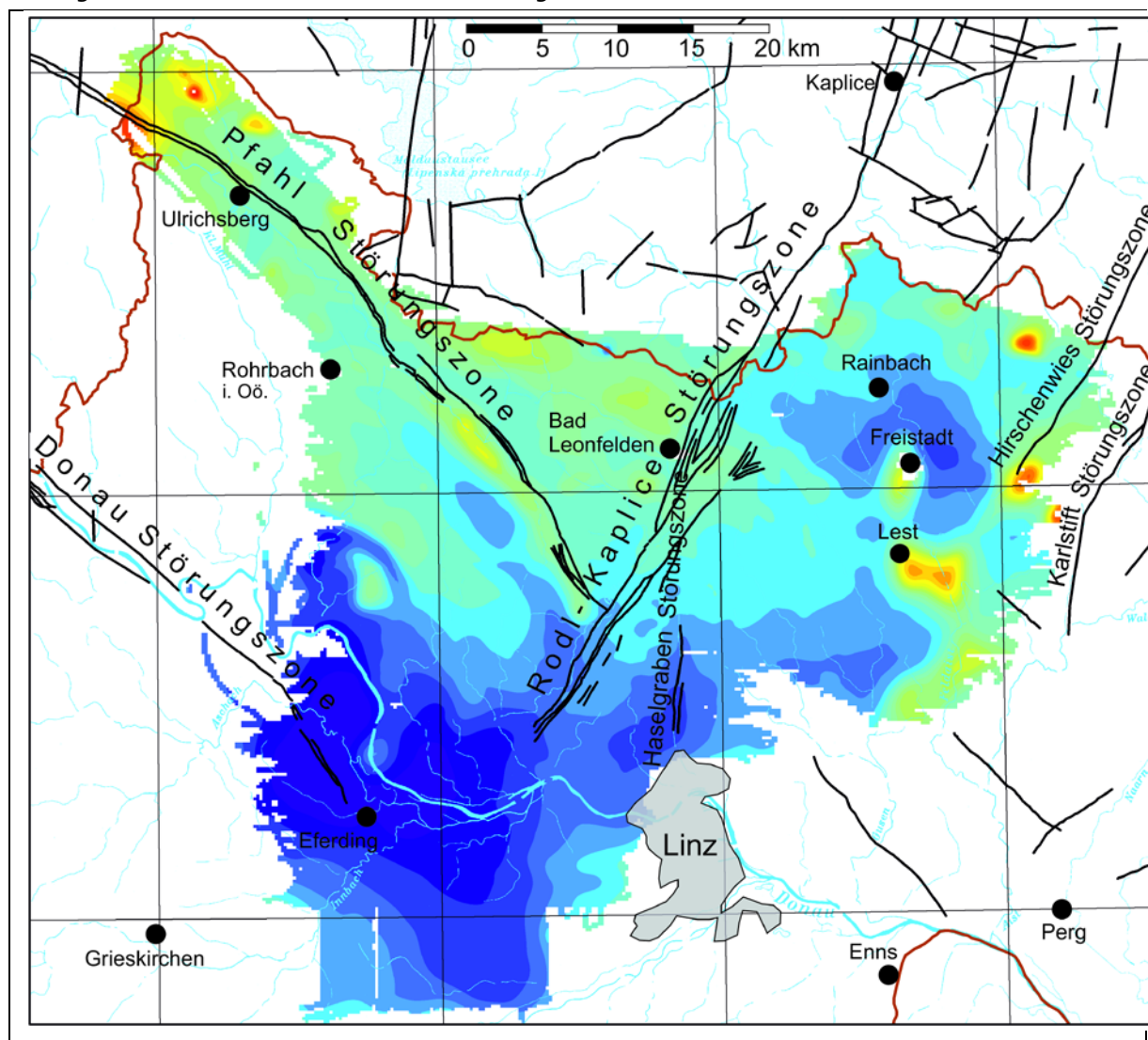


Abb. 7.10: Es sind die Werte der Magnetischen Totalintensität der Messgebiete Ulrichsberg (MOTSCHKA et al., 2008), Eferdinger Becken (MOTSCHKA et al., 2009a), Rainbach (MOTSCHKA et al., 2009b), Lest (BIEBER et al., 2012) und Bad

Leonfelden (dieser Bericht) auf 1300 m feldfortgesetzt dargestellt. Die Störungen sind gemäß der geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (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-Störungszone, Donau-Störungszone) und ein NE-SW streichendes sinistralen System (Rodel-Kaplice Störungszone, Hirschenwies-Störungszone, Karlstift-Störungszone) (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 Rodl-Kaplice-Störung 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 Rodl-Kaplice-Störung verschwinden die intensiven Deformationerscheinungen fast vollständig und es verlieren sich sodann die Spuren in den grobkörnigen Gneisen. In den letzten zehn Kilometern vor dem Erreichen der Rodl-Kaplice-Störung sind Quetscherscheinungen kaum noch feststellbar (PESCHEL, 1982).

Die Richtungen (nicht die exakte Lage an der Oberfläche) des konjugierten Störungssystems der Böhmisches Masse sind im magnetischen Muster nachvollziehbar. Das Einschwenken von der WNW-ESE in die NW-SE Richtung des dextralen Systems (Pfahl- und Donau-Störungszone) und das SW-NE bis SSW-NNE Streichen des sinistralen Systems (Rodel-Störungszone etc.) spiegeln sich in den Richtungen der Isolinien und Isolinienscharungen wider. Ebenso finden sich die Richtungen der vielfach tektonischen Begrenzungen verschiedener Granitintrusionen, z. B. bei Intrusionen von Feinkorngraniten oder des Karlstifter Granits (z.T. bereits östlich außerhalb des in Abb. 7.10 dargestellten Bereichs).

Ein größeres Maximum ist an der NW Ecke des Hubschraubermessgebiets Ulrichsberg (NW in Abb. 7.10) in wenigen Fluglinien gerade noch angeschnitten. Dieses Maximum W Julbach liegt zum Großteil auf bayerischem Territorium und somit außerhalb von Abb. 7.10. 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. Die Ergebnisse bodengeomagnetischer Messungen im Zuge von Bakkalaureatsarbeiten an der Universität und der Technischen Universität Graz (MEHMEDOVSKI & SAKOPARNIG, 2013) legen die Vermutung nahe, dass die magnetischen Anomalien in Zusammenhang mit hydrothermale Umwandlungen (Greisenbildungen) stehen könnten, mit Magnetitbildung verbundene sind. Eine Modellierung der Anomalie ergab einen annähernd zylindrischen, oben abgeflachten Modellkörper in geringer Tiefe (etwa 0 bis 230 m), der steil gegen NE einfällt (MEHMEDOVSKI & SAKOPARNIG, 2013).

Im Ostteil der Abb. 7.10 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. 7.10) zu finden sind, welche auch in der AMVÖ, z. B. auf der Karte von SEIBERL (1991) sehr gut erkennbar sind.

In diesem Gebiet (östliche 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 unveröffentlichten Berichts (HEINZ, 1992) dargestellt, 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., 2009b) verglichen. Es zeigt sich, dass die starke Anomalie bei Sandl bezüglich der magnetischen Totalintensität gut übereinstimmend erfasst wurde, und auch ein Maximum in den flächendeckenden Suszeptibilitätsmessungen bildet. 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; MOTSCHKA et al., 2009b).

Das regionale magnetische Minimum, das den Südschnitt des Untersuchungsgebiets dominiert, entspricht nicht dem Eferdinger Becken sondern liegt zum großen Teil über Migmatiten und Graniten des Moldanubikums. In diesem Fall muss die Ursache in sehr gering magnetisierten kristallinen Gesteinen, wahrscheinlich Anteilen des Südböhmischen Plutons, liegen.

Das im Bereich des Alpenvorlandes erbohrte Kristallin im Untergrund von Molasse- und Flyschzone besteht überwiegend aus Biotitgneisen, Migmatiten, Granodioriten und Graniten, die Ähnlichkeiten mit Graniten des Sauwaldes oder dem Schäringer Granit aufweisen (WIESENER et al., 1976). Diese Gesteine sind zumeist tiefgründig verwittert. Ihre an der Oberfläche anstehenden Äquivalente weisen zumeist relativ niedrige magnetische Suszeptibilitäten auf. Das kleine lokale magnetische Maximums etwa 5 km N Eferding ist sehr wahrscheinlich mit dem dort anstehenden Feinkorngranit in Verbindung zu bringen, in welchem Magnetit nachgewiesen wurde. Es könnte ein genetischer Zusammenhang mit der am Kontaktbereich bereichsweise ebenfalls stärker magnetisierten Intrusion von Feinkorngranit bei Plöcking bestehen (MOTSCHKA et al., 2009a).

8 Elektromagnetik

8.1 Interpretation der AEM Daten 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 GBA 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 Bad Leonfelden 2011 und 2012 für Tiefen von 4, 10, 20, 30, 40 und 50 Metern

- ❖ Zusammengespielte AEM-Rasterdaten der Fluggebiet Rainbach 2008, Lest 2009 und 2010 sowie Bad Leonfelden 2011 und 2012 für Tiefen von 4, 10, 20, 30, 40 und 50 Meter
- ❖ Profilschnitte aus den AEM Daten Bad Leonfelden 2011 und 2012
- ❖ 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 großflächige, zusammenhängende Darstellung der bisherigen Ergebnisse aus der aeroelektromagnetischen (AEM) Aufnahme wurden die AEM Daten der Messgebiete Rainbach 2008, Lest 2009/2010 und Bad Leonfelden 2011/2012 neu prozessiert, gemeinsam invertiert und zusammengefasst als teufenspezifische Verteilung des elektrischen Widerstandes in den Tiefen von 4, 10, 30 und 50 Metern in parallelen Schnitten zur Erdoberfläche (Abb. 8.2, 8.3) dargestellt. Die Einteilung der Widerstandsklassen erfolgte in allen Messgebieten mittels einer vergleichbaren logarithmischen Widerstandsverteilung [lg].

In den Abbildungen 8.4 und 8.5 wird die teufenspezifische Verteilung des elektrischen Widerstandes nur für die gegenständlichen Messgebiete Bad Leonfelden 2011/2012 in den Tiefen von 4, 10, 20, 30, 40 und 50 Metern in parallelen Schnitten zur Erdoberfläche dargestellt.

Hier erfolgt die Darstellung der Widerstandsverteilung in verschiedenen Tiefenlagen in parallelen Schnitten zur Erdoberfläche mit zwei unterschiedlichen Einteilungen der Widerstandsklassen (Abb. 8.4, Abb. 8.5) nach den Methoden

- 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.

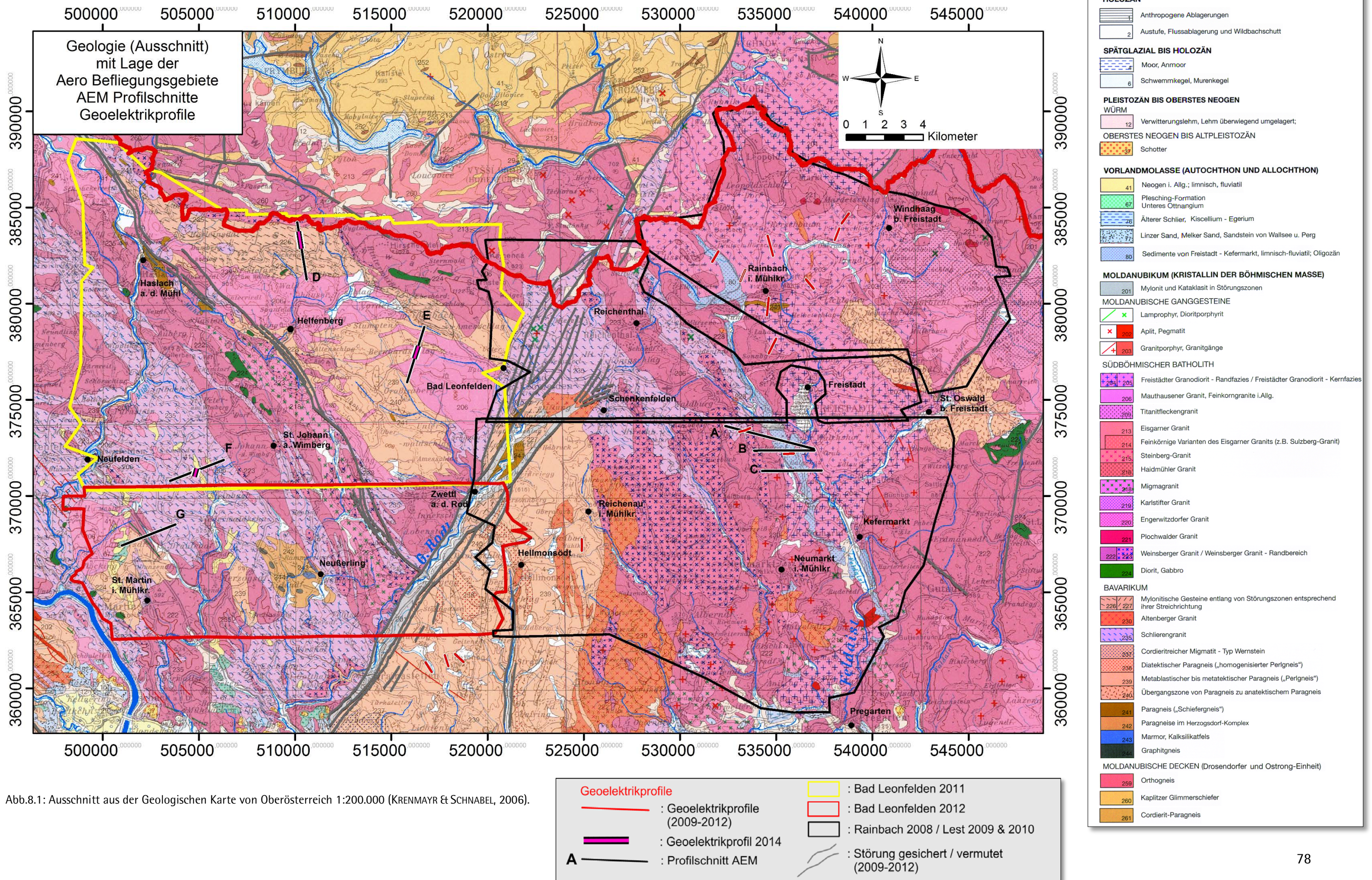


Abb.8.1: Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006).

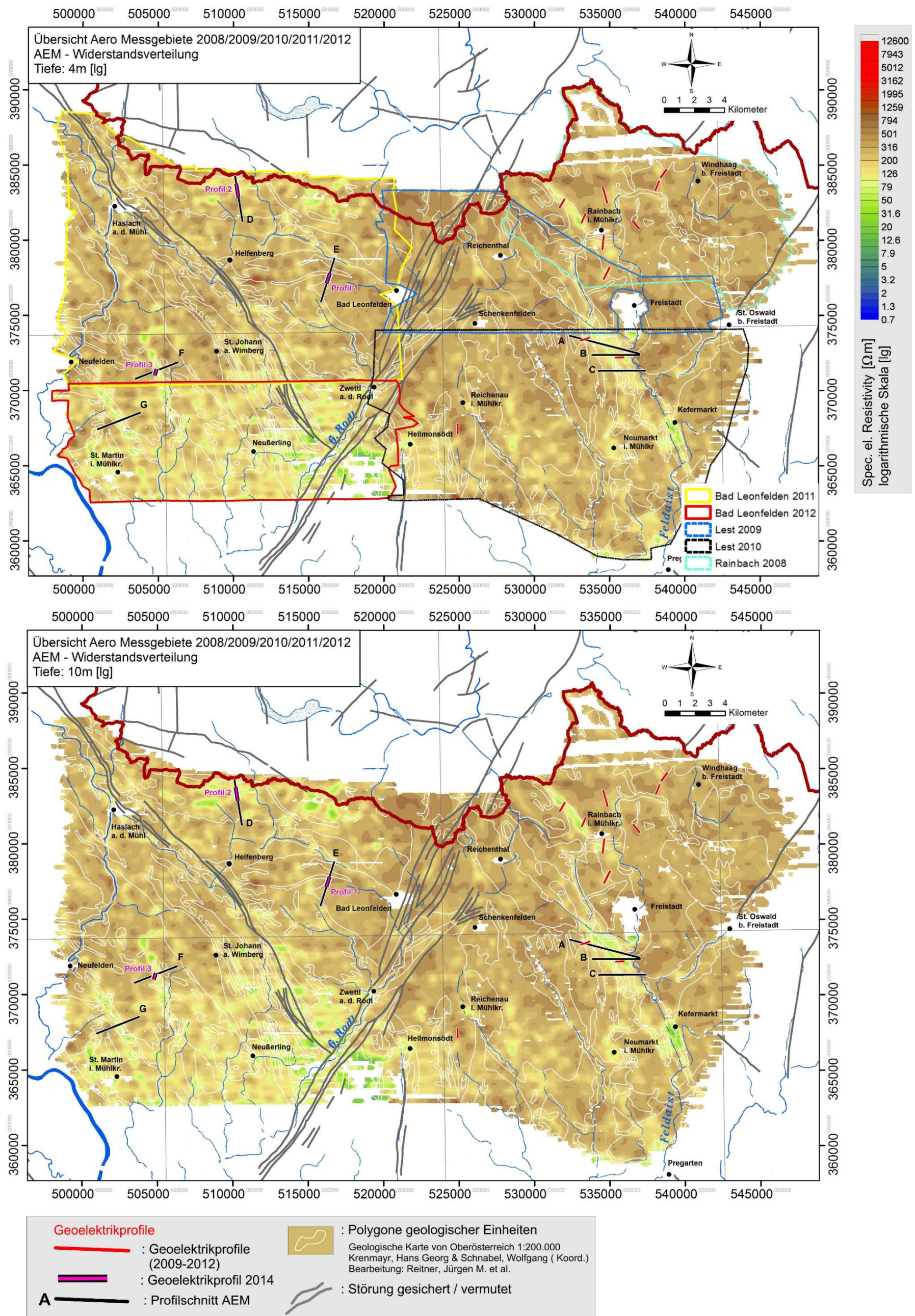


Abb. 8.2: Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund in den Tiefen von 4, und 10 Meter mit einer logarithmischen Einteilung der Widerstandswerte. Für die Inversion der Aero-Elektromagnetikdaten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

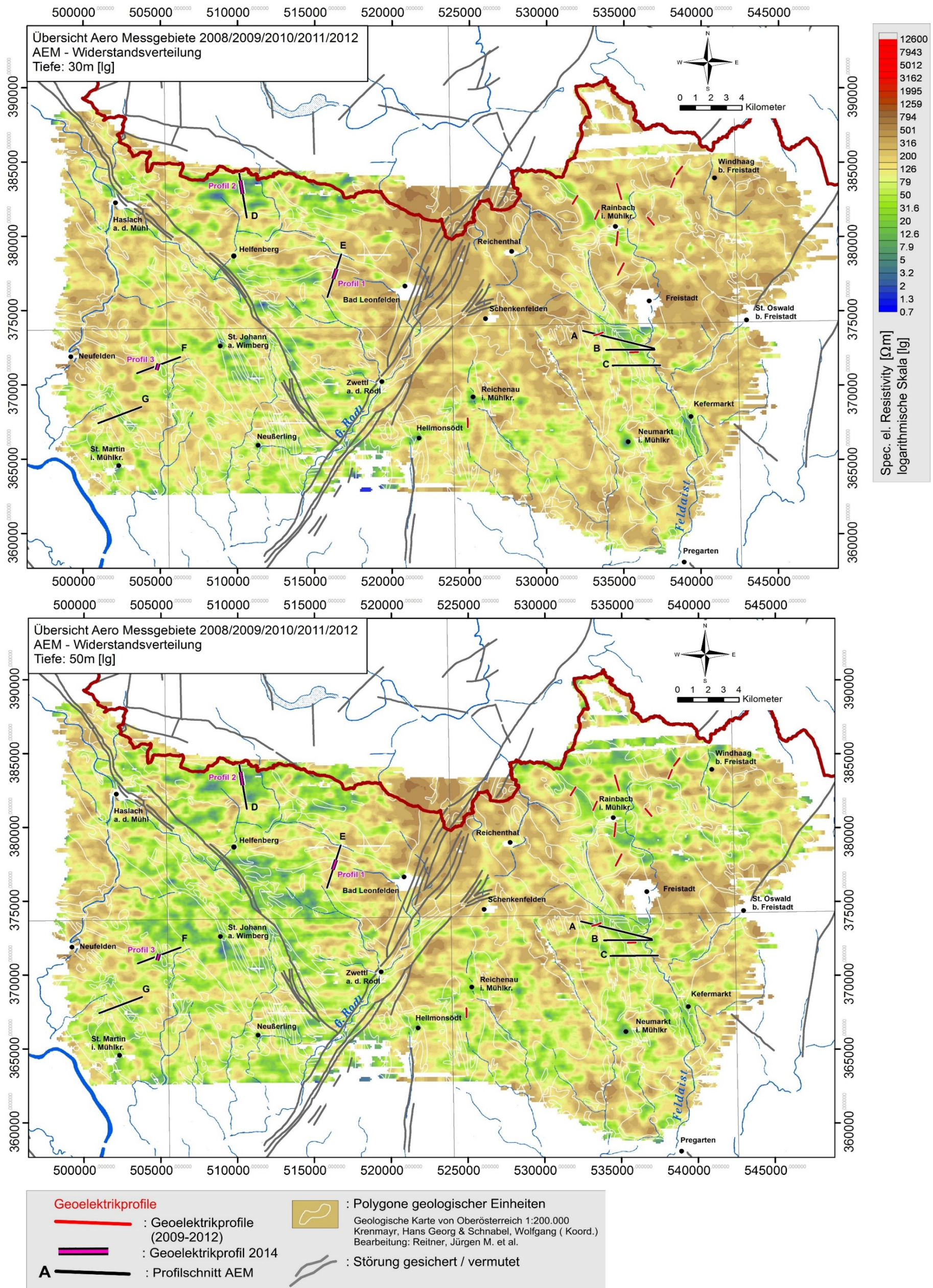


Abb. 8.3: Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund in den Tiefen von 30, und 50 Meter mit einer logarithmischen Einteilung der Widerstandswerte. Für die Inversion der Aero-Elektromagnetikdaten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

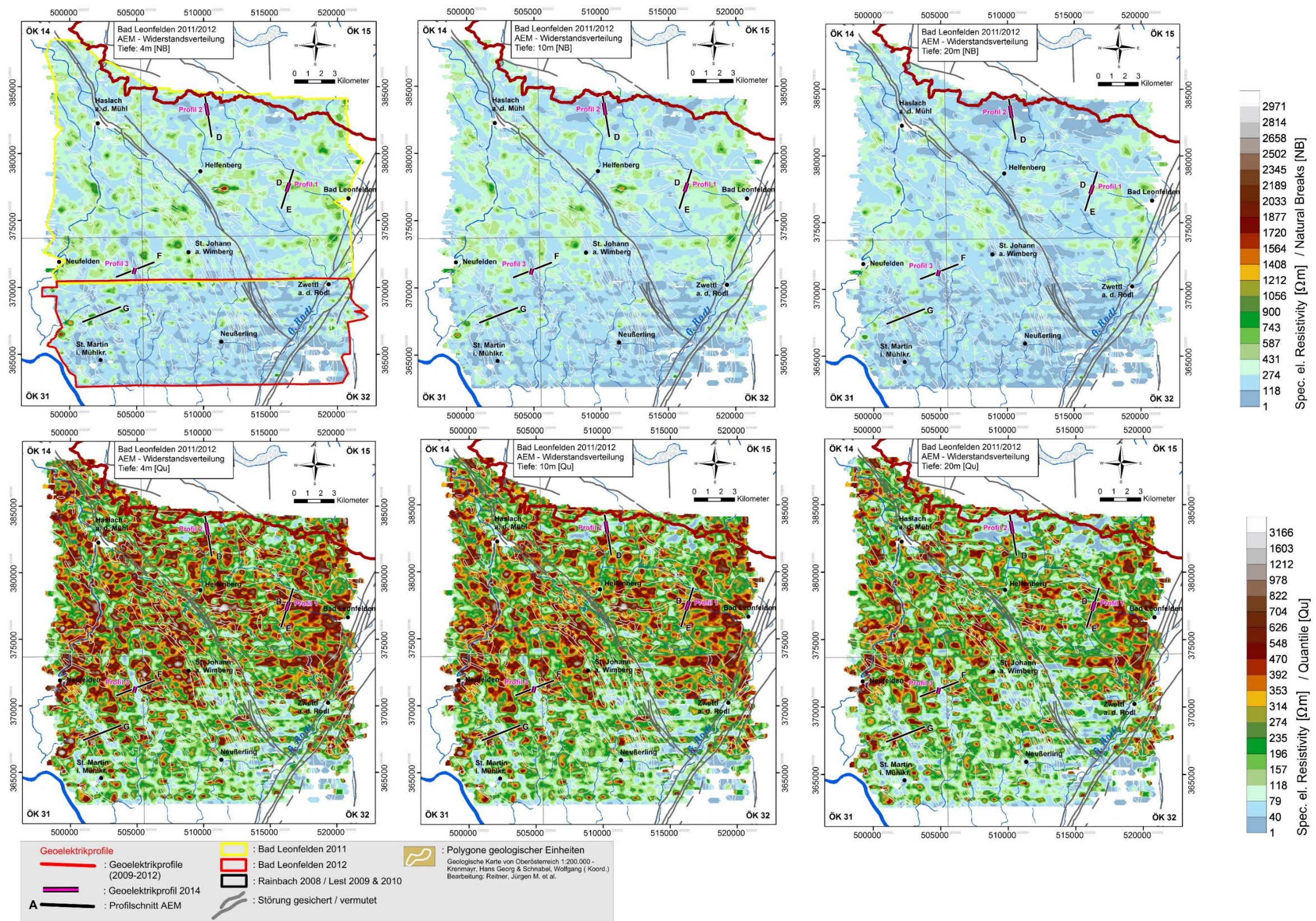


Abb. 8.4: Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund in den Tiefen von 4, 10 und 20 Metern. Die Widerstandsklassen werden jeweils nach der Methode Quantile [Q] und Natural Breaks [NB] eingeteilt. Für die Inversion der Aero-Elektromagnetikdaten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

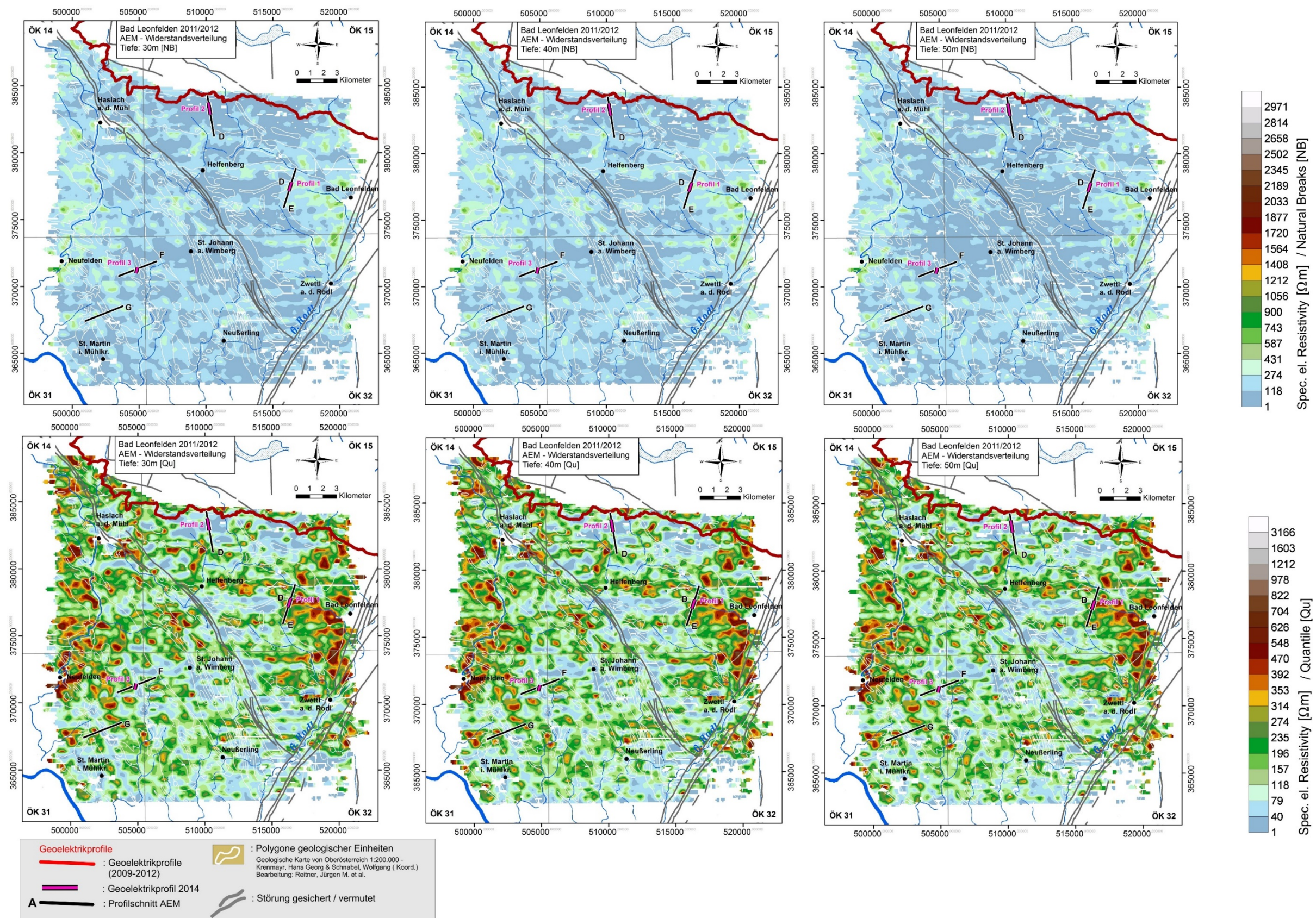


Abb. 8.5: Verteilung des elektrischen Widerstands im Untergrund in den Tiefen von 30, 40 und 50 Metern. Die Widerstandsklassen werden jeweils nach der Methode Quantile [Q] und Natural Breaks [NB] eingeteilt. Für die Inversion der Aero-Elektromagnetikdaten wurde das Inversionsprogramm EM1DFM (Version 1.0) verwendet.

8.3.2 AEM Widerstandsverteilung lithologischer Einheiten mit der Tiefe

Die Einzelergebnisse für den spezifischen elektrischen Widerstand bedeutender, raumgreifender lithologischer Einheiten mit der Tiefe wurden mittels GIS Abfrage mit den in der digitalen geologischen Karte von Oberösterreich 1: 200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) definierten lithologischen Einheiten erhoben.

Somit können den verschiedenen geologischen Einheiten gemittelte Median-Werte des spez. elektrischen Widerstandes mit der Tiefe zugeordnet werden.

Die Abfrage wurde einerseits nur für das Messgebiet Bad Leonfelden 2011 und 2012 (Abb. 8.6 und 8.7), andererseits (Abbildung 8.8 bis 8.10) großflächig für die zusammenhängenden Messgebiete Rainbach [2008], Lest [2009 und 2010] und Bad Leonfelden [2011 und 2012], durchgeführt. Damit kann für lithologische Einheiten, die in beiden Abfragegebieten vorkommen, die Plausibilität der Ergebnisse dargestellt werden.

Im Vergleich liegen die erhobenen Messwerte beider Untersuchungsgebiete in einem vergleichbaren Widerstandsbereich. Insgesamt scheinen die Messwerte für den spez. elektr. Widerstand für Bad Leonfelden 2011/2012 etwas niedriger als die gemittelte Median Messwerte für das Gesamtgebiet - Rainbach [2008], Lest [2009 und 2010], Bad Leonfelden [2011 und 2012] zu sein.

Die einzelnen lithologischen Einheiten sind in der Tabelle 8.1 für die Verteilung des spez. elektr. Widerstandes in den Tiefen 4, 10, 20, 30, 40 und 50 Metern aufgelistet.

In den Abbildungen 8.6 bis 8.10 sind die Ergebnisse der teufenbezogenen Widerstandsverteilung lithologischer Einheiten graphisch dargestellt.

Tiefe [m]	Metablastischer bis metatektischer Paragneis („Perlgneis“)		Mauthausener Granit, Feinkorngranite i. Allg.		Weinsberger Granit		Schlierengranit		Mylonitische Gesteine entlang von Störungszonen		Freistädter Granodiorit - Kernfazies
	R/L/BL	BL	R/L/BL	BL	R/L/BL	BL	R/L/BL	BL	R/L/BL	BL	R/L
4	314	289	341	330	347	282	322	278	286	282	434
10	289	266	315	303	323	257	303	257	253	248	411
20	239	218	264	251	277	210	265	217	197	190	355
30	164	144	185	172	205	141	208	154	128	121	251
40	164	145	186	173	206	142	209	156	129	122	252
50	118	99	131	124	152	103	164	114	98	92	150

Tab. 8.1: Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes [Ω m] aus der AEM für ausgewählte lithologische Einheiten mit der Tiefe. BL: Messgebiet Bad Leonfelden [2011/2012], R/L/BL: Messgebiete Rainbach [2008], Lest [2009, 2010] und Bad Leonfelden [2011/2012].

In den unten dargestellten Abbildungen wird die Verteilung des elektrischen Widerstandes bestimmter lithologischer Einheiten im Messgebiet Bad Leonfelden einerseits mit der Tiefe (Abb.8.6) und andererseits untereinander, in bestimmten Tiefen (Abb. 8.7), dargestellt.

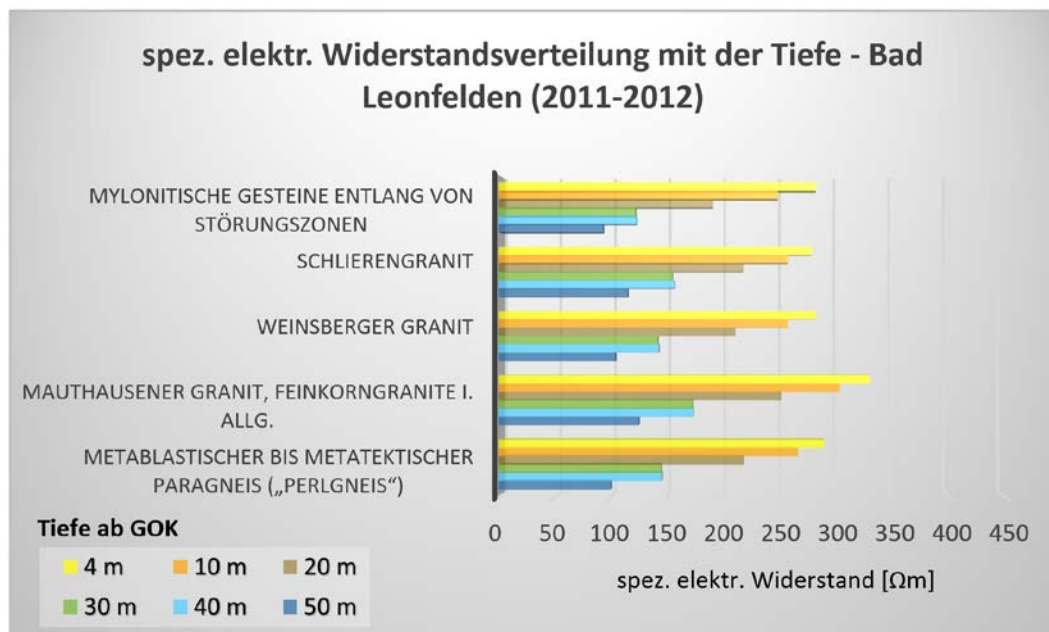


Abb. 8.6: Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes innerhalb einer lithologischer Einheiten mit der Tiefe.

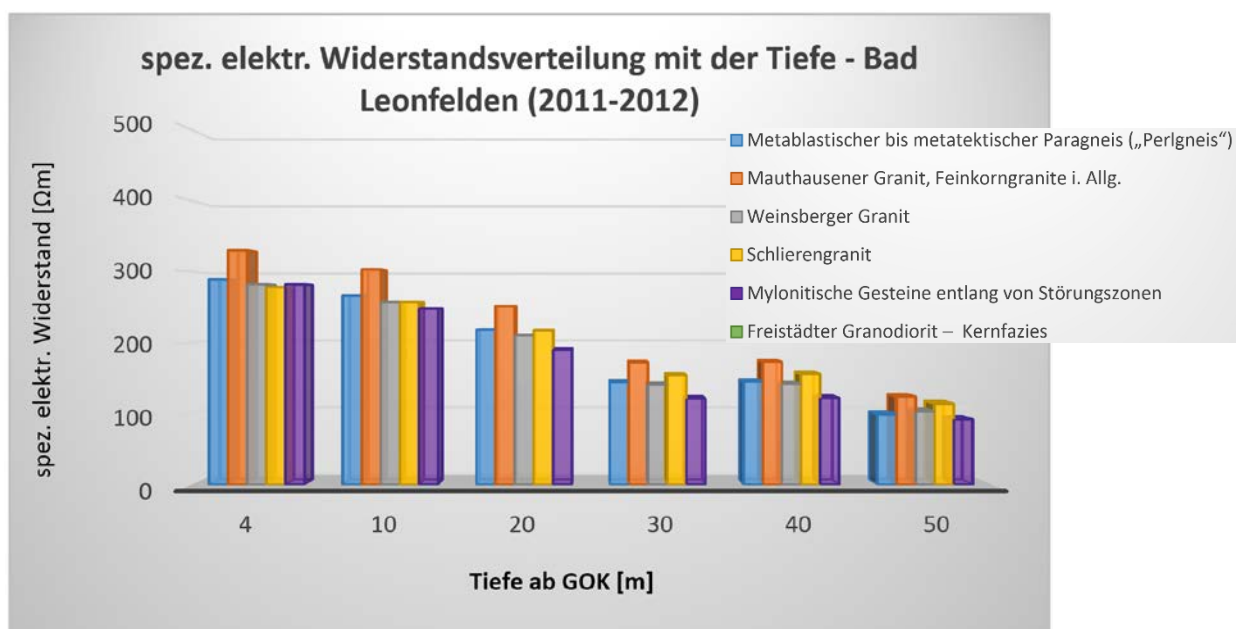


Abb. 8.7: Vergleich des spezifischen elektrischen Widerstandes unterschiedlicher lithologischer Einheiten jeweils in einer bestimmten Tiefe.

Die Abbildung 8.8 stellt die Verteilung des elektrischen Widerstandes bestimmter lithologischer Einheiten im gesamten Messgebiet Rainbach [2008] / Lest [2009/2010] und Bad Leonfelden [2011/2012] mit der Tiefe dar. Hingegen vergleicht Abbildung 8.9 den elektrischen Widerstand mehrerer lithologischer Einheiten in derselben Tiefe miteinander.

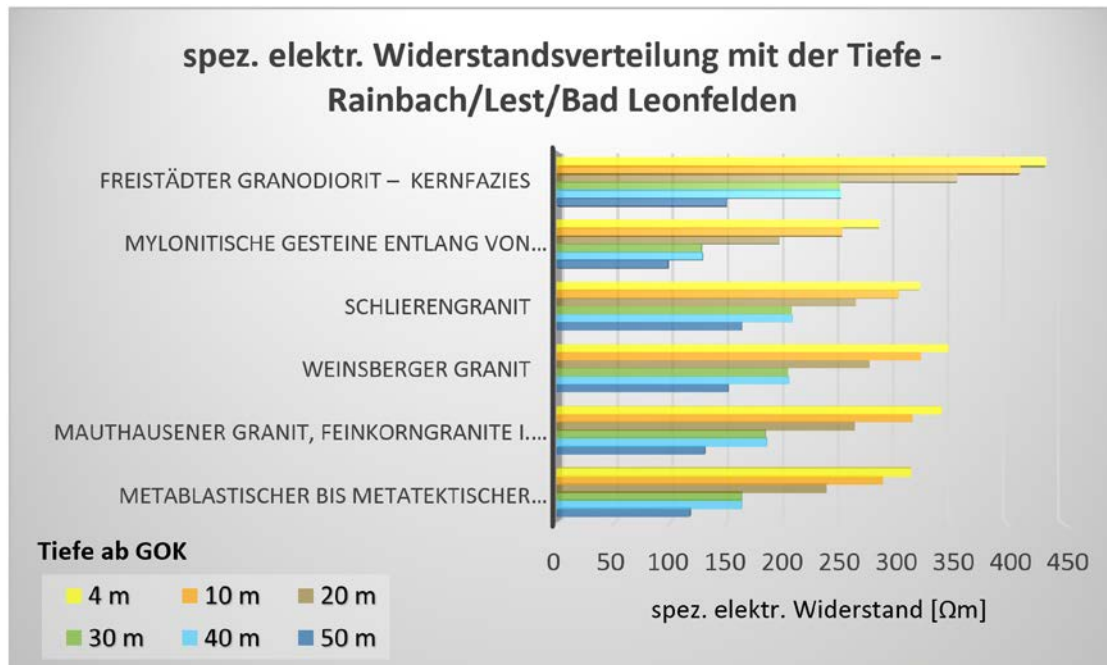


Abb. 8.8: Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes innerhalb einer lithologischer Einheiten mit der Tiefe.

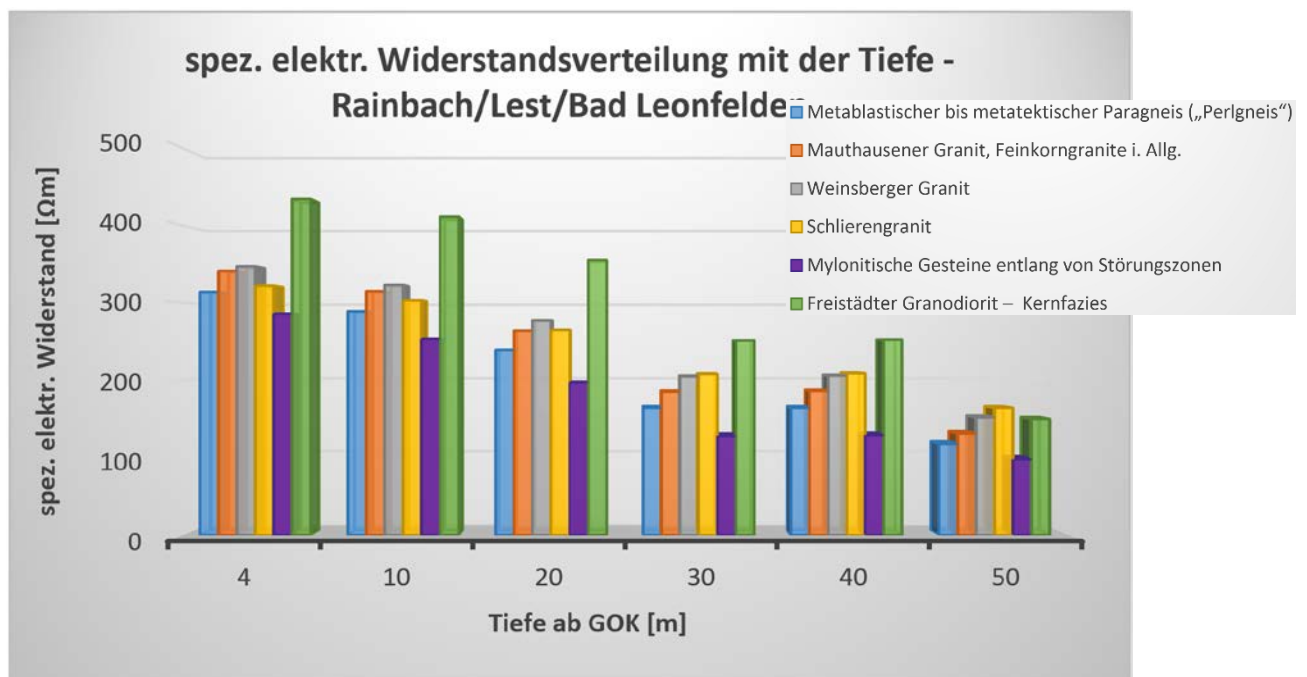


Abb. 8.9: Vergleich des spezifischen elektrischen Widerstandes unterschiedlicher lithologischer Einheiten jeweils in einer bestimmten Tiefe.

In der Abbildung 8.10 werden die Widerstandswerte derselben lithologischen Einheiten jeweils in einer bestimmten Tiefe in den benachbarten Messgebieten a) Rainbach [2008], Lest [2009/2010] und Bad Leonfelden [2011/2012] und b) Bad Leonfelden [2011/2012] miteinander verglichen.

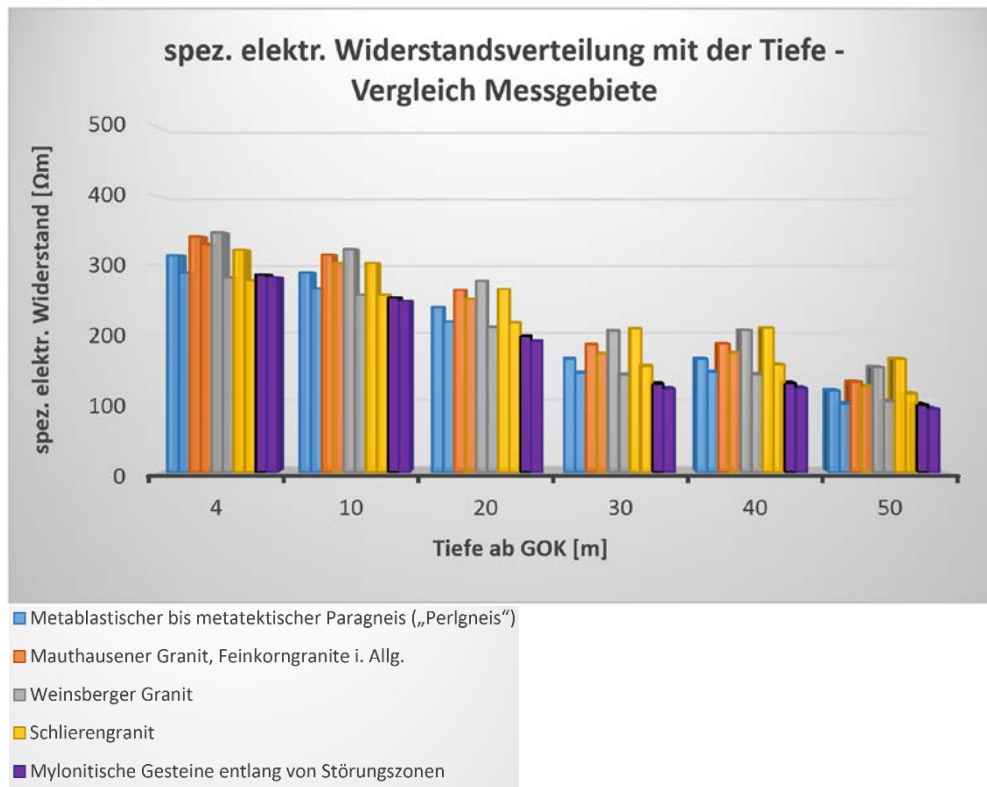


Abb. 8.10: Vergleich des spezifischen elektrischen Widerstandes derselben lithologischen Einheiten, jeweils in einer bestimmten Tiefe, in den unterschiedlichen Messgebieten a) Rainbach [2008], Lest [2009/2010] und Bad Leonfelden [2011/2012] und b) Bad Leonfelden [2011/2012]. Gleiche Farben bezeichnen jeweils dieselbe lithologische Einheit, wobei die erste Säule („links“) das Messgebiet a), die zweite Säule („rechts“) das Messgebiet b) beschreibt. Der Freistädter Granodiorit – Kernfazies (siehe Abb.8.9) kommt im Messgebiet b nicht vor, deshalb fehlt hier der Vergleich.

Im Vergleich liegen die erhobenen Messwerte sowohl in beiden Untersuchungsgebieten als auch im Vergleich der unterschiedlichen lithologischen Einheiten miteinander in einem ähnlichen Widerstandsbereich. Insgesamt scheinen die Messwerte für den spez. elektr. Widerstand für Bad Leonfelden 2011/2012 etwas niedriger als die gemittelte Median Messwerte für das Gesamtgebiet Rainbach [2008], Lest [2009 und 2010], Bad Leonfelden [2011 und 2012] zu sein. Generell zeigt sich, dass der spez. elektr. Widerstand aller ausgewählten lithologischen Einheiten gegen die Tiefe hin abnimmt. Der Freistädter Granodiorit weist den höchsten, Mylonitische Gesteine entlang von Störungszonen den geringsten spez. elektr. Widerstand auf.

8.3.3 AEM Detailgebiete

Die Detailverifikation wurde anhand von 3 Gebieten vorgenommen (Abb. 8.12, Abb. 8.13 bis 8.16). In diesen Gebieten wurden, basierend auf der AEM-Auswertung in 20 Meter Tiefe, bodengeoelektrische Messkampagnen (Abb. 8.12, Abb.8.17 und 8.18) im Bereich von Widerstandsanomalien durchgeführt und für die Detailverifikation verwendet.

In diesen Detailgebieten erfolgte die Darstellung der Widerstandsverteilung aus der AEM entlang der AEM Profile D, E, F und G. Diese Vertikalschnitte zeigen eine entsprechende Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe. Für die geologische Interpretation wurde die digitale geologische Karte von Oberösterreich 1: 200.000 (KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006) herangezogen (Abb. 8.1).

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. 8.12):

- Gebiet 1 / Bad Leonfelden
- Gebiet 2 / Helfenberg
- Gebiet 3 / Neufelden

In den jeweiligen Teilgebieten werden die vorhandenen geoelektrischen Profile mit den Inversionsergebnissen der AEM verglichen und geologisch/lithologisch interpretiert.

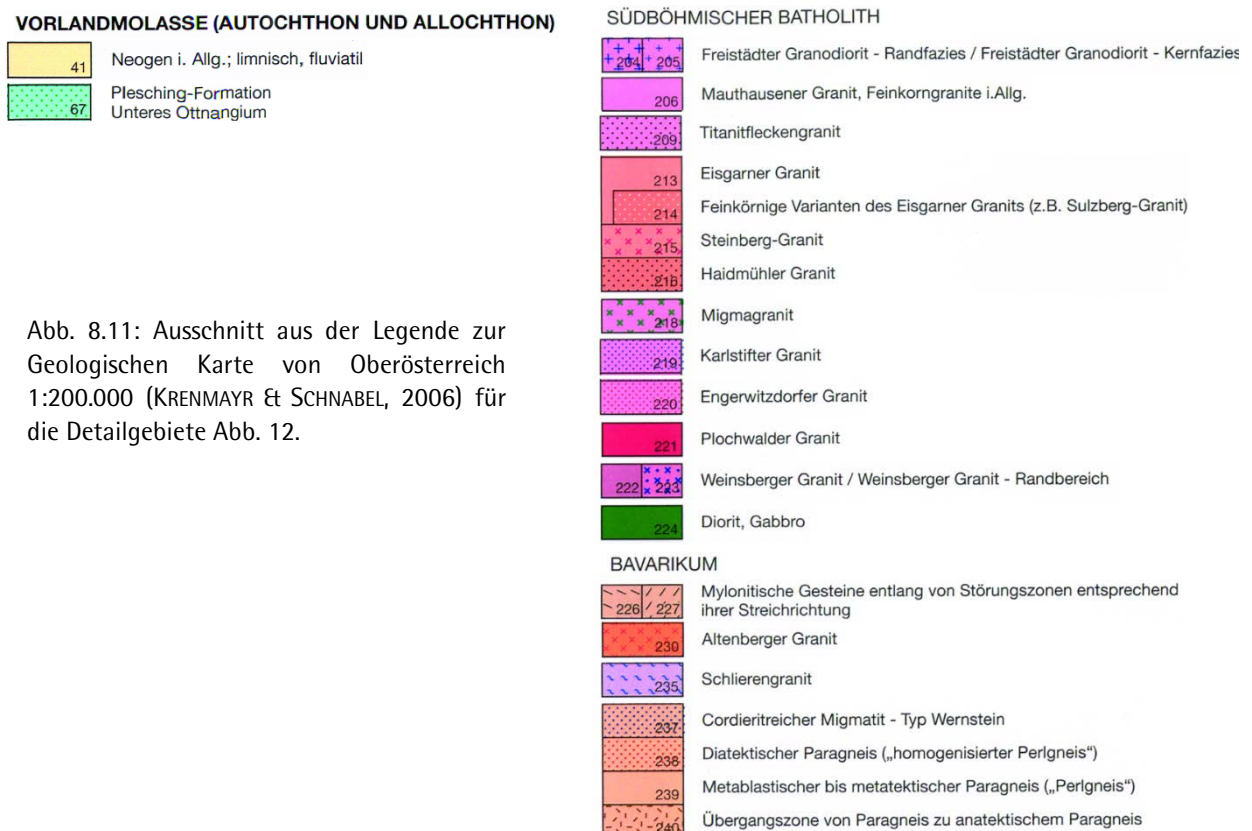


Abb. 8.11: Ausschnitt aus der Legende zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006) für die Detailgebiete Abb. 12.

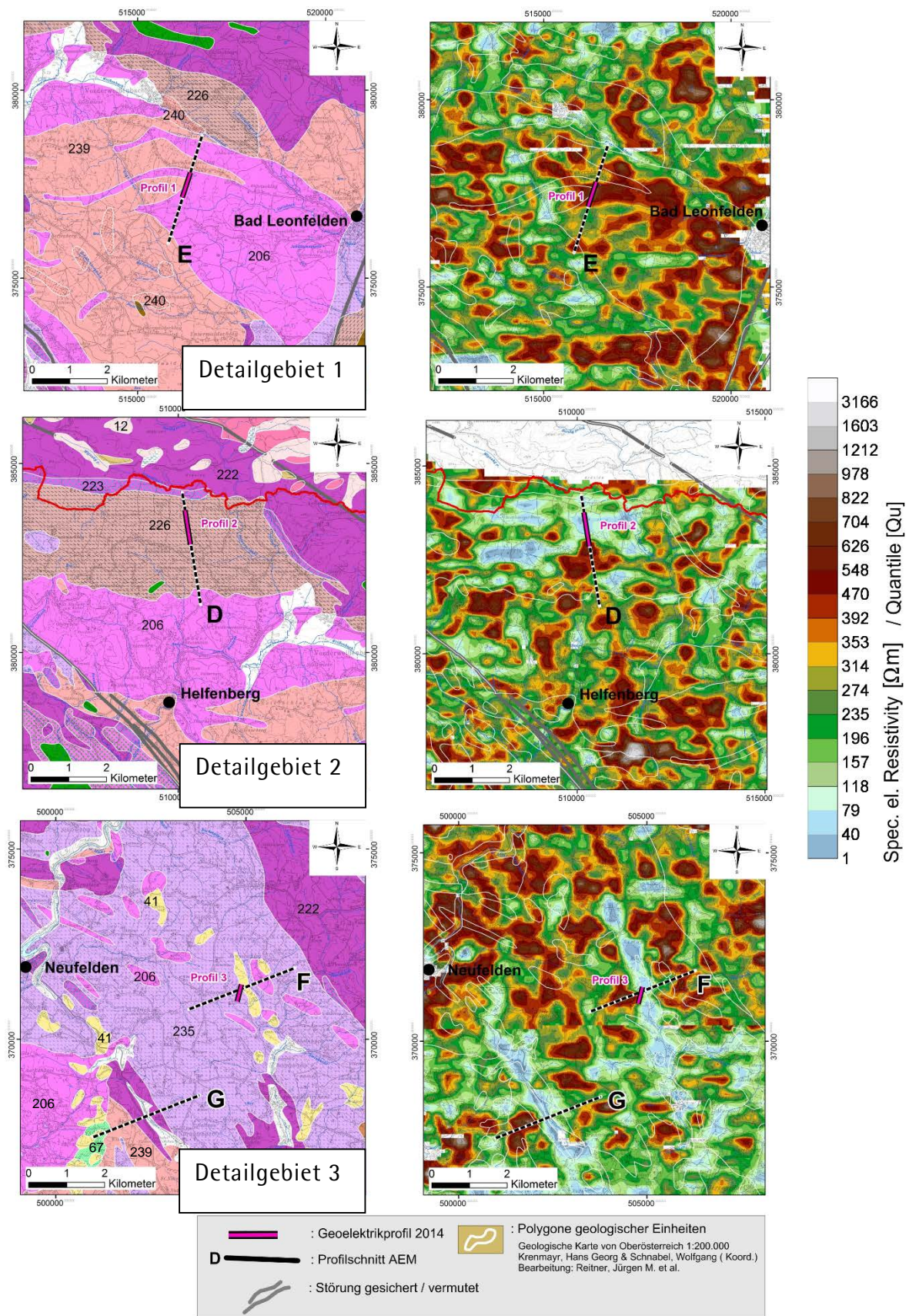


Abb. 8.12: Lage der Detailgebiete 1-3. Dargestellt sind die geologischen Verhältnisse (Geologische Karte von Oberösterreich 1: 200.00 - KRENMAYR & SCHNABEL, 2006), der elektrische Widerstand aus der AEM in 20 Meter Tiefe (parallel zur Erdoberfläche) und die Lage der Geoelektrikprofile (Profil 1, 2 und 3) sowie die AEM Profilschnitte (D, E, F, G) aus der AEM. Legende Geologie siehe Abb. 8.11.

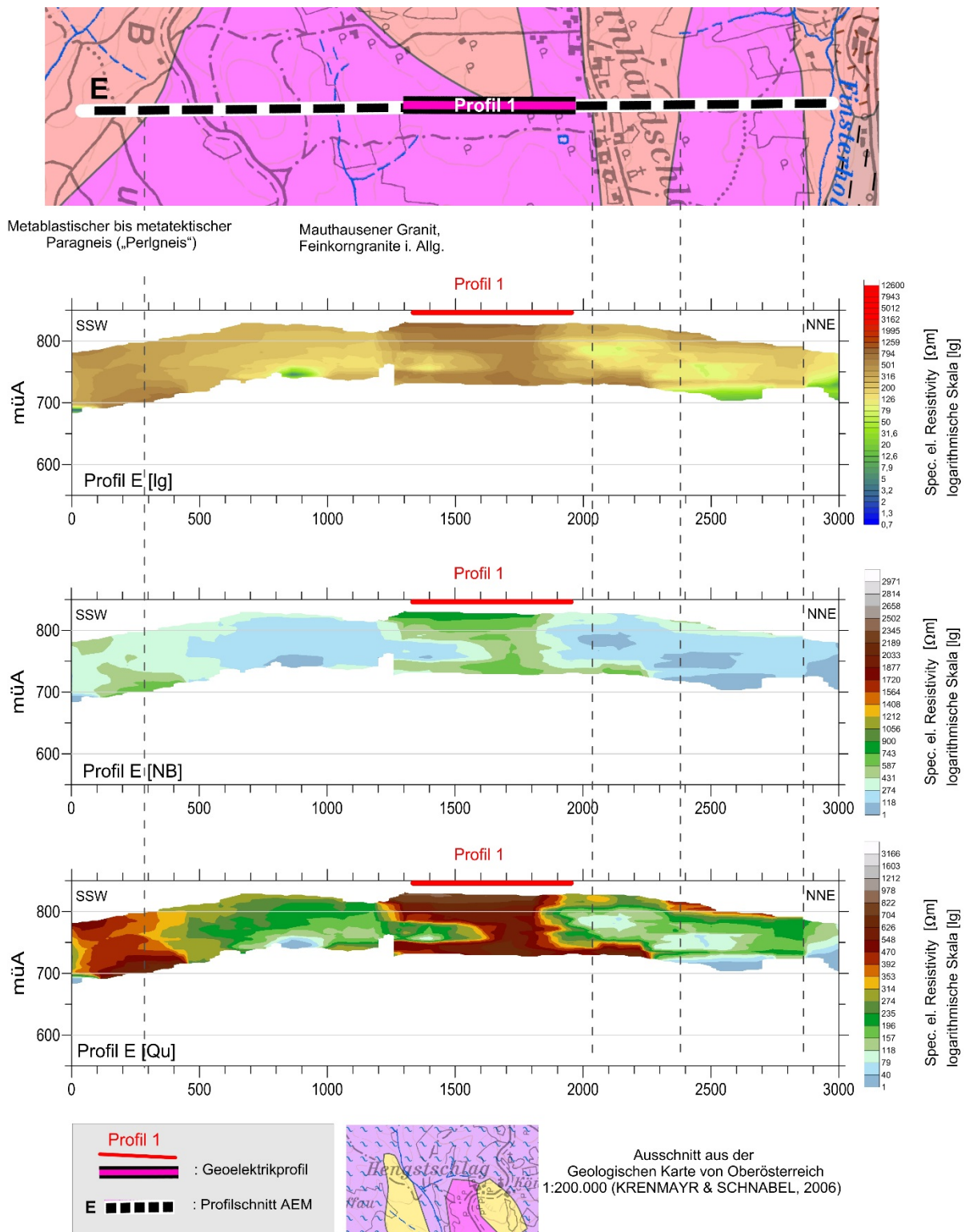


Abb. 8.13: Detailgebiet 1, Profilschnitt E: Gegenüberstellung und Interpretation von Geologie (Geologische Karte von Oberösterreich 1: 200.00 – KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt) dargestellt mit drei unterschiedlichen Widerstandsklassen. Legende Geologie siehe Abb. 8.11.

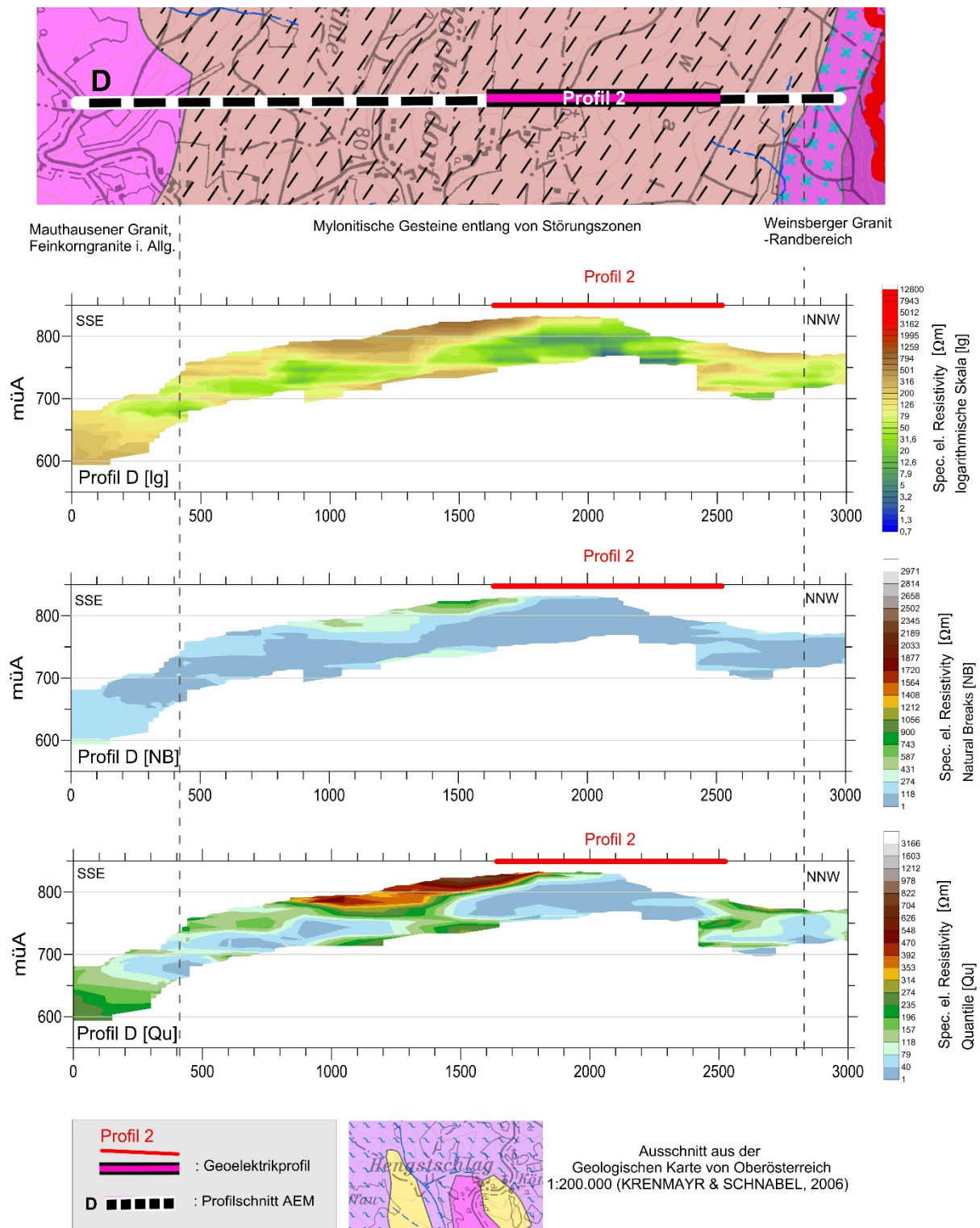


Abb. 8.14: Detailgebiet 2, Profilschnitt D: Gegenüberstellung und Interpretation von Geologie (Geologische Karte von Oberösterreich 1: 200.00 - KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt) dargestellt mit drei unterschiedlichen Widerstandsklassen. Legende Geologie siehe Abb. 8.11.

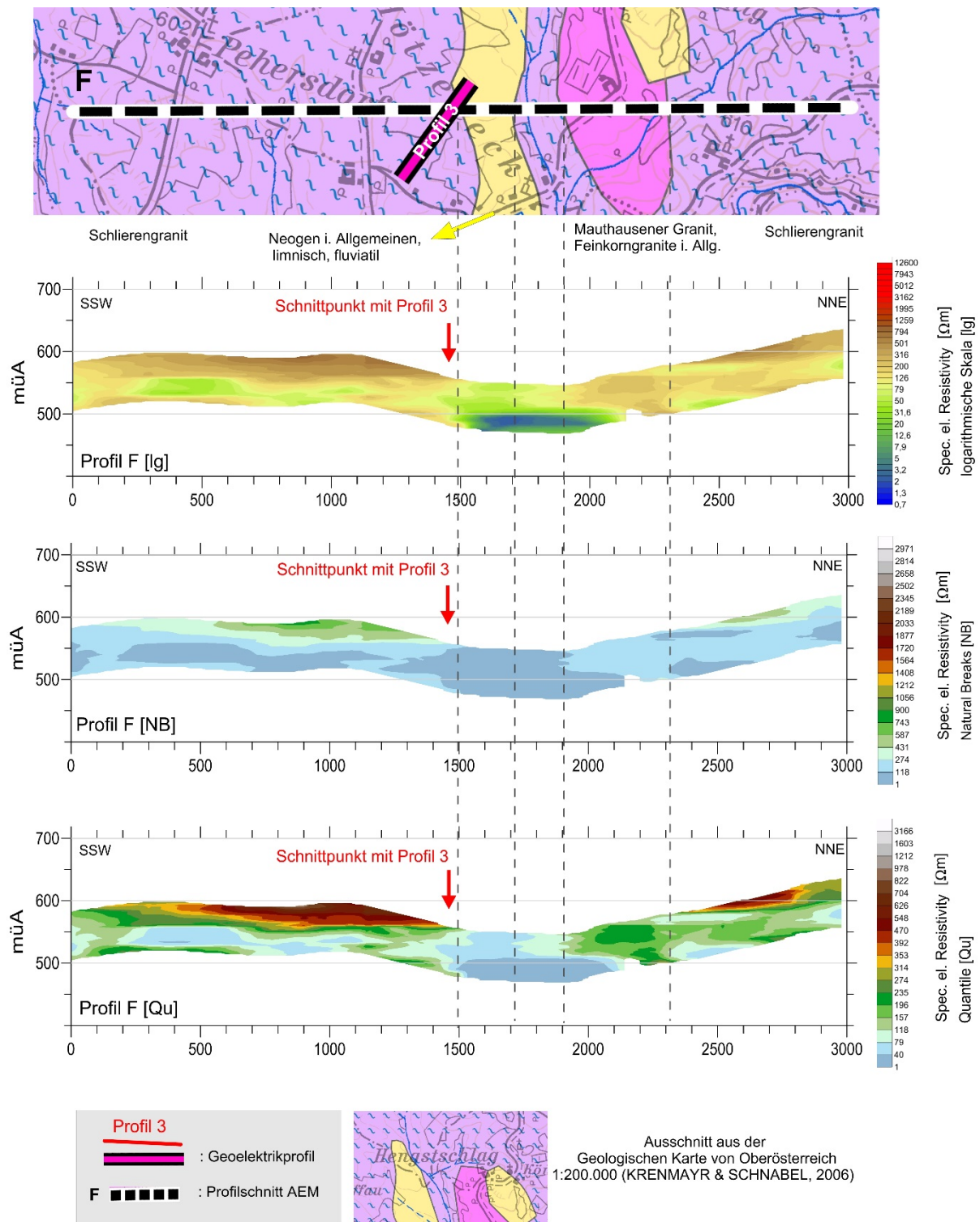


Abb. 8.15: Detailgebiet 3, Profilschnitt F: Gegenüberstellung und Interpretation von Geologie (Geologische Karte von Oberösterreich 1: 200.00 - KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt) dargestellt mit drei unterschiedlichen Widerstandsklassen. Legende Geologie siehe Abb. 8.11.

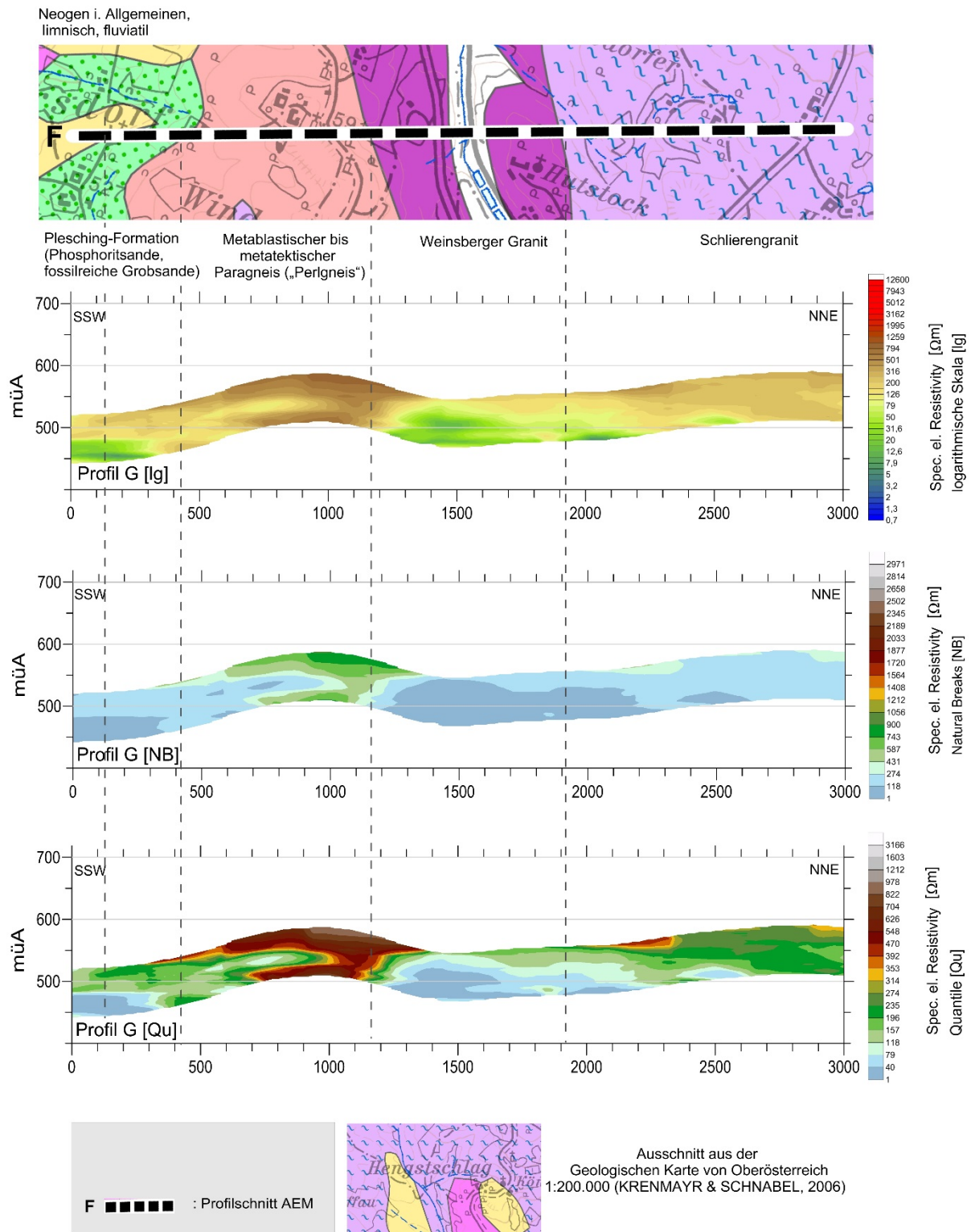


Abb. 8.16: Detailgebiet 3, Profilschnitt G: Gegenüberstellung und Interpretation von Geologie (Geologische Karte von Oberösterreich 1: 200.00 - KRENMAYER & SCHNABEL, 2006) und Inversionsergebnis AEM-Modell (Profilschnitt) dargestellt mit drei unterschiedlichen Widerstandsklassen.

Geoelektrik

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

Die Abbildung 8.17 zeigt die Lage dieser Untersuchungsgebiete und die genaue Position der Geoelektrikprofile Bad Leonfelden / Profil 1, Helfenberg / Profil 2 und Neufelden / Profil 3. Die Details zu den nachfolgenden Profilen sind in der Tabelle 8.2 angegeben. Das Innversionsergebnis der geoelektrischen Vermessung ist in der Abbildung 8.18 zu sehen.

Profilbezeichnung	Länge [m]	Elektrodenabstand [m]	Konfiguration	Bemerkung
Profil 1	690	7,5	gradient	S-N
Profil 2	920	10	gradient	S-N
Profil 3	460	5	gradient	S-N

Tab. 8.2: Spezifikation der DC-Profile, Messgebiet Bad Leonfelden, Helfenberg und Neufelden.

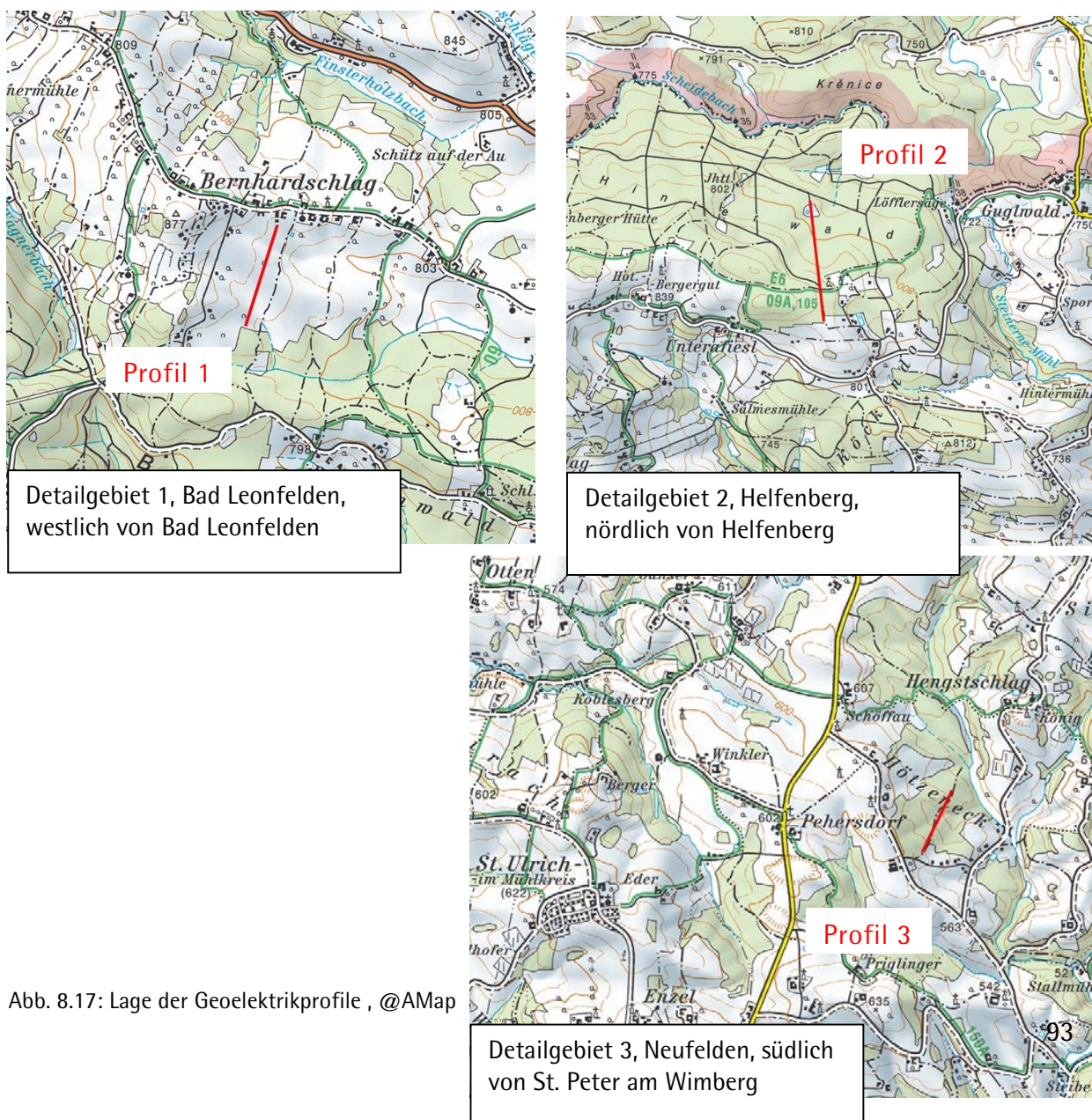


Abb. 8.17: Lage der Geoelektrikprofile , @AMap

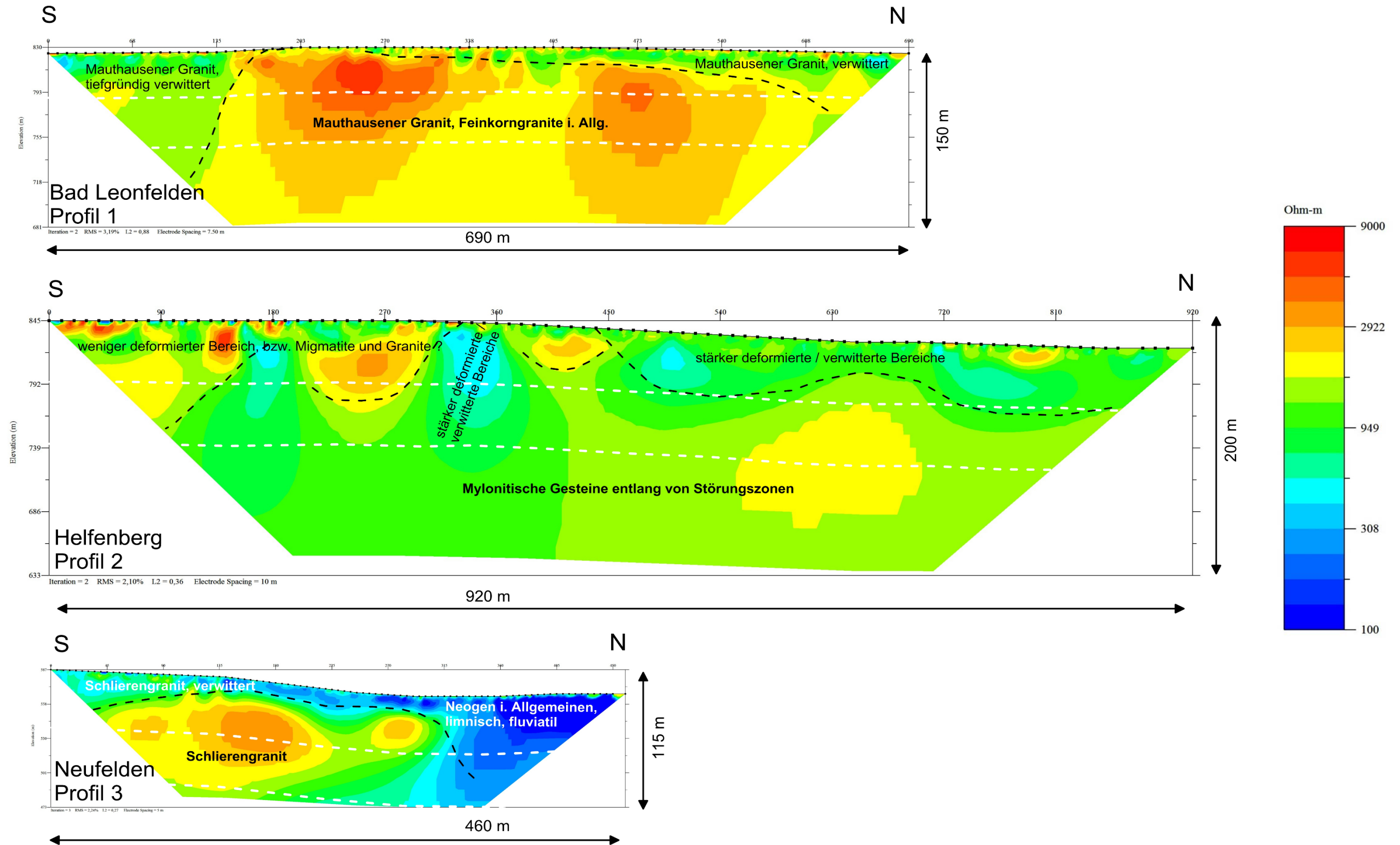


Abb. 8.18: Inversionsergebnis der Geoelektrikprofile Bad Leonfelden / Profil 1, Helfenberg / Profil 2 und Neufelden / Profil 3 mit dem Versuch einer geologischen Interpretation. Die weiß strichlierten Linien stellen die Eindringtiefen der AEM Inversion bei parallelen Schnitten zur Erdoberfläche (Abb. 8.4) und vertikalen (Abb. 8.5) Schnitten dar.

Detailgebiet 1 / Bad Leonfelden

Der AEM (Aeroelektromagnetik) Profilschnitt E im Detailgebiet 1 (Abb. 8.12) liegt im Grenzbereich von Mauthausener Granit zum metablastischen bis metatektischen Paragneis („Perlgneis“). Bei diesem handelt es sich lithologisch um einen monotonen, biotitreichen, fein- bis mittelkörnigen Paragneis bis Migmatit der oft Cordierit führend ist und z.T. noch Paragneis-Relikte eingeschlossen hat. In diesen Paragneis ist der fein- bis mittelkörnige Mauthausener Granit intrudiert.

In der AEM Inversionsauswertung zeigt sowohl der Mauthausener Granit als auch der Paragneis (Perlgneis) eine lateral deutlich heterogene Widerstandsverteilung (Abb. 8.12), kleinräumig lösen hochohmige Widerstandsbereiche niederohmige ab, wobei hier der höherohmige Widerstandskörper eher dem Mauthausener Granit zu entsprechen scheint. Diese heterogene Verteilung des spez. elektrischen Widerstandes bildet sich auch im Vertikalschnitt E aus der AEM (Abb. 8.13) ab. In diesem Detailausschnitt, wo Mauthausener Granit und Paragneis zwischen Profilmeter 1500 und 1900 aneinandergrenzen, hat es aber den Anschein, als ob hier der Paragneis gegenüber dem Mauthausener Granit durch höhere Widerstandswerte gekennzeichnet ist.

Deshalb wurde eine kleinräumige, hochohmige (500–600 Ωm) Widerstands-anomalie aus der AEM herausgegriffen (Abb. 8.12) und mit einer detaillierten bodengeoelektrischen Messung überprüft. In der Abbildung 8.12 ist die Widerstandsverteilung aus der AEM, parallel zur Erdoberfläche, in einer Tiefe von 20 Meter dargestellt.

Das Geoelektrikprofil Profil 1 (Abb. 8.12 und 8.13) wurde dabei so situiert, dass das Messprofil den zentralen Teil der hochohmigen Widerstands-anomalie aus der AEM (Vertikalschnitt E) erfasst.

Deutlich erstreckt sich im Inversionsergebnis des Geoelektrikprofils Profil 1 (Abb. 8.18), zwischen Profilmeter 150 und 600, ein hochohmiger ($> 3000 \Omega\text{m}$) Abschnitt des Mauthausener Granits (rot-gelbe Farbe), der bis zur ET von 200 m reicht. Die niederohmigeren ($\sim 1000 \Omega\text{m}$) Bereiche im Hangenden (grüner Farbton) werden als verwitterter Mauthausener Granit angesprochen, der zwischen Profilmeter 300 und 690 gegen Norden eine Mächtigkeit von etwa 30 Meter erreicht. Zwischen Profilmeter 0 und 150 scheint der Mauthausener Granit tiefgründiger verwittert zu sein.

Diese Widerstandscharakteristik aus dem Inversionsergebnis der Geoelektrik bestätigt einerseits die höherohmige Widerstands-anomalie aus der Aeroelektromagnetik. Andererseits spricht die niederohmigere Struktur am Profilanfang und gegen das Profilende, sowohl in der AEM- als auch in der Geoelektrik-Inversion, für einen intensiver verwitterten Mauthausener Granit.

Detailgebiet 2 / Helfenberg

Der AEM (Aeroelektromagnetik) Profilschnitt D im Detailgebiet 2 (Abb. 8.12) liegt zur Gänze in den Mylonitischen Gesteinen entlang von Störungszonen. Dabei handelt es sich um eine breite Zone mit mylonitischem Paragneis-Migmatit sowie untergeordnet Paragneis, Schlierengranit und Weinsberger Granit (FUCHS & THIELE, 1968).

Im Süden wird der AEM Vertikalschnitt D von den fein- bis mittelkörnigen Magmen des Mauthausener Granits abgelöst, im Norden schließt über einen schmalen Randsaum der grob- bis riesenkörnige Weinsberger Granit an. Für diesen sind bis zu 10 cm große idiomorphe, dicktafelige Kalifeldspäte mit einer typisch grobporphyrische Textur mit ausnahmsweise bis zu 18 cm großen Einsprenglingen charakteristisch.

Die AEM Inversionsauswertung (Abb. 8.12 und 8.14) zeigt in diesem Bereich, für diese mylonitischen Gesteine eine, auch generell zu erwartende, niedrigohmigere ($< 100 \Omega m$) Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes. Jedoch ist im Hangenden des Profilschnitts D, zwischen Profilmeter 800 und 1800, ein hochohmiger ($500\text{--}600 \Omega m$), bis zu 50 Meter mächtiger, Widerstandskörper eingelagert.

Mit einer bodengeoelektrischen Messung wurde im Übergangsbereich dieser unterschiedlichen Widerstandskörper diese Widerstands anomalie mit einer feineren Auflösung detailliert erfasst.

Auf den ersten Blick scheint das Inversionsergebnis des Geoelektrikprofils Profil 2 (Abb. 8.18) durch eine lateral und vertikal heterogene Widerstandsverteilung gekennzeichnet zu sein. Dominierend sind elektrische Widerstände die von 500 bis $2500 \Omega m$ reichen (grüner Farbton). Dazwischen finden sich kleinräumig begrenzte Areale mit deutlich höheren ($3000 - 6000 \Omega m$) elektrischen Widerständen (rot-gelbe Farbe).

Betrachtet man nun den linken (südlichen) Teil des Geoelektrikprofils, so kann man im Hangenden, bis zu einer Tiefe von 50 Meter, eine Dominanz von höherohmigen Widerstandskörpern erkennen. Diese stimmt mit der höherohmigen Struktur der AEM Widerstandsverteilung im Profilschnitt D (Abb. 8.14), zwischen Profilmeter 1600 und 1900, überein. Hingegen dominieren im Nordteil des Geoelektrikprofils, vergleichbar mit dem AEM Profilschnitt, niedrige elektrische Widerstände.

Diese zu erwartende Widerstandscharakteristik aus der AEM Inversionsauswertung und das Inversionsergebnis aus der Geoelektrik beschreiben in nachvollziehbarer Weise die lithologische Ausbildung der Mylonitischen Gesteine entlang von Störungszonen (Wechselagerung von lithologisch höchst variablen syenitischen Gesteinen und Amphibolitlinsen (CHRISTINAS, 1982) die stets mylonitisch oder blastomylonitisch überprägt sind).

Detailgebiet 3 / Neufelden

Das Hauptaugenmerk der Untersuchungen im Bereich der AEM (Aeroelektromagnetik) Vertikalschnitte F und G (Abb. 8.12) konzentriert sich auf die NW-SO streichenden, niederohmigen Strukturen aus der AEM Widerstandsverteilung. Diese sind bis in große Tiefen, dargestellt in parallelen Schnitten zur Erdoberfläche, nachweisbar.

Der AEM-Vertikalschnitt F liegt größtenteils im Schlierengranit. Dabei handelt es sich um einen grobkörnigen Granit bis Granodiorit, mit schlieriger-unruhiger Textur, mit oft rötlichen Großkalifeldspäten und mit z. T. dioritischen Schollen, der in diesem Bereich mit den fein- bis mittelkörnigen Magmen des Mauthausener Granits vergesellschaftet ist. Zentral wird das AEM Vertikalprofil F von limnisch, fluviatilen Sedimenten aus dem Neogen durchschnitten. Dabei handelt es sich in der Mehrzahl um Schotter- und Sandvorkommen auf dem Moldanubikum zwischen Mühl und Rodl und im Raum Neukirchen am Walde.

Der AEM-Vertikalschnitt G liegt mit der NE Hälfte (Profilmeter 1900 bis 3000) ebenfalls im Schlierengranit, erstreckt sich gegen SW, über eine 700 m breite Zone von Weinsberger Granit, bedeckt mit quartären Ablagerungen (Flussablagerungen und Wildbachschutt), in den monotonen, biotitreichen, fein- bis mittelkörnigen "Perlgneis" (Paragneis) und endet in den fossilreiche Gobsanden der Plesching-Formation (Abb. 8.12).

Entlang des AEM Vertikalprofils F wurde die niederohmige, NW-SO streichenden Widerstandsstruktur, im Übergangsbereich zum hangenden, höherohmigen Widerstandskörper im SW (Abb. 8.15), mit dem Geoelektrikprofil Profil 3, mit einer hohen Auflösung, detailliert untersucht (Abb. 8.12).

Auch im Inversionsergebnis des Geoelektrikprofils Profil 3 (Abb. 8.18) ist in diesem Bereich ein niederohmiger ($< 200 \Omega m$) Widerstandskörper vorhanden. Dieser erstreckt sich von Profilmeter 320 bis 460 und weist eine Mächtigkeit von wenigen 10er Metern auf. Elektrische Widerstände von 100 bis $200 \Omega m$ können gröberklastischen (Sand, Schotter) Sedimenten entsprechen, daher wird diese Widerstandsstruktur den limnisch, fluviatilen Sedimenten des Neogens zugeordnet. Für die genaue Festlegung der lateralen und vertikalen Ausdehnung dieser niederohmigen Struktur bedarf es weiterer Profile mit größeren Eindringtiefen.

Dieser niedrigohmige Bereich ($< 200 \Omega m$) im Geoelektrikprofil 3 lässt sich im Hangenden weiter nach Süden verfolgen. Die Mächtigkeit dieser Bedeckung liegt bei durchschnittlich 10 bis 15 Meter. Es ist davon auszugehen, dass sich gegen Süden die limnisch, fluviatilen Sedimenten des Neogens mit einem oberflächlich verwitterten Schlierengranit verzahnen und schlussendlich als Verwitterungsschwarte anzusprechen sind. Die elektrischen Widerstände von 1500 bis $4500 \Omega m$ im Liegenden davon, zwischen Profilanfang und Profilmeter 320, entsprechen dem Widerstandsspektrum des Schlierengranits.

Resümierend ist festzustellen, dass sowohl in der Inversionsauswertung der Bodengeoelektrik (Profil 3, Abb.8.18), als auch im AEM-Inversionsergebnis (Aeroelektromagnetik), Abb. 8.15, der Verlauf der limnisch, fluviatilen Sedimenten des Neogens deutlich erfasst werden konnte. Die höherohmige Anomalie des Schlierengranits aus der AEM (im Überdeckungsbereich des

Geoelektrikprofils Profil 3) spiegelt sich auch im Inversionsergebnis der Geoelektrik wider, allerdings ist die Tiefenerstreckung beider Inversionsergebnisse (Bodengeoelektrik, AEM) zu beachten. Die hangendste, niedrigohmige und geringmächtige Verwitterungsschwarte wird mit dem verwendeten Inversionsmodell in der AEM nicht erfasst.

Parallel zu der NW-SO streichenden, niederohmigen Struktur im Bereich des Vertikalschnittes F ist auch im Bereich des AEM Vertikalschnittes G eine vergleichbare, niederohmige Struktur mit einer Länge von zumindest 4 Kilometer vorhanden.

Interessant ist, dass in diesem Fall, laut Geologischer Karte von Oberösterreich (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006), dieselbe niederohmige Widerstandsstruktur an den Intrusionskörper des Weinsberger Granits gebunden ist. Nachdem sich diese niederohmige Struktur bis in größere Tiefen erstreckt, wird diese Anomalie eher nicht durch die quartären Flussablagerungen (Kies, Sand, Schluff und Auelehm) hervorgerufen. Demnach müsste ein tiefgründig verwitterter Weinsberger Granit in Frage kommen, oder es ist anzudenken, ob noch Reste limnisch, fluvialer Sedimenten aus dem Neogen vorliegen.

Ohne hier auf die Inversionsergebnisse aus der Geoelektrik zurückgreifen zu können, ist die Widerstandscharakteristik der übrigen lithologischen Einheiten (Schlierengranit / "Perlgneis") des AEM Vertikalschnittes G mit denselben lithologischen Einheiten aus den Inversionsergebnisse der AEM Vertikalschnitte E und G vergleichbar. Der fein- bis mittelkörnige "Perlgneis" (Paragneis) tendiert zu höherohmigen Widerstandsstrukturen (Abb. 8.13 und 8.16), der Schlierengranit zu einer „geschichteten“ Struktur mit höheren Widerständen im Hangenden (Abb. 8.15 und 8.16).

9 Auswertung der Gammaspektrometrie

Mittels der Gammastrahlenspektrometrie werden die Gehalte der Elemente Kalium, Uran und Thorium anhand des Zerfalls ihrer radioaktiven Isotope ermittelt. Gammaquanten haben für das jeweilige Nuklid charakteristische Energien, die in unterschiedlichen Kanälen des Messgeräts registriert werden. Die Messergebnisse, die in Form von Zählraten vorliegen, werden entsprechend den von der IAEA vorgeschlagenen Formeln in Elementgehalte umgerechnet: K aus dem Zerfall von ^{40}K in % K, die Äquivalentwerte eUran aus dem Zerfall von ^{214}Bi (in ppm U) und eThorium aus dem Zerfall von ^{208}Tl (in ppm Th). Der Zerfall von ^{214}Bi und ^{208}Tl setzt relativ viel Energie frei und ist daher messtechnisch relativ leicht zu erfassen, aus dem Zerfall der Tochterisotope wird dann auf die jeweiligen Mutterisotope U und Th zurückgerechnet. Aus den drei Werten K, eU und eTh wird die Dosisleistung berechnet. Routinemäßig wird weiters der Gehalt an ^{137}Cs ermittelt.

Die Mess- und Auswertemethodik ist näher 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. 9.9), als Karten der binären Verteilungen Kalium-Uran, Kalium-Thorium und Uran-Thorium (Abb. 9.10, 9.11 und 9.12) und als Karte der aus den Einzelwerten der Elemente errechneten Dosisleistung (Abb. 9.13) dargestellt sowie weiters in Form von Tabellen (Tab. 9.5 und 9.6) und Diagrammen (Abb. 9.5, 9.6, und 9.7).

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 Messung 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 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 im 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. Eine alternative Erklärung könnte sein, dass Regenwasser, wenn es in das trockene Erdreich einsickert, zu einem Austreiben der an Radon angereicherten Bodenluft führt. Dies bewirkt eine Erhöhung der Messwerte, vor Allem beim Uran, die nach wenigen Stunden wieder abklingt.

Die Einzelergebnisse für die Elemente Kalium 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 die entsprechenden Werte des Kalium- eUran- und eThorium-Gehaltes aus der Auswertung der Aero-Gammaspektroskopie zugeordnet werden. Die U-Werte erscheinen insgesamt etwas zu niedrig zu sein (an einer Optimierung der Korrekturen wird derzeit gearbeitet). Außerdem weist die U-Verteilung bereichsweise eine deutliche Streifigkeit in der Flugrichtung auf.

Die K-Verteilungen der einzelnen lithologischen Einheiten sind in der Tabelle 9.6, und die Th-Verteilungen in Tabelle 9.7 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 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 Granites. 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 der extrem verwitterungsbeständigen 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 Urangehalte (in ppm) in häufig vorkommenden Schwermineralen (SCHÖN, 1983).

Für das aktuelle Untersuchungsgebiet liegen Schwermineraluntersuchungen an Bach-sedimenten 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 reich an Epidotmineralen, Hornblende und Titanit sind (SCHARBERT & WIMMER-FREY, 1988).

Die Thorium und Urangehalte 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 ₂	8,2-13,1	6-11	6-11	3-10	6,3	6,0	9,0
UO ₂	<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 Uran und Thorium 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 %.

9.1.1 Der Einfluss von Vegetation, Bodenfeuchte und Gebäuden bzw. Bauwerken auf die Messwerte der Gammaskpektrometrie

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 wesentlichsten 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 Verwitterungs-horizont 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) kann als Grundlage für die Interpretation der Radiometriedaten dienen.

Das Gebiet liegt innerhalb der oberösterreichischen Raumeinheiten des Böhmerwaldes, der südlichen Böhmerwaldausläufer, des Zentralmühlviertler Hochlandes und des Leonfeldener Hochlandes sowie gegen die tief eingeschnittene Donau zu im SW (NaLa – Leitbild für Natur und Landschaft in Oberösterreich, www.land-oberoesterreich.gv.at).

- **Böhmerwald**

Bei den südöstlichen Ausläufern des Bayrischen und des Tschechischen Böhmerwaldes handelt es sich um ein walddominiertes Mittelgebirge bis fast 1.400 m Seehöhe. Es gibt kaum markante

Gipfel, in einer nach Osten fallenden Verebnungsfläche mit geringer Reliefenergie am Hauptkamm treten nur wenige schluchtartige Einschnitte (z. B. Klafferbach) auf. Entlang des Südrandes besteht ein relativ abrupter Übergang in die Mühl-Talung. Lokal finden sich Blockmeere, Blockströme und Blockburgen aufgrund der „Wollsackverwitterung“ der Granite. Landschaftsprägend ist Wirtschaftswald, überwiegend Fichte, daneben kommen kleinräumig Buchenwälder und Ahorn-Eschen-Wälder vor. Es besteht ein dichtes Forststraßennetz. Kleine Steinbrüche dienen der Schottergewinnung. Das Gewässernetz ist spärlich und unreguliert, meist mit geringem Laubwaldanteil. Kleine zerstreute Teiche finden sich im Bereich der Wiesen, daneben kleine, sehr ursprüngliche Hochmoore und lokal kleine Quellmoore.

Die Böden sind grundsätzlich lehmig-sandige bzw. lehmige, nährstoffarme, saure Böden mit hohem Kaliumanteil, jedoch schlechter Phosphor- und Calcium-Versorgung.

Die Rohstoffgewinnung hat keine große Bedeutung. Es finden sich lediglich einige sehr kleine Steinbrüche für den Eigenbedarf (3 sind noch in Betrieb).

- **Südliche Böhmerwaldausläufer**

Darunter wird das südlich des Böhmerwaldes liegende Hochland bis knapp unter 1000 m Seehöhe, das teilweise durch Tallagen von Gr. und Kl. Mühl sowie Rodl gegliedert ist, zusammengefasst.

Die Berglagen sind größtenteils bewaldet, die Tal- und Kessellagen zumeist unbewaldet und durch Grünlandnutzung geprägt.

Der Waldanteil liegt bei 35-40 Prozent, wobei Fichtenforste dominieren. Höhere Buchenanteile finden sich im Westen sowie im Südosten. Die Berglagen sind mit 30 bis 50 Prozent Waldanteil genutzt, meist kleinflächig und mit unnatürlich hohem Fichtenanteil. Lokal bedeutende Aufforstungen. In Tal- und Beckenbereichen kommt ein bedeutender Anteil an Feucht- und Magerwiesen vor. Es finden sich überwiegend fette Mähwiesen, nur wenig Ackerbau mit einem hohen Anteil an Stufenrain-Systemen (Terrassierung der landwirtschaftlichen Flächen) mit Trockenböschungen und Lesesteinwällen.

Die Bäche sind überwiegend naturnah strukturiert, Bachverbauungen finden sich meist nur in Ortschaften und landwirtschaftlich genutzten Bereichen. Ehemalige großräumige Vernässungen sind vielfach drainagiert,

Bei den Böden handelt es sich größtenteils um silikatische Braunerden mit schlechter Phosphor-, Magnesium- und Calcium-, aber guter Kali-Versorgung. Gleybildung ist kleinflächig relativ häufig im Bereich von Quellvernässungen, in Gräben und Muldenlagen mit Grundwasserstauung anzutreffen.

Steinbrüche sind selten und wenig landschaftsprägend. In der direkten Umgebung von Aigen finden sich einige Granitsteinbrüche, die in Granitwerken im Ort verarbeitet werden. Östlich Ulrichsberg wird in kleinem Rahmen Schiefergneis abgebaut.

- **Zentralmühlviertler Hochland**

Das Zentralmühlviertler Hochland ist ein flachkuppiges Berg- und Hügelland, weitgehend zwischen 500 und 700 m Seehöhe, mit vorherrschend Agrar- und Forstlandschaft. Ackerbau wird nur in Gunstlagen betrieben, ansonsten überwiegen Grünland mit vielen Kleinwäldern und nur wenigen Großwaldflächen. Es treten viele markante, offene Tallandschaften mit auffallend feuchtem Charakter und nährstoffarmen Feuchtwiesen auf.

Auf durchlässigen Untergründen sind Braunerdetypen ausgebildet. Sehr verbreitet sind Pseudogleye oder auch Gleye, welche durch Wassereinfluss auf stauenden, tonig-lehmigen Untergründen entstehen. Hierbei handelt es sich um traditionelle Wiesenstandorte oder Nasswälder (Erlensumpfwälder).

An Hängen existieren Quellaustritte und vereinzelt sind Niedermoore zu finden. Wiesen sind großräumig drainagiert.

Steinbrüche lokal, landschaftlich eher unbedeutend. Rohstoffgewinnung findet vor allem in den Granitsteinbrüchen von Gunnersdorf bei Lasberg und Plöcking bei Kleinzell statt. Hier wird das mehrteilige Abbauareal derzeit wieder ausgeweitet. Zahlreiche Klein-Steinbrüche wurden längst aufgelassen und meist der natürlichen Sukzession überlassen.

Von landesweiter Bedeutung ist die Gewinnung von Kaolin in der Grube Kriechbaum bei Tragwein.

Ansonsten wird vor allem Grus punktuell kleinstflächig von Privaten abgebaut. Die Hauptverwendung liegt im Bereich der Wegaufschüttung und -sanierung.

- **Leonfeldener Hochland**

Der Hauptanteil des Leonfeldener Hochlandes (Hochebene) liegt auf rund 730 m und weist ein flachwelliges Relief auf. Es handelt sich um vor allem landwirtschaftlich genutztes Hochland mit einem Acker-Grünland-Mischgebiet, wenigen Kleinwäldern und einigen größeren Waldflächen (überwiegend Fichtenwälder).

Die Böden des Leonfeldner Hochlandes sind sauer und von mittlerer bis geringer Fruchtbarkeit. Überwiegend Braunerden über lockerem Gesteinsverwitterungsmaterial, gefolgt von Gleyetypen über lehmig-tonigen Zersetzungsprodukten feinkörniger Gesteine. Lokal Torf-Oberböden bei massivem Wasserstau.

Drainagierungen sind großräumig zu finden, besonders die Oberläufe kleinerer Gewässer sind teilweise stark reguliert oder verrohrt. Teilweise existieren kleine Moorflächen mit ehemaligem Torfabbau.

Bei Mardetschlag / Hammern wird ein Steinbruch betrieben. Mächtige Sand- und Schotterlagerstätten im Raum um Summerau dürfen auf Grund der dort strengen Grundwasserschutzvorschriften nicht über den Eigenbedarf hinaus abgebaut werden. Kleinstflächiger Torfabbau, beispielsweise in der Tobau bei Wulowitz, ist historisch.

- **Donauschlucht und Nebentäler**

Dies umfasst das tief eingeschnittene Engtal der Donau und die Seitentäler, deren Einhänge bis über 300 m hoch aufsteigen. Ein reich gegliedertes Relief ist durch bewaldete und unbewaldete Blockhalden, Rinnen, Felsformationen, viele teilweise tief eingeschnittene Bachtälchen bedingt. Die Talhänge sind nahezu durchgehend bewaldet und felsdurchsetzt, wobei viele naturnahe Waldflächen mit geringer oder fehlender Nutzung vorliegen (wärmeliebende Waldgesellschaften: Eichen-Hainbuchen-, Traubeneichen-, Rotföhren- und Linden-Blockwälder). Bäuerliche Kulturlandschaft findet sich z. T. im Talboden, vorwiegend kleinräumig genutztes Grünland.

Ufer der Flüsse sind durchgehend mit Blockwerk verbaut.

Die Böden der Raumeinheit gehen aus sauren silikatischen Gesteinen hervor. Besonders im Bereich der Gleitufer des Donautals kam es zur Ablagerung von kalkreichen Böden. In den Niederungen gelangen Auböden zur Dominanz.

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.

Die Tabelle 9.4 gibt eine Übersicht über die gesamteuropäischen Durchschnittswerte der Gehalte von K_2O , 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 9.4 sind die Werte aus dem Messgebiet „Mühlviertel“ 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_2O angegeben.

Die Probendichte für die Erstellung des „Geochemical Atlas of Europe“ war im Durchschnitt ein Probenpunkt pro 4700 km² (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 Messgebiets „Mühlviertel“.

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).

Durchschnittswert für:	Kalium (%)	Uran (ppm)	Thorium (ppm)
Magmatite			
Granit ^(a)	3,4-4,0	4,0-7,0	15,0-40,0
Granit/Rhyolit ^(b)	3,6	3,9	16,0
Granit ^(c)	4,2	4,7	20,0
(low-Ca) Granit ^(d)	4,2	4,7	20
granitische Gesteine ^(g)	-	4,8	21,5
Granite ^(h)	>4	3	17
Granodiorit ^(a)	2,3	2,1	8,3
Granodiorit/Dazit ^(b)	2,6	2,3	9,0
Granodiorit ^(c)	2,5	2,3	9,0
saure Magmatite ^(f)	3,2	3,5	12,6
Diorit, Qu-Diorit/Andesit ^(b)	1,1	1,7	7,0
Diorit, Qu-Diorit ^(j)	1,8	1,8	6,0
Metamorphite			
Kristalliner Schiefer ^(a)	3,1	2,6	10
granitische Gneise ^(g)	-	3,5	12,9
Migmatit, Granitgneis ^(j)	3,6	3,2	16,1
Gneis, Cordieritgneis ^(k)	-	2,1-5,8	0,31-5,0
Paragneis ^(k)	-	2,0-7,0	6,4-27,0
Migmatit ^(k)	-	4,8-11,2	3-22
Cordierit-Sillimanit-Gneis ^(j)	2,6	1,3	4,2
Sedimente			
Sandstein ^(a)	1,7	2,9	10,4
Sandstein ^(c)	1,1	0,45	5,5
Sandstein ^(d)	1,07	1,7	5,5
Sandsteine ^(f)	1,48	1,6	1,7
Quarzit ^(b)	0,9	0,6	1,8
Arkose ^(b)	2,3	1,5	5,0
Arkose ^(h)	2-3	1-2 ?	2 ?
Grauwacke ^(b)	1,3	2,0	7,0
Argillit, Ton, Tonschiefer ^(a)	2,7	4,0	11,5
Tone ^(e)	3,0	4,3	13,6
Boden ^(c)	1,4 (bei illitischer Zusammensetzung)	13,0	1,0

Tab. 9.3: Mittelwerte der Gehalte radioaktiver Elemente in verschiedenen Gesteinen nach SCHÖN (1983) ^(a), RYBACH, (1988) ^(b), THALMANN et al. (1989) ^(c), TUREKIAN (1972) ^(d) (nach VAN SCHMUS, 1995), D'ARNAUD GERKENS (1989) ^(e), KEMSKI et al. (1996) ^(f), FAURE, (1986) ^(g), EISENBUD & GESELL (1997) ^(h), KOBRAKOVA (1989) ^(j), ROGERS & ADAMS (1969a, b) ^(k)

Material	Einheit	Min	Median	Mean	σ	Percentile 90	Max
Kalium (% K ₂ O)							
Oberboden	% K ₂ O	<0.01	2.02	2.13	1.02	3.43	6.05
Unterboden	% K ₂ 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 ₂ O	0.05	2.01	2.08	0.865	3.21	5.79
Überflutungssed.	% K ₂ O	0.11	2.00	2.06	0.877	3.20	5.10
Mühlviertel	% K ₂ O	0,18	3,27	3,32	0,84	4,48	7,04
Uran (ppm U)							
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
Mühlviertel	ppm U	0,0	0,95	1,09	0,80	2,21	7,60
Thorium(ppm Th)							
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
Mühlviertel	ppm Th	0,4	17,0	17,5	7,1	27,4	74,1

Tab. 9.4: Übersicht über die gesamteuropäischen Durchschnittswerte der Gehalte von K₂O, 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 „Mühlviertel“ eingetragen.

9.3 Ergebnisse und Interpretation

Die Daten der Gammastrahlenspektroskopie des Messgebietes Bad Leonfelden sind mit den Daten der Messgebiete Ulrichsberg (MOTSCHKA et al., 2008), Rainbach (MOTSCHKA et al., 2009) und Lest (BIEBER et al., 2012) kombiniert dargestellt und werden im Folgenden gemeinsam als Messgebiet „Mühlviertel“ bezeichnet.

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	0,80	0,0	0,0	5,6
1. Quartil	2,71	0,48	12,0	86
Median	3,27	0,95	17,0	108
Mittelwert	3,32	1,1	17,5	113
Standardabweichung	0,84	0,80	7,1	35,8
3. Quartil	3,97	1,5	22,5	136
Perzentil 90	4,48	2,2	27,4	164
Maximum	5,84	3,5	38,8	220

Tab. 9.5: Statistische Parameter der Verteilungen von Kalium, Uran und Thorium, sowie der daraus errechneten Dosisleistung im gesamten Messgebiet „Mühlviertel“.

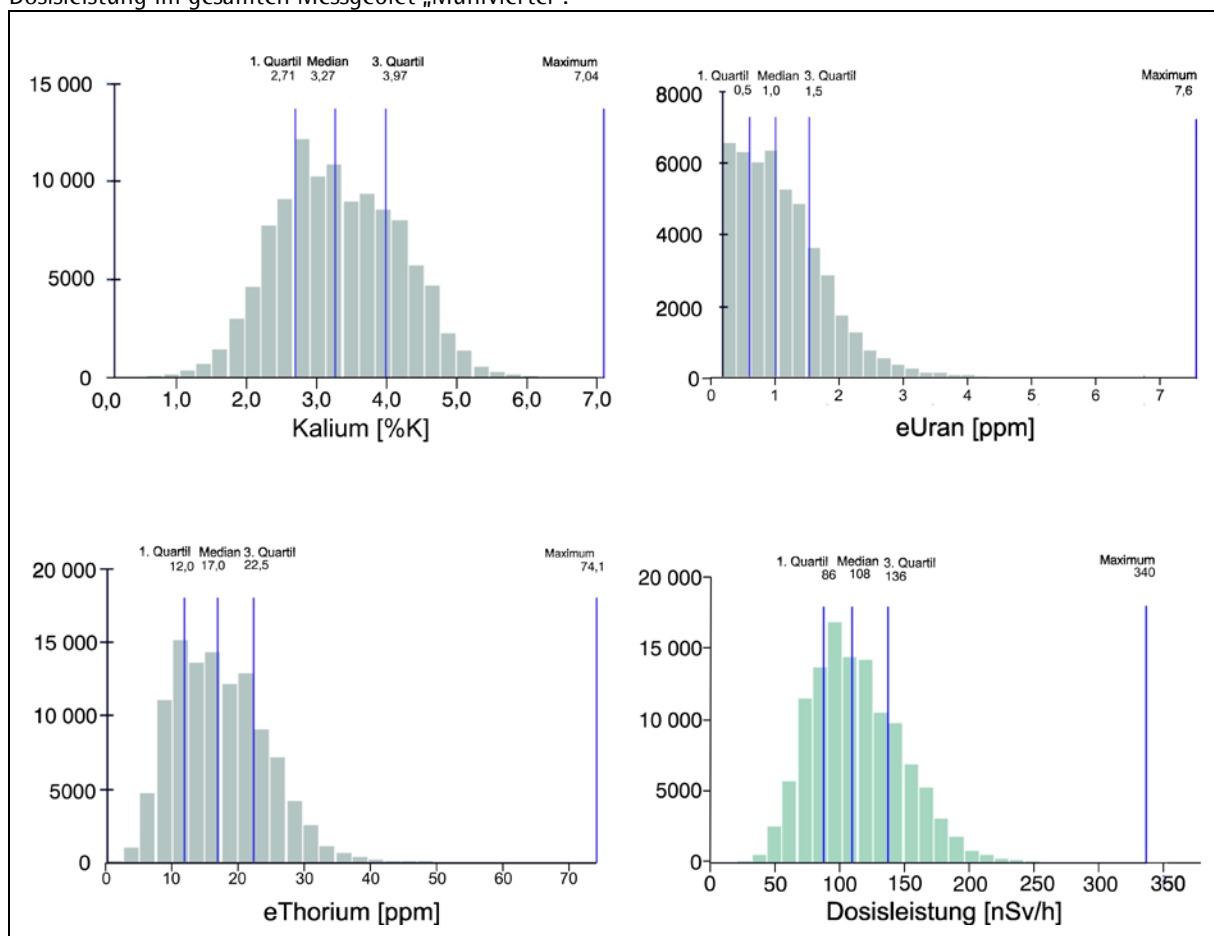


Abb. 9.1: Verteilungskurven der Elementäquivalente (% K, ppm eU und ppm eTh) und der Gesamtdosisleistung (nSv/h).

Kalium

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

Es liegen 50 % der Messwerte zwischen 2,71 und 3,97 % K, 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 % K.

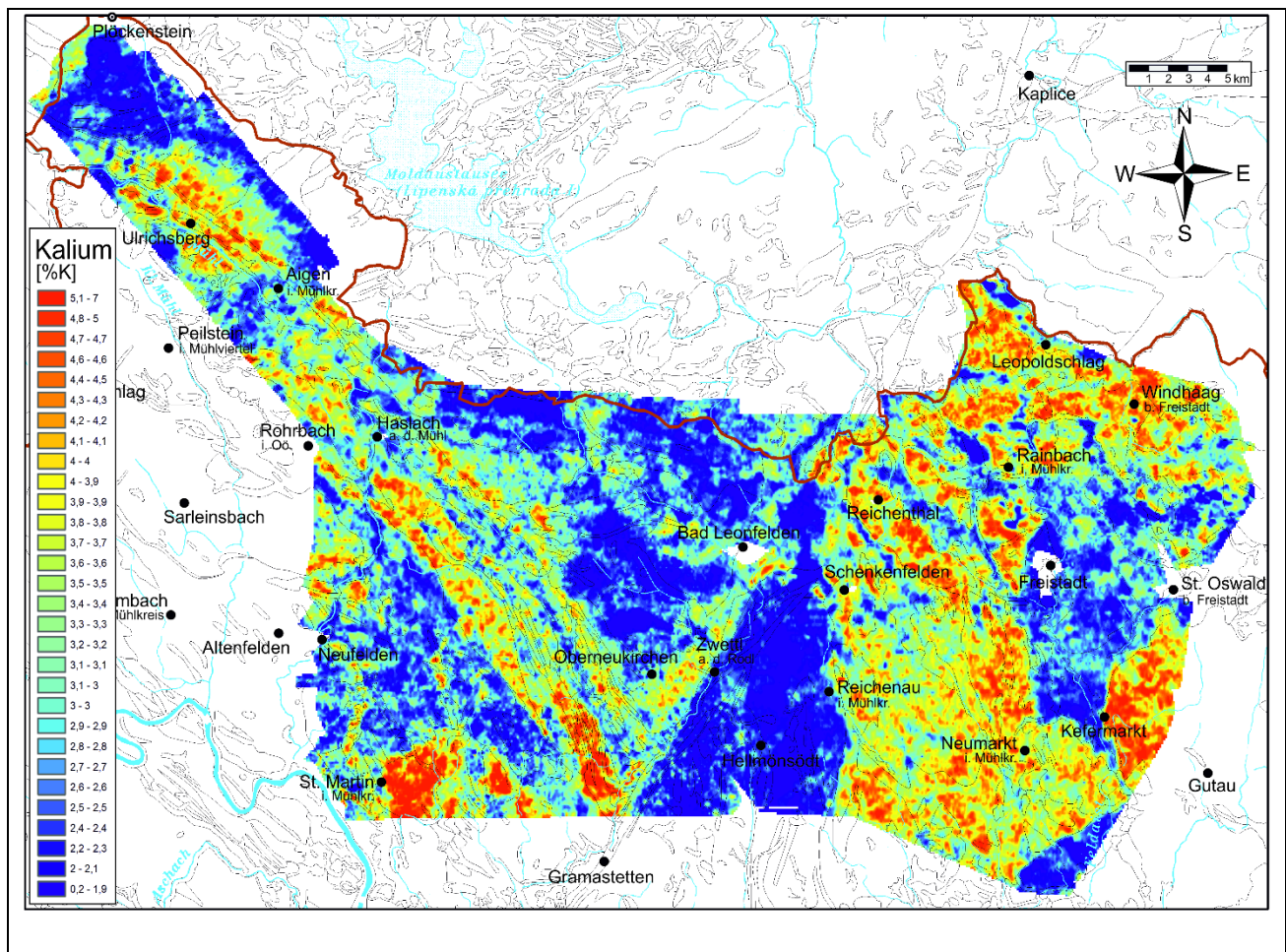


Abb. 9.2: Karte der Kaliumgehalte (% K) der Gammaskopie im Untersuchungsgebiet. Es sind die wichtigsten Flüsse und Ortschaften, sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 und die Staatsgrenze eingetragen, sowie die geologischen Grenzen der Geologischen Karte von Oberösterreich (KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006).

Beispiele für K-Gehalte von Gesteinstypen des Messgebietes „Mühlviertel“ sind im Folgenden angeführt:

Paragneis

Paragneis 4,57 % K (n=1) VELLMER (1992)

Paragneis $1,90 \pm 0,04$ % K (n=2) ALLETSGRUBER (2007)

Migmatite

Grobkorngneis (FUCHS & THIELE, 1968)

Anatexit $3,40 \pm 0,42$ % K (n=23) PROPACH (1978)

Körnelgneis $3,74 \pm 0,42$ % K (n=23) PROPACH (1978)

Perlgneis 2,91 % K (n=4) FINGER (1984)

Perldiatexit 4,06 % K (n=4) FINGER (1984)

Weinsberger Granit i w. S.

Weinsberger Granit $4,72 \pm 0,21$ % K (n=4) KURAT (1965)

Weinsberger Granit $4,63 \pm 0,31$ % 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)	HAUNSCHMID (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 Einschlüsse in Weinsberger Gr.	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 Weinsberger 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)	HAUNSCHMID (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 ₂ 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	(n=5) 2,81 ± 0,10 ‰ K	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 % K₂O SCHARBERT (1957)

Hornblendegranodioritgang

1,88 ± 0,36 % K₂O (n=3) SCHARBERT (1957)

Kersantitgang

4,19 % K₂O SCHARBERT (1957)

Aplit

4,65 % K (n=1) FINGER et al. (1988)

Migmatgranit ist sehr inhomogen, K-Gehalte weisen Streubereich zwischen 1,78 und 6,08 % K auf (KRENN, 2000; SAPP, 2005; GASSER, 2005).

Uran

Die Verteilung des Urans im Messgebiet „Mühlviertel“ ist in Abb. 9.3 dargestellt.

Es liegen 50 % der Messwerte zwischen 0,5 und 2,0 ppm U (Mittelwert 1,4, Median 1,2 und Maximum 11,1 ppm U). Der Wert des Maximums mit 11,1 ppm liegt allerdings deutlich abseits der tatsächlichen Verteilung, wobei 90 % der Werte kleiner als 3,0 ppm U 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 Th und 2,8 ppm U (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.

Beispiele für U-Gehalte von Gesteinstypen des Messgebietes „Mühlviertel“ 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 Weinsberger Granit 5 ppm U (n=1) VELLMER (1992)

Paragneisschollen im Weinsberger Granit 2,4 ± 0,1 ppm U (n=2) GERDES (1997)

Migmatgranit

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 $5,2 \pm 3,7$ ppm U (n=7) GERDES (1997)
Mauthausener Granit $4,8 \pm 3,0$ ppm U (n=5) ALLETSGRUBER (2007)
andere Feinkorngranite $6,0 \pm 4,2$ 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 $1,9 \pm 0,7$ ppm U (n=5) GASSER (2005)
Freistädter Granodiorit – Kernfazies $1,3 \pm 0,2$ ppm U (n=4) GERDES (1997)
Freistädter Granodiorit – Randfazies $1,2 \pm 0,3$ ppm U (n=6) GERDES (1997)
Zweiglimmer Granit (Graben Granit) $1,4 \pm 0,2$ ppm U (n=2) GERDES (1997)

Quarzdiorit

5 ppm U (n=1) THALMANN et al. (1989)

Thorium- und Fluor-reicher Granit bei Gutau

$9,7 \pm 6,2$ ppm U (n=2) GÖD et al. (1996)

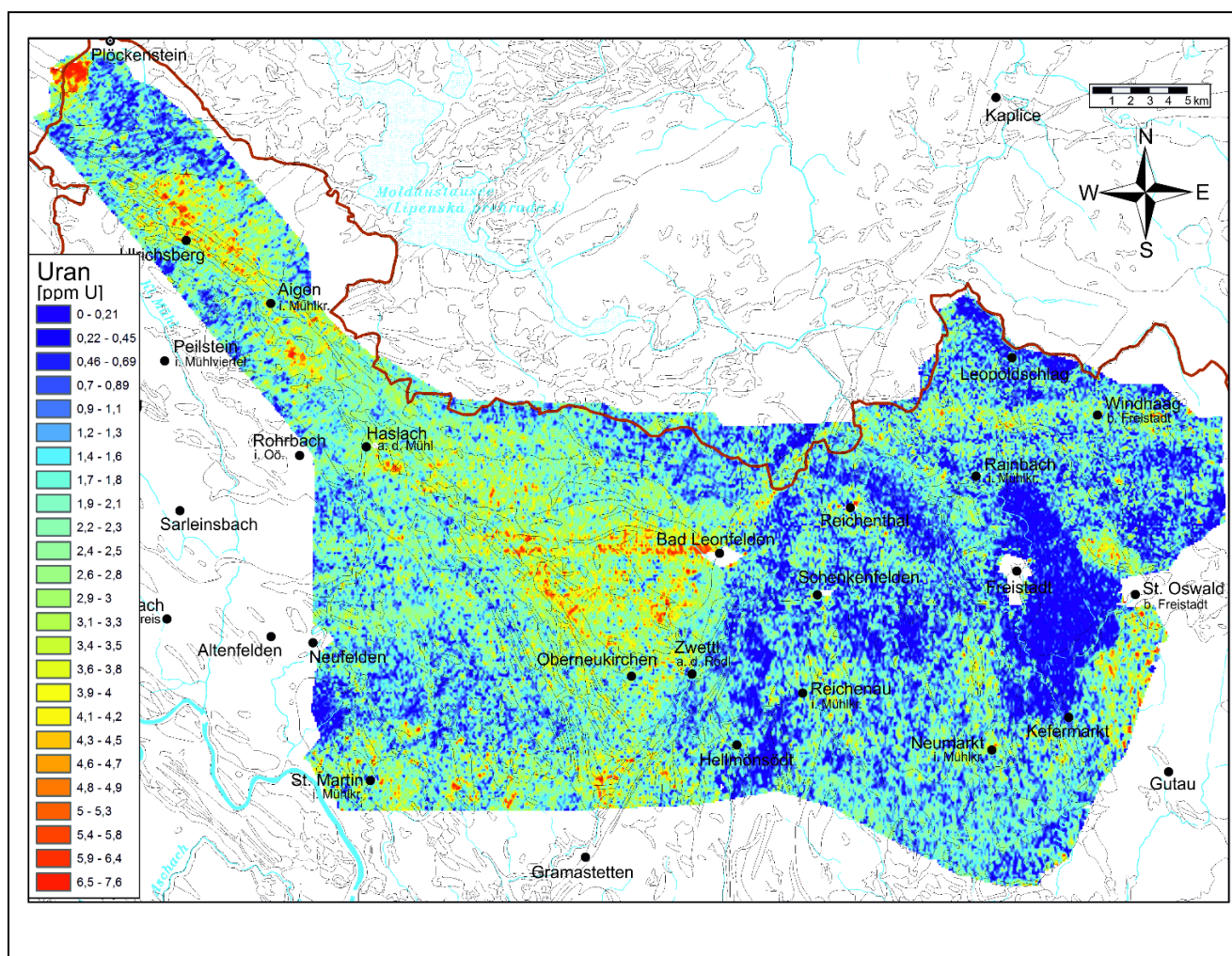


Abb. 9.3: Karte der eUrangehalte (ppm) im Untersuchungsgebiet aus der Aeroradiometrie (Gammaspektroskopie). Es sind die wichtigsten Flüsse und Ortschaften, sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 und die Staatsgrenze eingetragen, sowie die geologischen Grenzen der Geologischen Karte von Oberösterreich (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

Thorium

Die Verteilung des Thoriums an der Oberfläche im Messgebiet „Mühlviertel“ ist in Abb. 9.4 dargestellt.

Es liegen 50 % der Messwerte zwischen 12,3 und 22,5 ppm Th (Mittelwert 17,5, Median 17,3 ppm und Maximum 74,1 ppm Th). 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 „Mühlviertel“ und seiner Umgebung sind im Folgenden angeführt:

Paragneis

Paragneis 15 ppm Th (n=1) VELLMER (1992)

Paragneis $12,0 \pm 4,2$ 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 $27,4 \pm 10,6$ ppm Th (n=41) GERDES (1997)

Weinsberger Granit $31,5 \pm 8,3$ ppm Th (n=14) KRENN (2000)

Weinsberger Granit $38,0 \pm 14,1$ ppm Th (n=2) SAPP (2005)

Weinsberger Granit, deformiert $19,0 \pm 0,0$ ppm Th (n=2) SAPP (2005)

Weinsberger Granit $36,0 \pm 8,2$ ppm Th (n=6) ALLETSGRUBER (2007)

magmatogene Einschlüsse in Weinsberger Gr. $24,0 \pm 1,6$ ppm Th (n=4) VELLMER (1992)

Paragneisschollen im Weinsberger Granit $13,5 \pm 2,1$ ppm Th (n=2) GERDES (1997)

Migmatgranit

$41,5 \pm 15,4$ ppm Th (n=15) KRENN (2000)

$21,0 \pm 9,1$ ppm Th (n=5) GASSER (2005)

$13,6 \pm 15,3$ ppm Th (n=19) SAPP (2005)

Altenberger Granit

$10,1 \pm 11,2$ ppm Th (n=7) KRENN (2000)

$15,8 \pm 1,1$ 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 $18 \pm 8,9$ ppm Th (n=7) GERDES (1997)

Mauthausener Granit $26 \pm 16,8$ ppm Th (n=7) KRENN (2000)

Mauthausener Granit $21,4 \pm 6,4$ ppm Th (n=5) ALLETSGRUBER (2007)

andere Feinkorngranite $46,0 \pm 38,2$ 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 $6,2 \pm 1,5$ ppm Th (n=5) GASSER (2005)

Freistädter Granodiorit - Kernfazies $17,0 \pm 11,3$ ppm Th (n=2) FRIEDL (1990)

Freistädter Granodiorit - Kernfazies $10,0 \pm 2,5$ ppm Th (n=4) GERDES (1997)

Freistädter Granodiorit - Randfazies $16,5 \pm 2,1$ ppm Th (n=2) FRIEDL (1990)

Freistädter Grannodiorit - Randfazies $10,3 \pm 2,9$ ppm Th (n=6) GERDES (1997)

Grabengranit $12,5 \pm 3,5$ ppm Th (n=2) FRIEDL (1990)

Zweiglimmer Granit (Graben Granit) $10,0 \pm 2,5$ ppm Th (n=2) GERDES (1997)

Granodioritporphyrat $10,0$ ppm Th (n=1) FRIEDL (1990)

Quarzdiorit

19 ppm Th (n=1) THALMANN et al. (1989)

Thorium- und Fluor-reicher Granit bei Gutau

$122 \pm 3,5$ ppm Th (n=2) Göb et al. (1996)

Diorite

$27,6 \pm 8,6$ ppm Th (n=5) KRENN (2000)

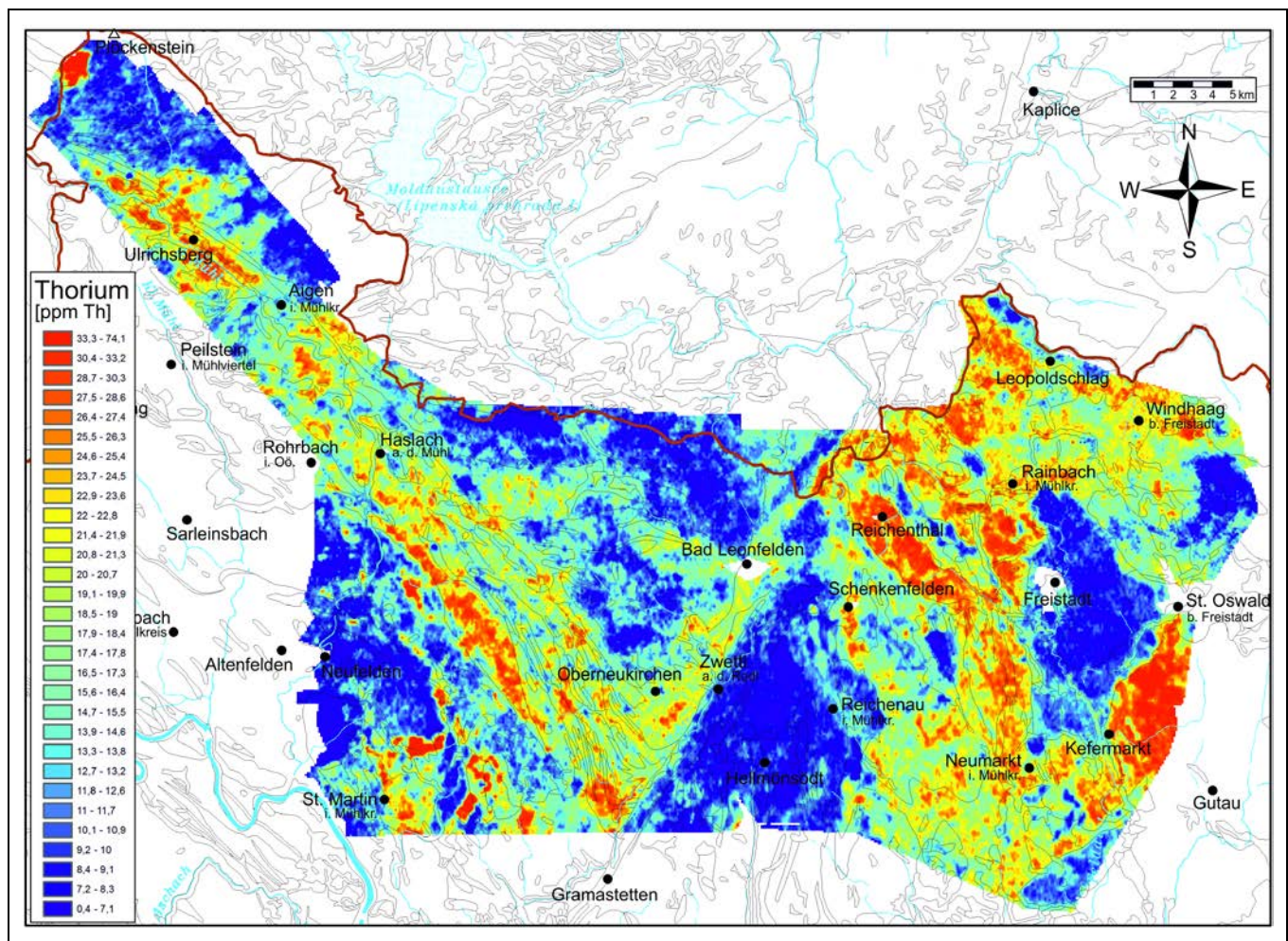


Abb. 9.4: Karte der eThoriumgehalte (ppm) im Untersuchungsgebiet aus der Aeroradiometrie (Gammaspektroskopie). Es sind die wichtigsten Flüsse und Ortschaften, sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 und die Staatsgrenze eingetragen, sowie die geologischen Grenzen der Geologischen Karte von Oberösterreich (KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006).

9.3.2 Werte der einzelnen Gesteinstypen

Gesteinstyp, lithologische Einheit	stratigraph. und tekton. Stellung	n	Mittel	Min	Max	σ
Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt	Holozän	3769	2,78	0,78	6,37	0,71
Schwemmkegel, Murenkegel	Spätglazial bis Holozän	9	2,83	2,41	3,20	0,24
Verwitterungslehm, Lehm überwiegend umgelagert	Würm und älter	512	3,26	1,69	5,58	0,76
Neogen i. Allgemeinen, limnisch, fluviatil	Neogen, Böhm. Masse	467	3,16	1,46	5,28	0,73
Plesching-Formation, marin, (Molasse)	Unteres Ottnangium	54	3,40	2,19	5,18	0,56
Älterer Schlier, marin (Molasse)	Kiscellium - Egerium	18	2,55	2,03	3,17	0,37
Linzer Sand, marin (Molasse)	Kiscellium - Egerium	27	3,05	2,21	3,69	0,43
Sedimente von Freistadt – Kefermarkt, limn.-fluviatil	Oligozän, Böhm. Masse	1268	2,82	0,21	5,98	0,75
Mylonit und Kataklastit in Störungszonen	südböhmischer Pluton	1681	2,69	0,94	5,46	0,83
Aplit, Pegmatit	südböhmischer Pluton	98	3,33	2,15	4,38	0,60
Granitporphyr, Granitgänge	südböhmischer Pluton	89	3,85	2,75	5,33	0,60
Freistädter Granodiorit – Randfazies	südböhmischer Pluton	4750	2,69	0,57	5,50	0,69
Freistädter Granodiorit – Kernfazies	südböhmischer Pluton	7966	3,19	0,45	5,77	0,79
Mauthausener Granit, Feinkorngranite i. Allg.	südböhmischer Pluton	9215	2,89	0,31	5,66	0,62
Titanitfleckengranit	südböhmischer Pluton	140	2,39	1,59	3,15	0,32
leukokrater Migmagranit	südböhmischer Pluton	16	3,65	2,98	4,37	0,44
Migmagranit	südböhmischer Pluton	2296	3,21	1,59	6,26	0,65
Eisgarner Granit	südböhmischer Pluton	1597	3,03	1,32	5,27	0,67
feinkörnige Varianten des Eisgarner Granits	südböhmischer Pluton	998	3,50	1,76	5,29	0,68
Haidmühler Granit	südböhmischer Pluton	83	3,51	2,41	4,46	0,46
Karlstifter Granit	südböhmischer Pluton	1823	3,38	0,67	5,90	0,63
Plochwalder Granit	südböhmischer Pluton	76	3,54	2,73	5,00	0,45
Weinsberger Granit	südböhmischer Pluton	3069 1	3,53	0,70	7,90	0,81
Weinsberger Granit-Randbereich	südböhmischer Pluton	8850	3,33	1,11	6,88	0,69
Diorit, Gabbro	südböhmischer Pluton	318	2,78	1,51	4,82	0,52
mylonitische Gesteine entlang von Störungszonen	südböhmischer Pluton	3506	2,49	0,99	4,39	0,54
Altenberger Granit	südböhmischer Pluton	2894	3,26	0,21	5,76	0,93

Schlierengranit	südböhmischer Pluton	1897 6	2,97	0,74	7,19	0,66
diatektischer Paragneis („homogenisierter Perlgneis“)	Bavarikum	625	2,11	1,09	3,50	0,42
metablast. bis metatekt. Paragneis („Perlgnais“)	Bavarikum	1055 3	2,28	0,00	5,13	0,65
Übergangszone von Paragneis zu anatekt. Paragneis	Bavarikum	1525	2,51	1,24	4,10	0,50
Paragneis („Schiefergneis“)	Bavarikum	443	2,47	1,19	4,42	0,54
Paragneise im Herzogsdorf-Komplex	Bavarikum	678	2,54	1,19	4,11	0,44
Marmor, Kalksilikatfels	Bavarikum	24	2,45	1,53	2,98	0,32
Graphitgneis	Bavarikum	35	2,46	1,50	3,17	0,34
Orthogneis	Moldanubische Decken	87	2,31	1,42	3,25	0,37
Cordierit-Paragneis	Moldanubische Decken	2383	2,10	0,69	3,55	0,46

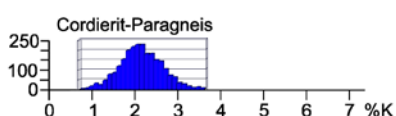
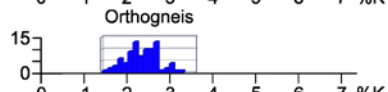
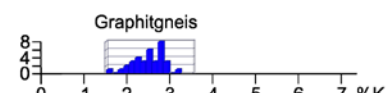
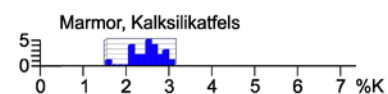
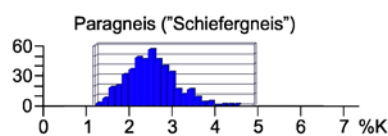
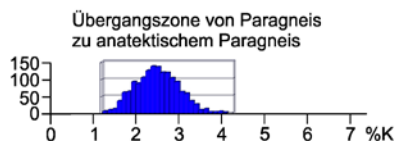
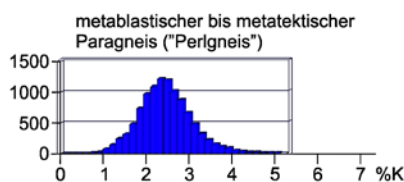
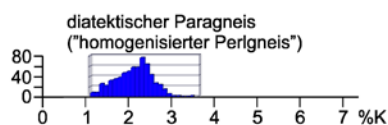
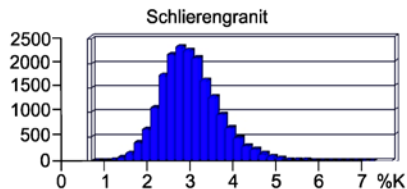
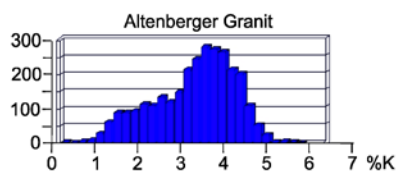
Tab. 9.6: Gammaspektroskopisch bestimmte Kaliumgehalte der Fest- und Lockergesteine des Messgebietes Mühlviertel (n=Anzahl der Messungen, Mittelwert, Minimum, Maximum, Median und Standardabweichung σ). Geologische Einheiten nach der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

Gesteinstyp, lithologische Einheit	stratigraph. und tekton. Stellung	n	Mitte	Min	Max	σ
Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt	Holozän	3769	16,6	2,9	38,4	5,33
Schwemmkegel, Murenkegel	Spätglazial bis Holozän	9	16,6	14,4	18,8	1,50
Verwitterungslehm, Lehm überwiegend umgelagert	Würm und älter	512	19,0	6,4	37,5	6,20
Neogen i. Allgemeinen, limnisch, fluviatil	Neogen, Böhm. Masse	467	13,5	4,4	36,5	4,65
Plesching-Formation, marin, (Molasse)	Unteres Ottnangium	54	13,3	7,5	23,5	3,16
Älterer Schlier, marin (Molasse)	Kiscellium - Egerium	18	17,3	13,1	22,1	2,85
Linzer Sand, marin (Molasse)	Kiscellium - Egerium	27	16,9	12,0	24,3	2,76
Sedimente von Freistadt – Kefermarkt, limn.-fluviatil	Oligozän, Böhm. Masse	1268	17,0	1,6	32,6	5,82
Mylonit und Kataklast in Störungszonen	südböhmischer Pluton	1681	13,1	3,7	30,3	4,80
Aplit, Pegmatit	südböhmischer Pluton	98	16,0	6,8	25,6	3,9
Granitporphyr, Granitgänge	südböhmischer Pluton	89	18,3	8,0	24,7	4,06
Freistädter Granodiorit – Randfazies	südböhmischer Pluton	4750	13,9	4,1	35,0	5,20
Freistädter Granodiorit – Kernfazies	südböhmischer Pluton	7966	16,8	0,85	37,7	6,9
Mauthausener Granit, Feinkorngranite i. Allg.	südböhmischer Pluton	9215	14,9	0,3	40,2	5,28
Titanitfleckengranit	südböhmischer Pluton	140	12,6	5,4	19,9	2,87
leukokrater Migmagranit	südböhmischer Pluton	16	22,5	17,7	28,5	3,51
Migmagranit	südböhmischer Pluton	2296	19,5	7,6	38,9	4,05
Eisgarner Granit	südböhmischer Pluton	1597	14,7	2,9	59,7	10,25
feinkörnige Varianten des Eisgarner Granits	südböhmischer Pluton	998	17,1	4,6	34,4	5,27
Haidmühler Granit	südböhmischer Pluton	83	9,7	4,7	13,2	1,72
Karlstifter Granit	südböhmischer Pluton	1823	15,3	1,2	42,3	6,71
Plochwalder Granit	südböhmischer Pluton	76	15,7	7,4	20,5	3,05
Weinsberger Granit	südböhmischer Pluton	30691	19,7	1,3	78,1	7,17
Weinsberger Granit-Randbereich	südböhmischer Pluton	8850	17,2	0,4	36,8	5,39
Diorit, Gabbro	südböhmischer Pluton	318	13,6	3,7	27,1	4,47
mylonitische Gesteine entlang von Störungszonen	südböhmischer Pluton	3506	11,1	2,0	34,1	3,61
Altenberger Granit	südböhmischer Pluton	2894	13,2	1,3	31,7	5,14
Schlierengranit	südböhmischer Pluton	18975	15,8	1,5	71,7	5,81
diatektischer Paragneis („homogenisierter Perlgneis“)	Bavarikum	625	9,1	2,2	20,0	2,26
metabl. bis metatekt. Paragneis („Perlgnais“)	Bavarikum	10553	11,5	1,2	58,7	4,65
Übergangszone von Paragneis zu anatekt. Paragneis	Bavarikum	1525	15,1	4,3	30,4	4,01

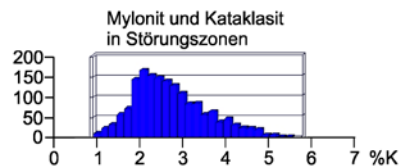
Paragneis („Schiefergneis“)	Bavarikum	443	14,7	5,3	29,8	5,27
Paragneise im Herzogsdorf-Komplex	Bavarikum	678	13,0	6,4	21,5	2,43
Marmor, Kalksilikatfels	Bavarikum	24	11,0	7,9	13,3	1,46
Graphitgneis	Bavarikum	35	11,9	7,2	16,1	1,95
Orthogneis	Moldanubische Decken	87	8,0	2,2	13,3	2,48
Cordierit-Paragneis	Moldanubische Decken	2383	9,9	3,0	30,4	2,36

Tab. 9.7: gammaspektroskopisch bestimmte Thoriumgehalte der Fest- und Lockergesteine des Messgebietes Mühlviertel (n=Anzahl der Messungen, Mittelwert, Minimum, Maximum, Median und Standardabweichung σ). Geologische Einheiten nach der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

Paragneise, Migmatite und Anatektite des Bavarikums



Tektonite



Sedimente und Verwitterungsbildungen

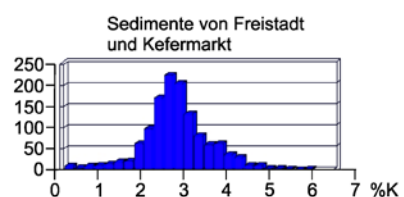
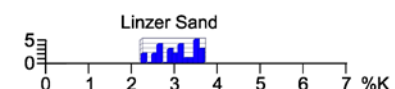
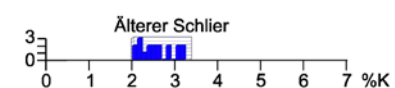
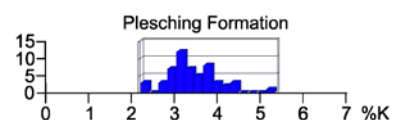
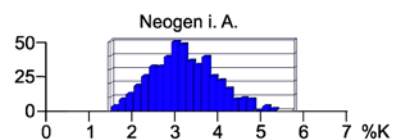
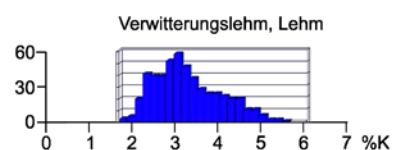
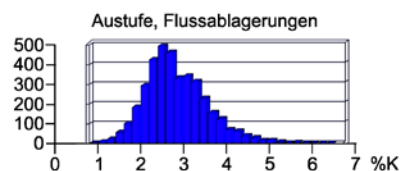


Abb. 9.5: Histogramme der gammaspektrometrisch gemessenen Verteilungen des Kalium (in % K) in Gesteinen des Bavarikums und der Moldanubischen Decken, sowie in tertiären bis rezenten Sedimenten.

Magmatite des Südböhmischen Plutons

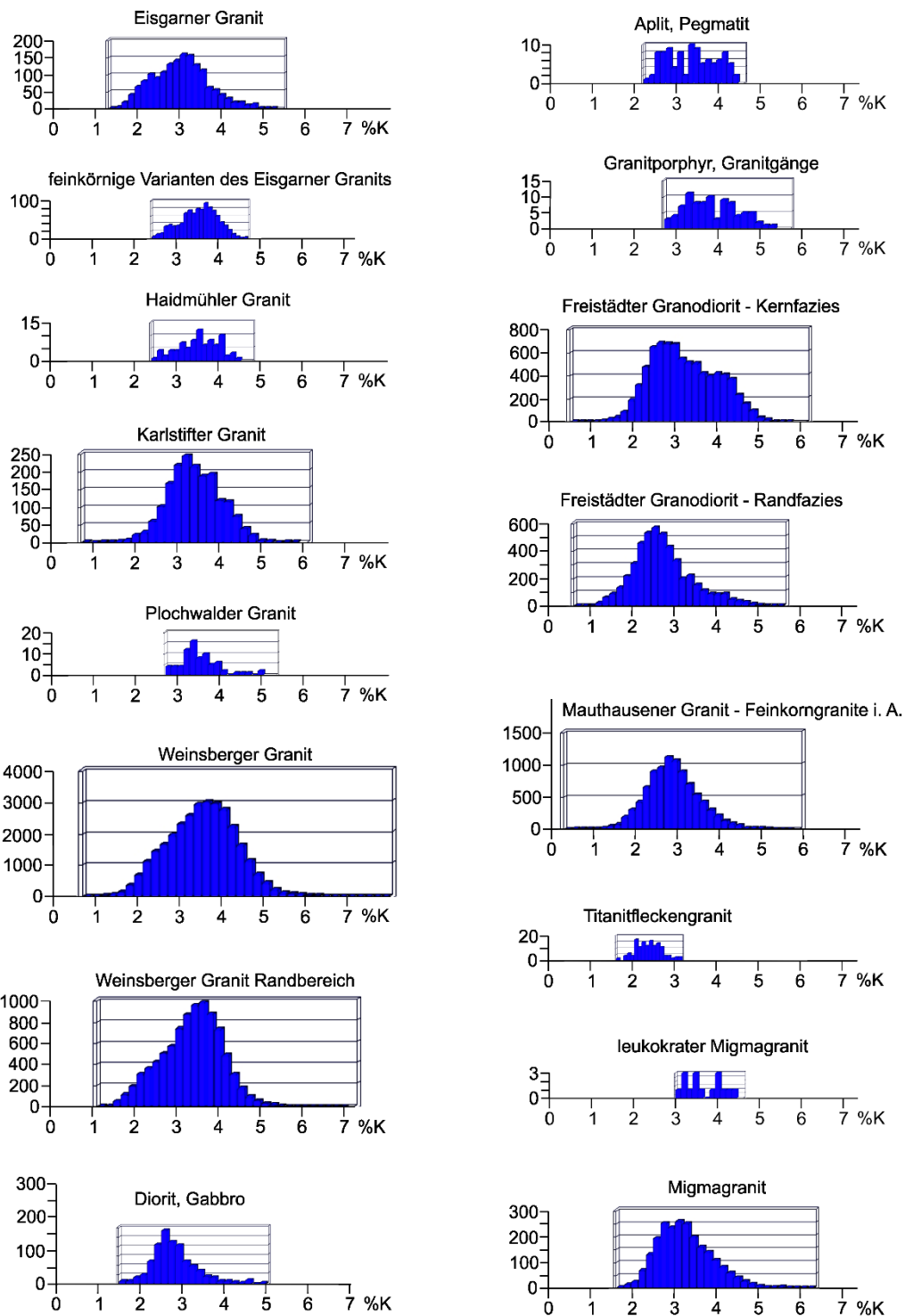


Abb. 9.6: Histogramme der gammaspektrometrisch gemessenen Verteilungen des Kaliums (in % K) in Gesteinen des Südböhmischen Plutons.

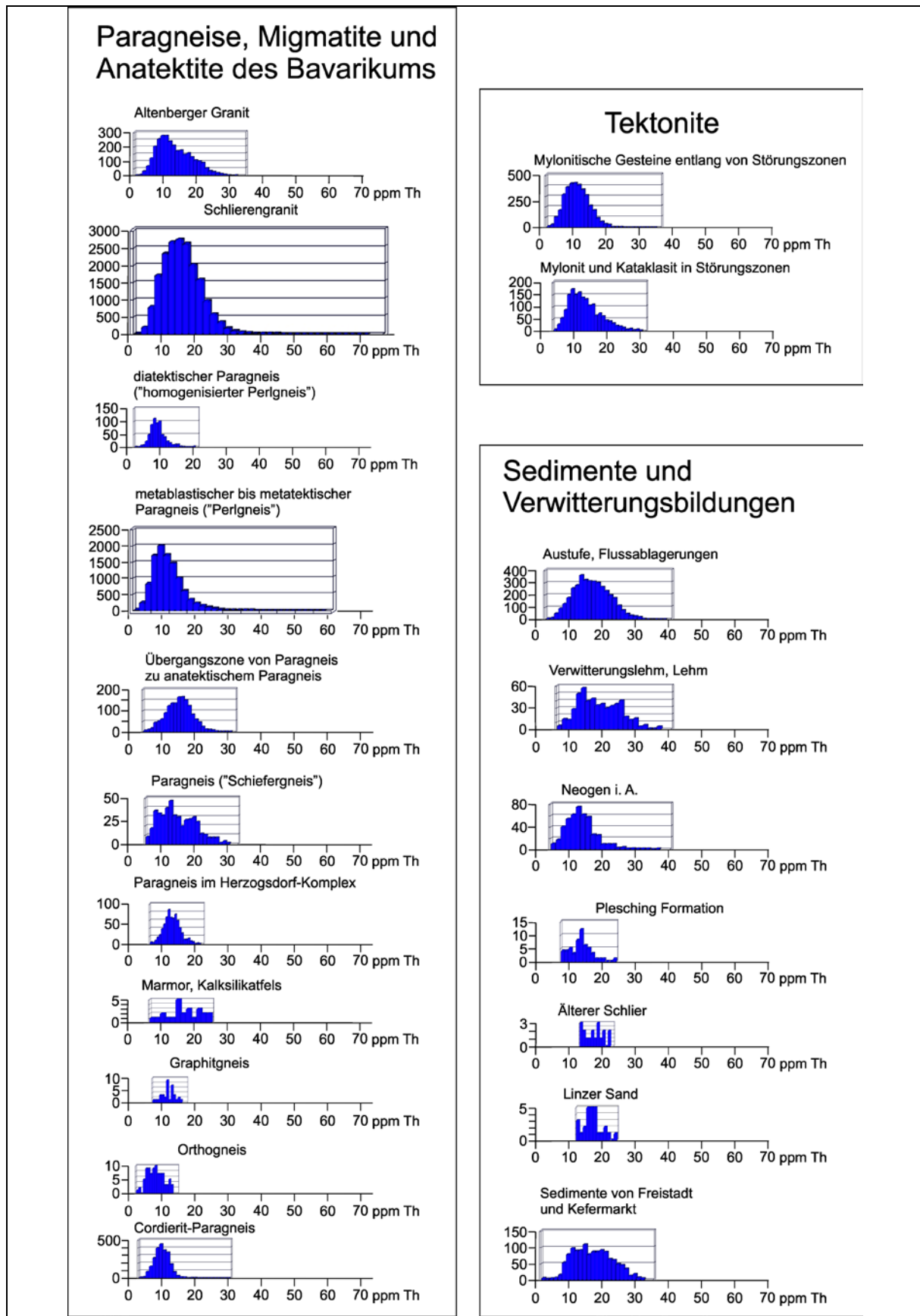


Abb. 9.7: Histogramme der gammaspektrometrisch gemessenen Verteilungen des eThorium (in ppm Th) in Gesteinen des Bavarikums und der Moldanubischen Decken, sowie in tertiären bis rezenten Sedimenten.

Magmatite des Südböhmischen Plutons

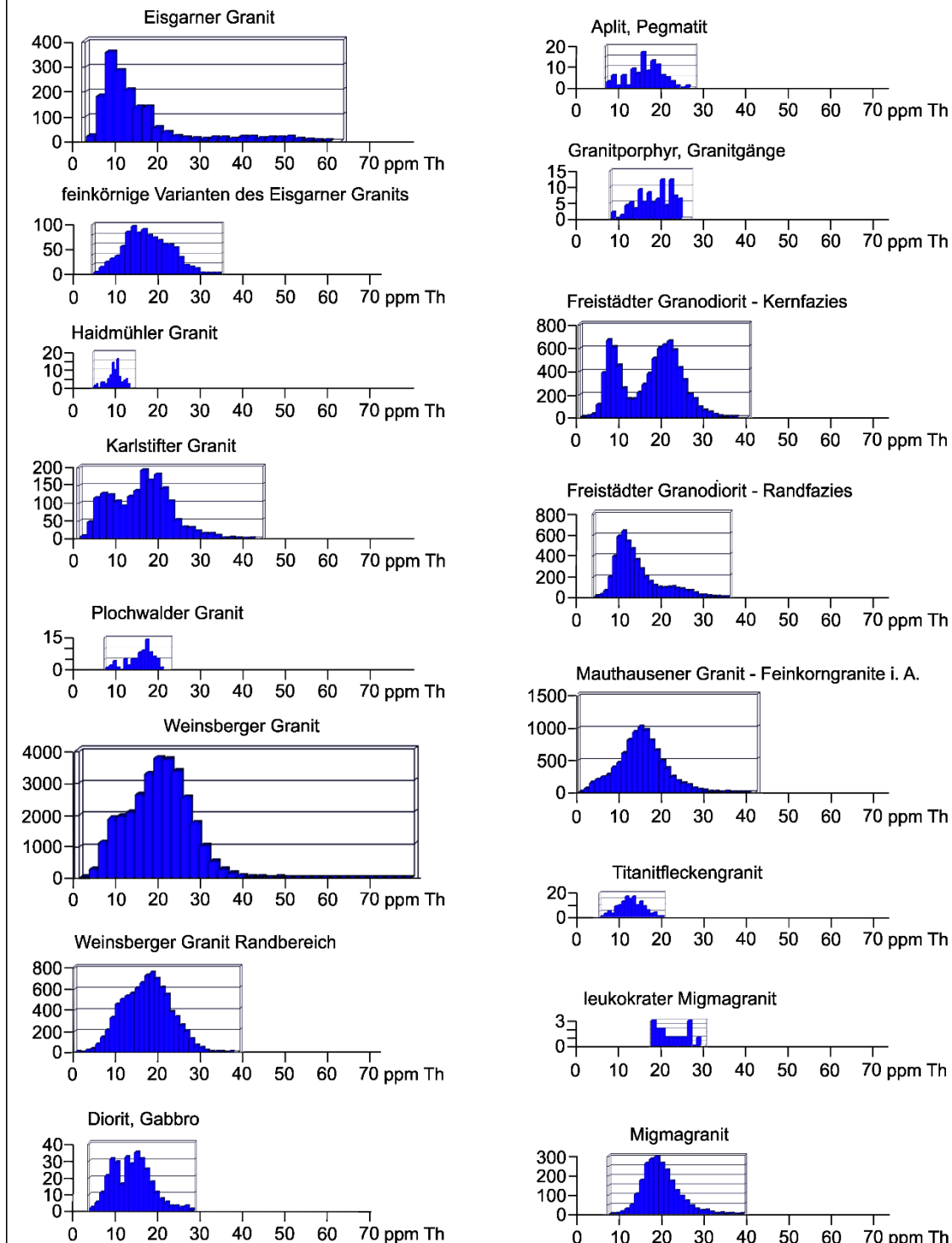


Abb. 9.8: Histogramme der gammaspektrometrisch gemessenen Verteilungen des ^{232}Th (in ppm Th) in Gesteinen des Südböhmischen Plutons

9.3.3 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 eine vergleichsweise Verstärkung der Strahlung gegenüber der Umgebung durch völlige Vegetationslosigkeit z. B. in größeren Steinbruchsarealen oder Schotterabbauen.

Kalium ist rot, Uran grün und Thorium blau eingetragen. Eine Zusatzinformation gibt die Helligkeit des Farbtönen. 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.

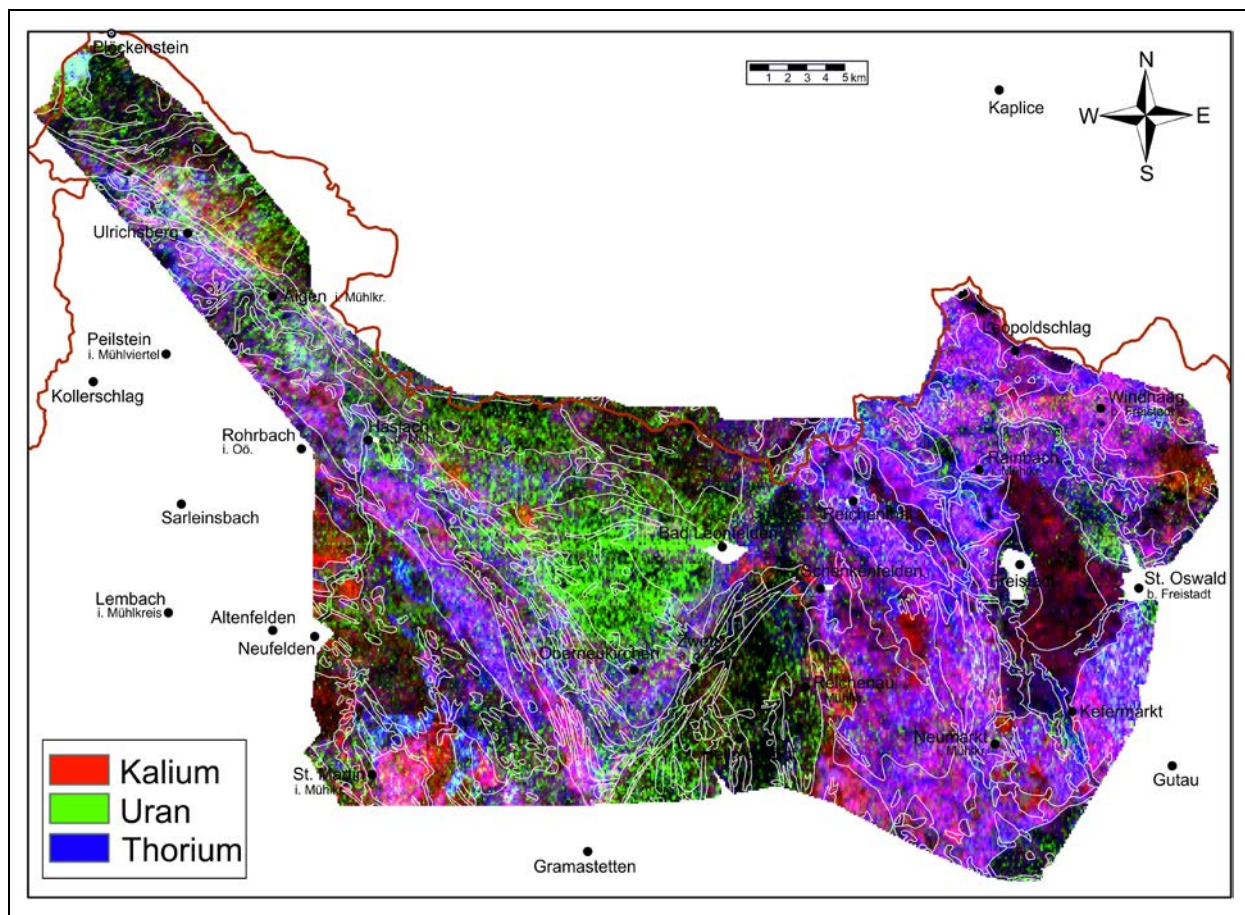


Abb. 9.9: Ternäre Darstellung des Kalium-, eUran- und eThorium-Gehaltes. Es sind die wichtigsten Ortschaften, sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 und die Staatsgrenze eingetragen, sowie in weiß die geologischen Grenzen nach KRENMAYR & SCHNABEL (2006).

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, der Altenberger Granit, der Eisgarner und der Karlstift Granit, sowie der Freistädter Granodiorit zu bezeichnen. Bei

Letzterem sind allerdings schon aus der geologischen Kartierung mehrere Sub-Varietäten bekannt.

Die Böhmerwaldzone ist insgesamt U-betont. Dies trifft auf die Paragneise, aber auch auf die Intrusionskörper der Feinkorngranite zu, die z. T. auch eine leichte Th-Vormacht zeigen können.

In der Mühl-Zone sind die Paragesteine, Migmatite und Schlierengranite u-betont, wobei in Randbereichen der Schlierengranite zu Intrusionen des Südböhmischen Plutons (Weinsberger Granit, Feinkorngranite) auch höheres Th zu beobachten ist. Die Gesteine des Südböhmischen Plutons innerhalb der Mühl-Zone sind durch Bereiche mit K- oder mit Th-Vormacht gekennzeichnet.

Die Anteile der Sauwaldzone in der Lichtenbergscholle sind im Wesentlichen U-betont, nur selten tritt Th-Vormacht auf.

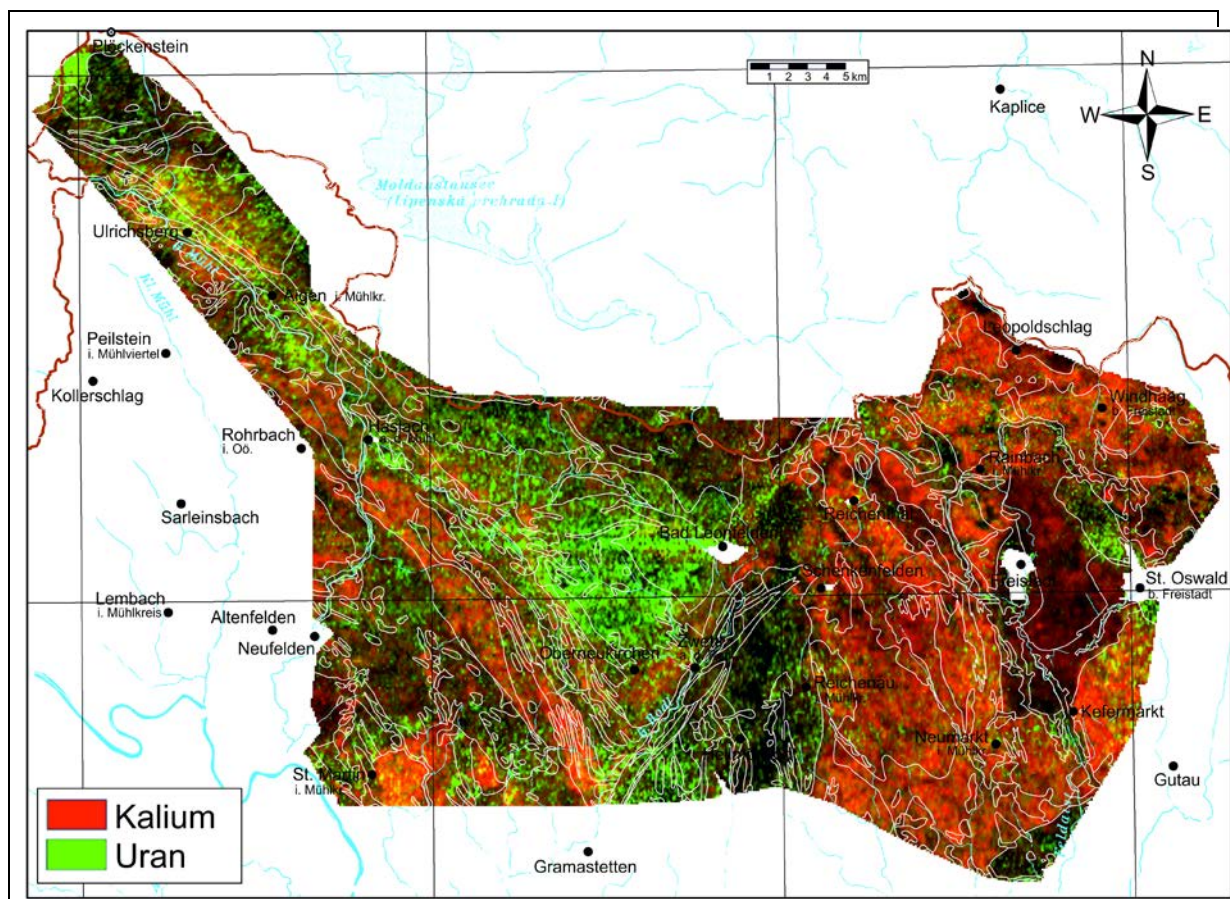


Abb. 9.10: Binäre Darstellung des Kalium/eUran Gehaltes. Es sind die wichtigsten Ortschaften, sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 und die Staatsgrenze eingetragen, sowie die geologischen Grenzen nach KRENMAYR & SCHNABEL (2006).

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 den südlichen und den nördlichen Anteilen.

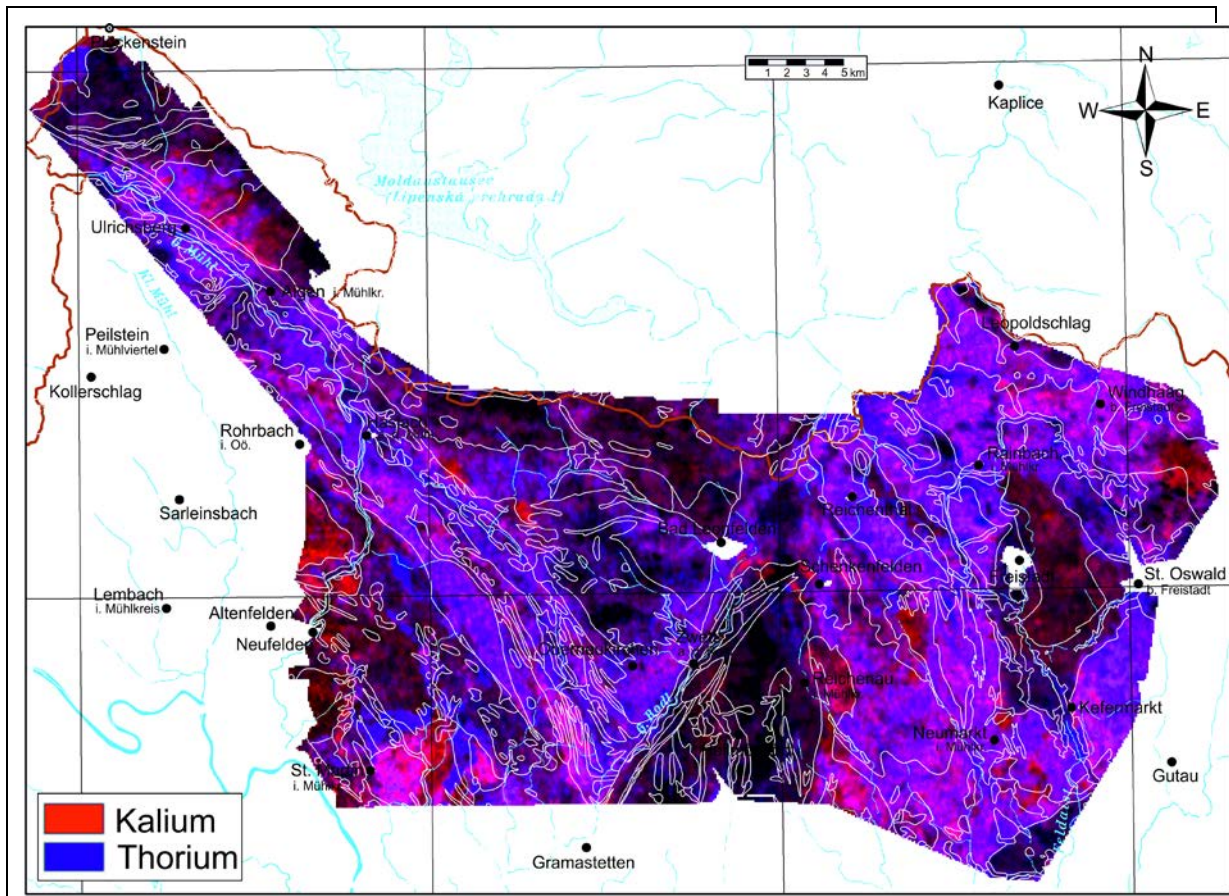


Abb. 9.11: Binäre Darstellung des Kalium/eThorium Gehaltes. Es sind die wichtigsten Ortschaften, sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 und die Staatsgrenze eingetragen, sowie die geologischen Grenzen nach KRENMAYR & SCHNABEL (2006).

Die K/Th Verhältnisse sind am höchsten im Freistädter Granodiorit, der auch hier interne Variationen der Zusammensetzung zeigt. So unterscheidet sich im 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 niedrigere Werte auf. Hoch sind die K/Th Verhältnisse auch 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.

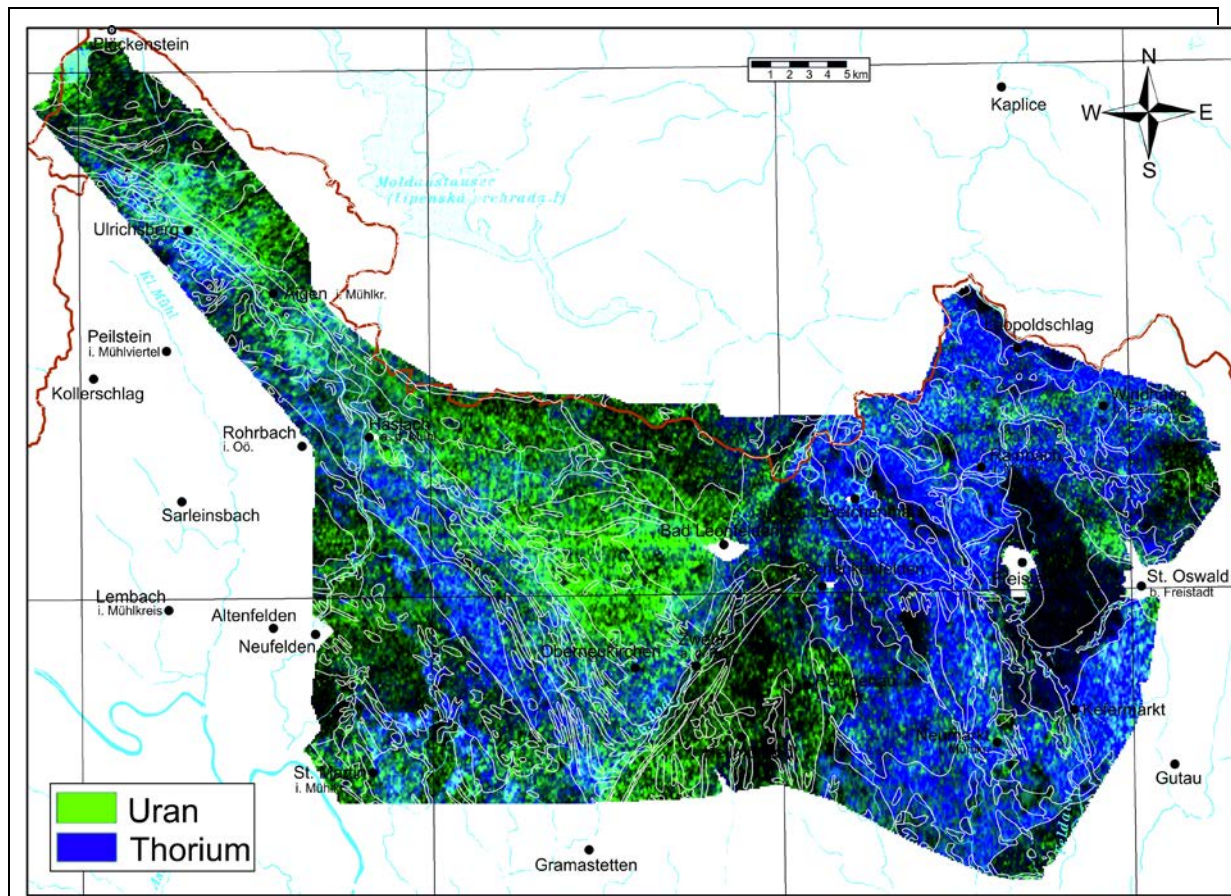


Abb. 9.12: Binäre Darstellung des eUran/eThorium Gehaltes. Es sind die wichtigsten Ortschaften, sowie die Kartenblattgrenzen der ÖK50 und die Staatsgrenze eingetragen, sowie die geologischen Grenzen nach KRENMAYR & SCHNABEL (2006).

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, eUran und eThorium errechnet. Sie gibt die pro Zeiteinheit aufgenommene Strahlendosis an und findet Anwendung im Bereich des Strahlenschutzes.

90 % der Werte liegen zwischen 5,6 und 164 nSv/Stunde, der Median bei 108 und der Maximalwert bei etwa 220 nSv/Stunde.

Laut der Homepage der AGES (Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit) beträgt die durchschnittliche äußerliche Strahlenexposition (ohne Inhalation und Ingestion) der österreichischen Bevölkerung 1 mSv/Jahr = 114 nSv/Stunde (Quelle: Homepage der AGES). Die in Form der Dosisleistung berechnete natürliche Strahlungsbelastung liegt in etwa der Hälfte des Untersuchungsgebiets (Messgebiet „Mühlviertel“) unter 1 mSv/Jahr, in etwa der Hälfte zwischen 1 und 2 mSv/Jahr. Werte > 2 mSv/Jahr finden sich lokal vor allem im Weinsberger Granit am Ostrand des Messgebietes im Bereich Gutau, Kefermarkt, Lasberg, St. Oswald. Der Weinsberger Granit ist dort durch hohe Kalium- und sehr hohe Thoriumgehalte gekennzeichnet. In den anderen Intrusionen des Südböhmischen Plutons liegen die Werte eher im mittleren Bereich, abgesehen von Zonen im Eisgarner Granit und im Freistädter Granodiorit. In der Kernfazies des Freistädter Granodiorits stehen niedrigen Werten im S deutlich höhere im N gegenüber, wo sowohl die K-, wie auch die Th-Gehalte deutlich höher sind. Im Bereich der Randfazies treten niedrige Werte auf. Relativ niedrig und recht inhomogen sind die Werte im Schlierengranit, während in Paragneisen und Migmatiten einheitlich sehr niedrige Werte auftreten.

Gemessene Ortsdosisleistungen (natürliche Strahlung der Umgebung) des österreichischen Strahlenfrühwarnsystems zeigen beispielsweise folgende, an mehreren, willkürlich ausgewählten Tagen im Sommer und Herbst 2013, Werte:

Messstelle	Dosisleistung (nSv/Stunde)
Eferding	123 ± 9
Freistadt	110 ± 4
Grieskirchen	80 ± 1
Gmünd	122 ± 4
Linz	112 ± 4
Perg	172 ± 8
Rohrbach	92 ± 3
Schärding	100 ± 4
Ulrichsberg	99 ± 4
Wels	81 ± 1
Zwettl (NÖ)	187 ± 9

Tab. 9.8: 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 Perlgnese.

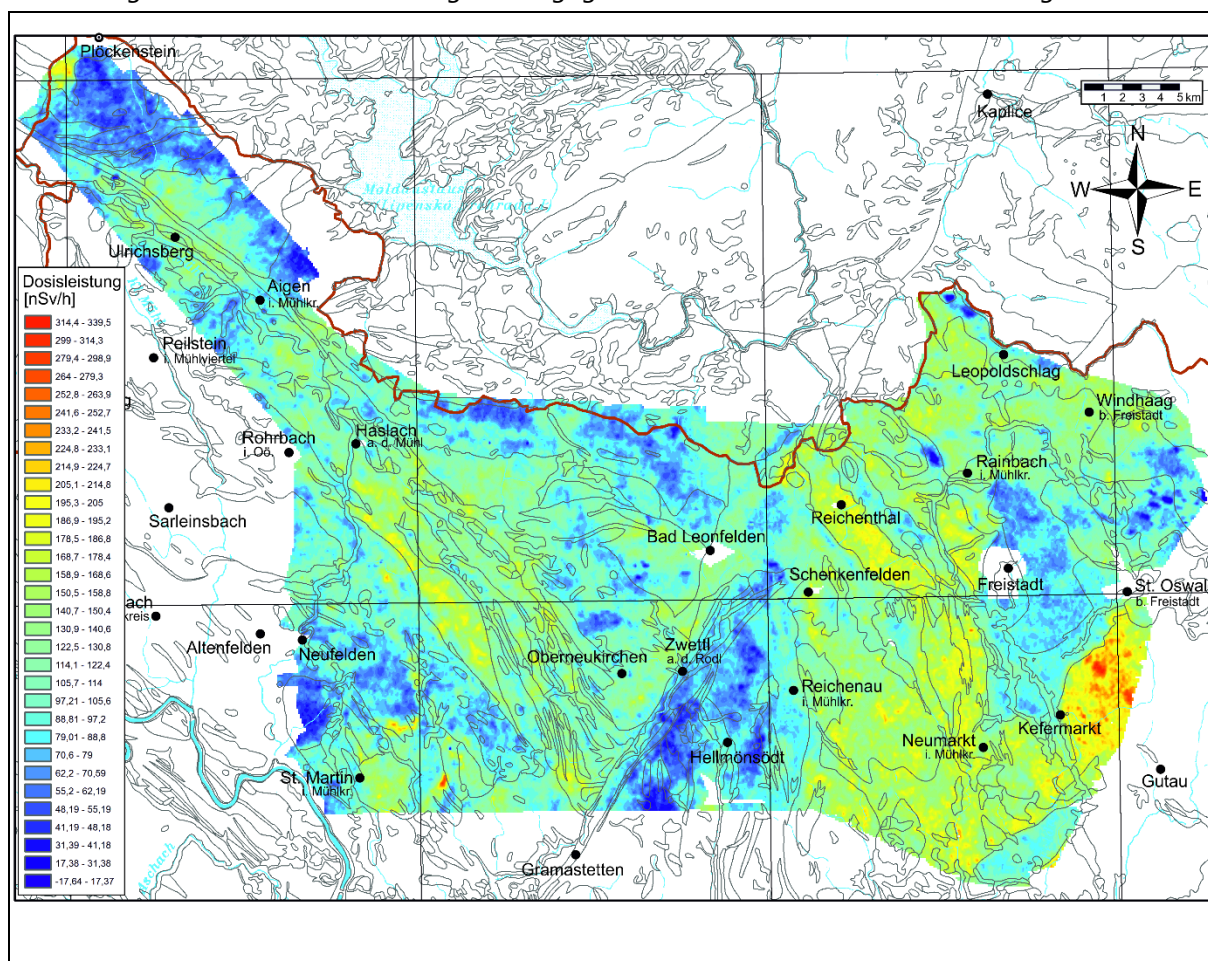


Abb. 9.13: Karte der aus den Zählraten von Kalium, eUran und eThorium errechneten Dosisleistung (nSv/h). Die geologischen Grenzen sind nach KRENMAYER & SCHNABEL (2006) eingetragen. Eingezeichnet sind weiters die Bundesland- und Staatsgrenzen, die wichtigsten Gewässer und Ortschaften.

9.3.5 Cäsium-137 (Fallout nach Tschernobyl)

Zur Darstellung der relativen Belastung mit ^{137}Cs wird üblicherweise die Zerfallsrate (Aktivität) von ^{137}Cs in Becquerel [Bq] bzw. auf die Fläche bezogen, in Bq/m² (Flächenkontamination) angegeben (1 Bq ist definiert als 1 Zerfall pro Sekunde).

Die Belastung mit ^{137}Cs , die heute fast ausschließlich auf den Reaktorunfall von Tschernobyl zurückzuführen ist, ist im Untersuchungsgebiet mit Werten von zu 90 % unter 22 kBq/m^2 eher gering (Mittelwert und Median 12 kBq/m^2). Die statistischen Werte des Minimums und des

Maximums liegen derart weit außerhalb der Normalverteilung, dass sie kaum Relevanz besitzen, diese sind eher fiktiv.

Die flächenmäßige Verteilung ist in Abb. 9.15 dargestellt.

	Cäsium-137 [k Bq / m ²]
Minimum	-39
1. Quartil (Q ₂₅)	8
Median (Q ₅₀)	12
Mittelwert	12
Standardabweichung σ	6,3
3. Quartil (Q ₇₅)	16
Perzentil 90 (Q ₉₀)	22
Maximum	117

Tab. 9.9: Statistische Parameter für ¹³⁷Cs im gesamten Messgebiet „Mühlviertel“.

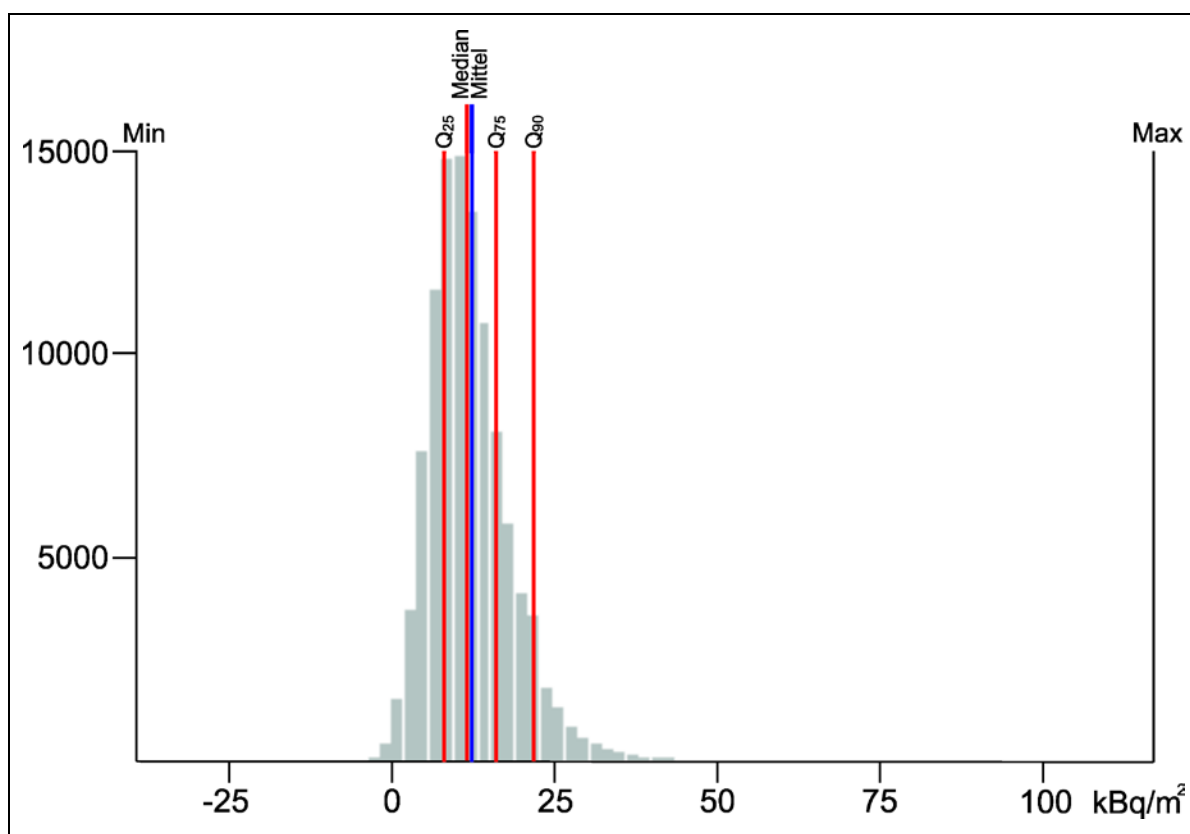


Abb. 9.14: Verteilung der Cäsiumwerte (in kBq/m²). Es sind Mittelwert, Median, erster und dritter Quartil, sowie der Perzentil 90 eingetragen.

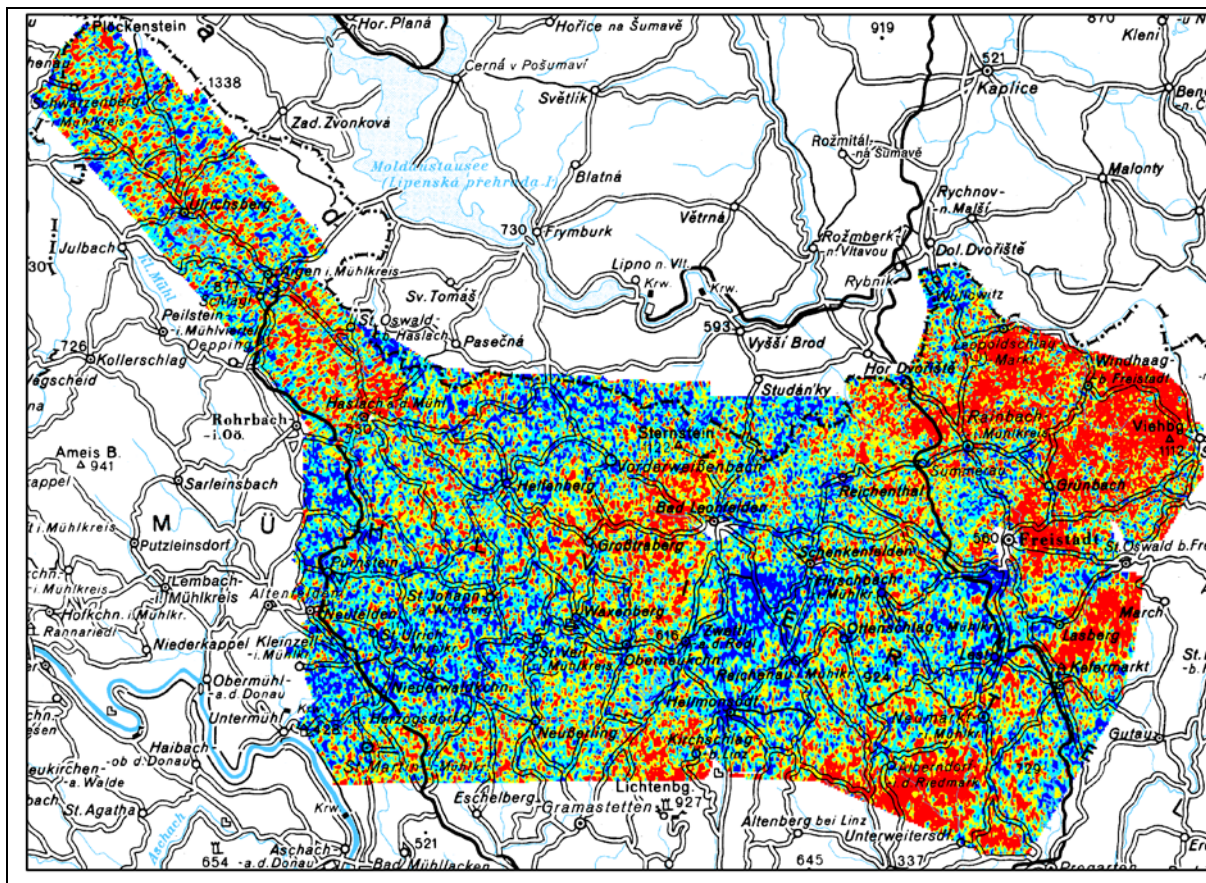


Abb. 9.15: Karte der Verteilung von ^{137}Cs . Eingezeichnet sind die topographische Karte 1:500.000 und die wichtigsten Gewässer.

9.3.6 K und eTh in ausgewählten Gesteinstypen

Bei der Darstellung der Elementverteilungen des Kalium und eThorium zeigten sich bei einzelnen Gesteinstypen Abweichungen von einer Normalverteilung hin zu bimodalen Verteilungen (Abb. 9.5 bis 9.8). Es wurden nun mittels GIS-Verschnitt die K und eTh Verteilungen einzelner Gesteinstypen (aus der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006)) ausgeschnitten und flächenhaft dargestellt. Ausgewählt wurden Weinsberger Granit, Altenberger Granit, Karlstifter Granit, Eisgarner Granit und Freistädter Granodiorit (Kernfazies).

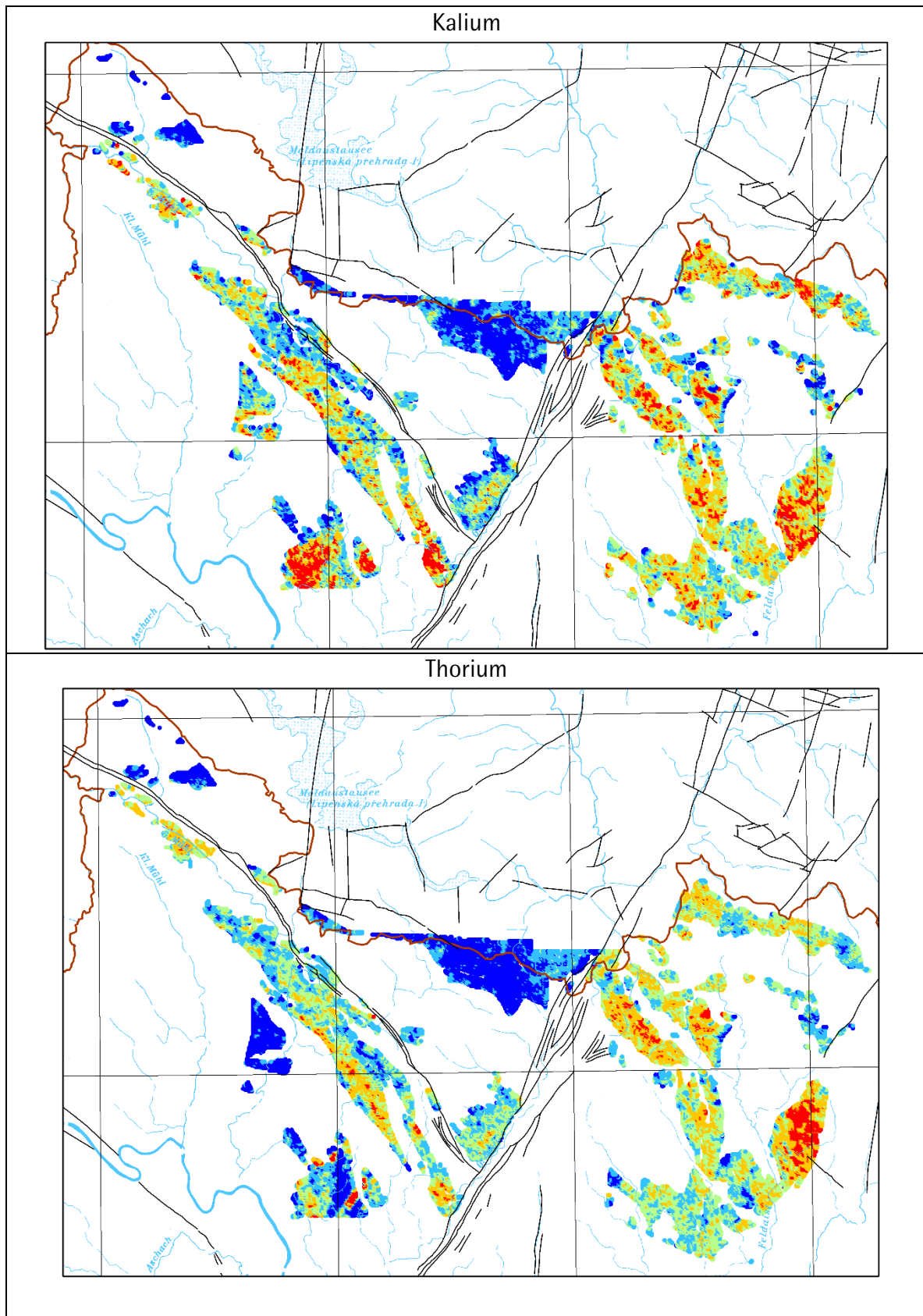


Abb. 9.16: Verteilung des Kalium und des eThorium im Weinsberger Granit. Eingetragen sind weiters die tektonischen Linien der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006), das Gewässernetz und die Staatsgrenze.

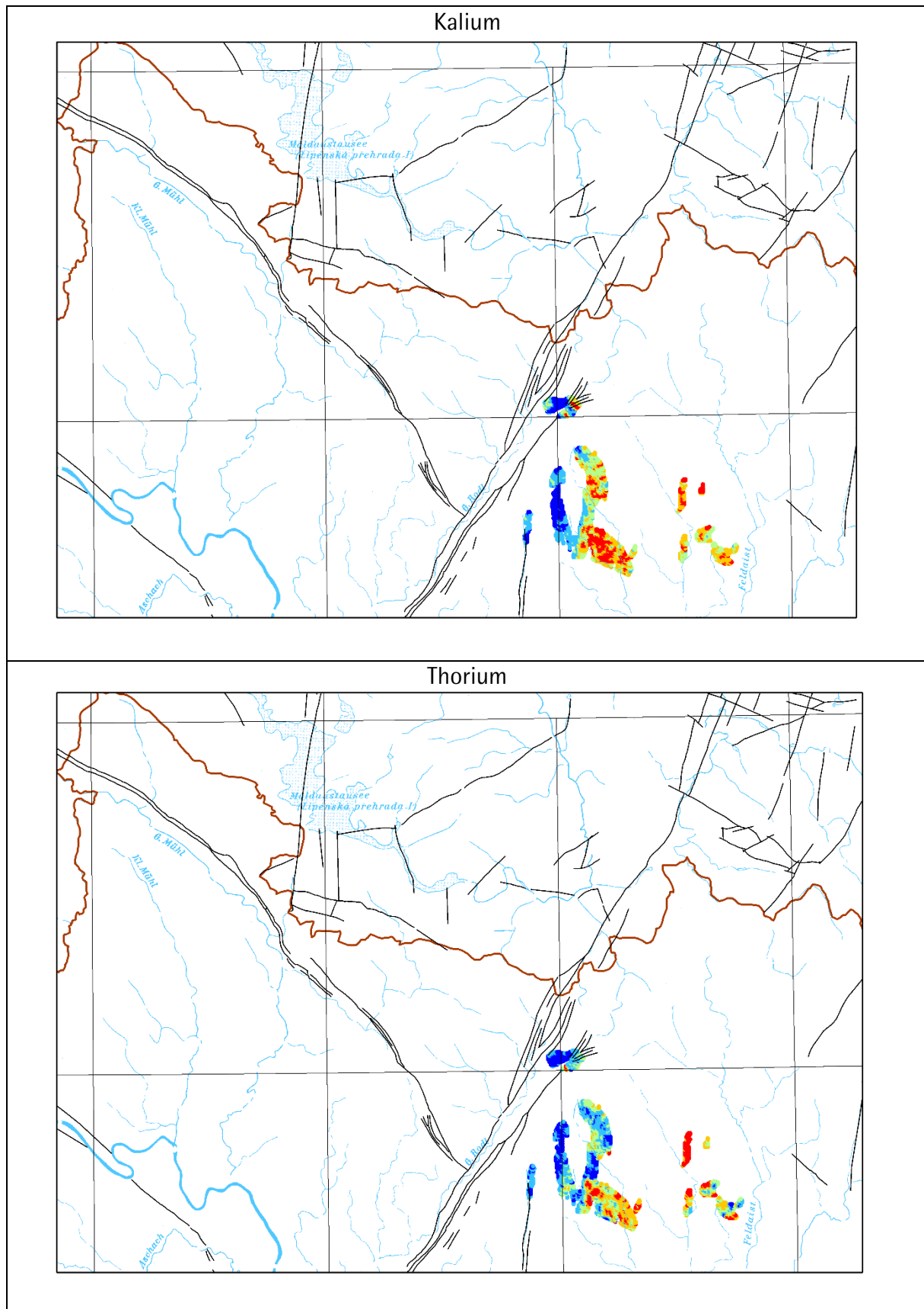


Abb. 9.17: Verteilung des Kalium und des eThorium im Altenberger Granit. Eingetragen sind weiters die tektonischen Linien der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006), das Gewässernetz und die Staatsgrenze.

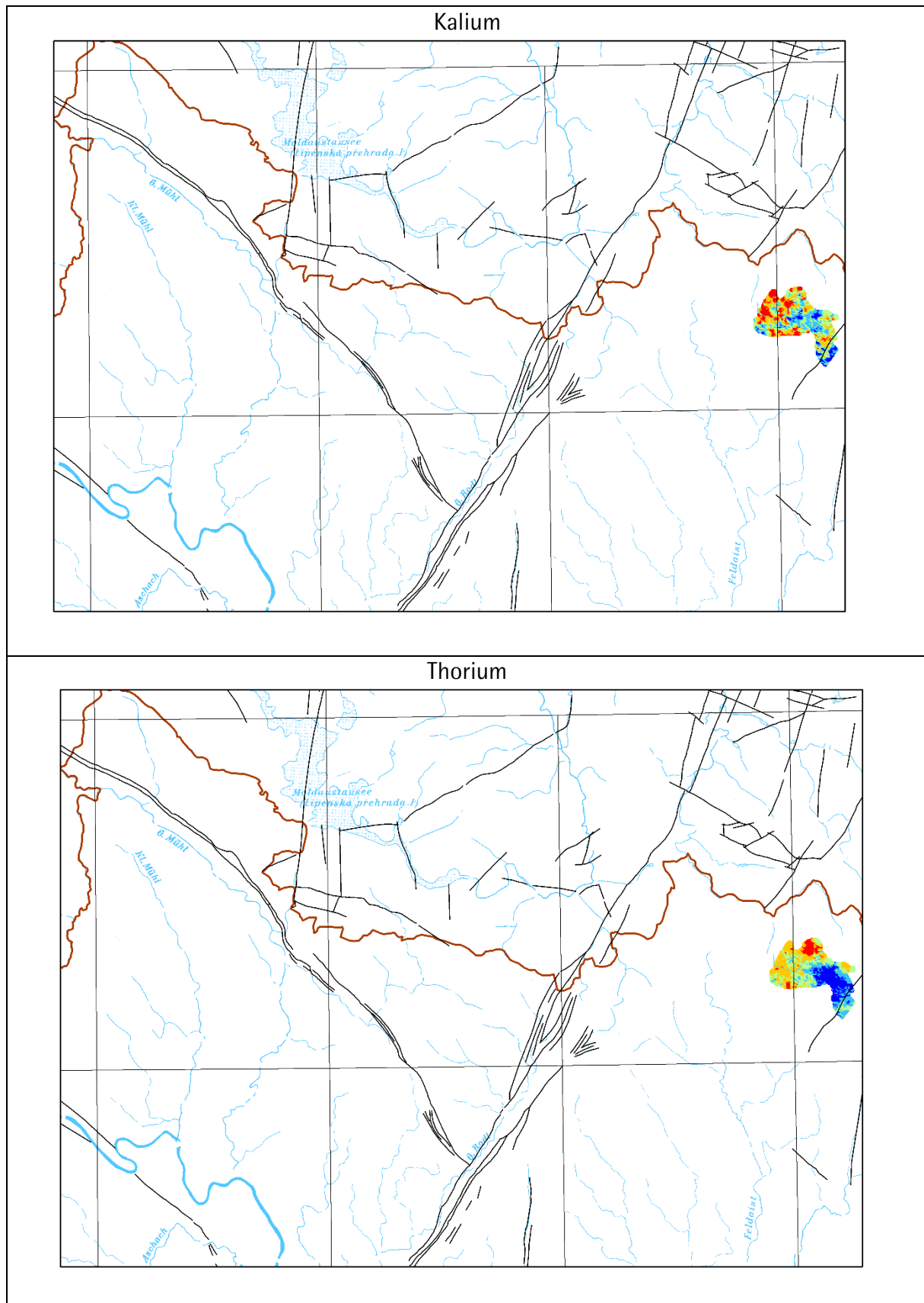


Abb. 9.18: Verteilung des Kalium und des eThorium im Karlstifter Granit. Eingetragen sind weiters die tektonischen Linien der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006), das Gewässernetz und die Staatsgrenze.

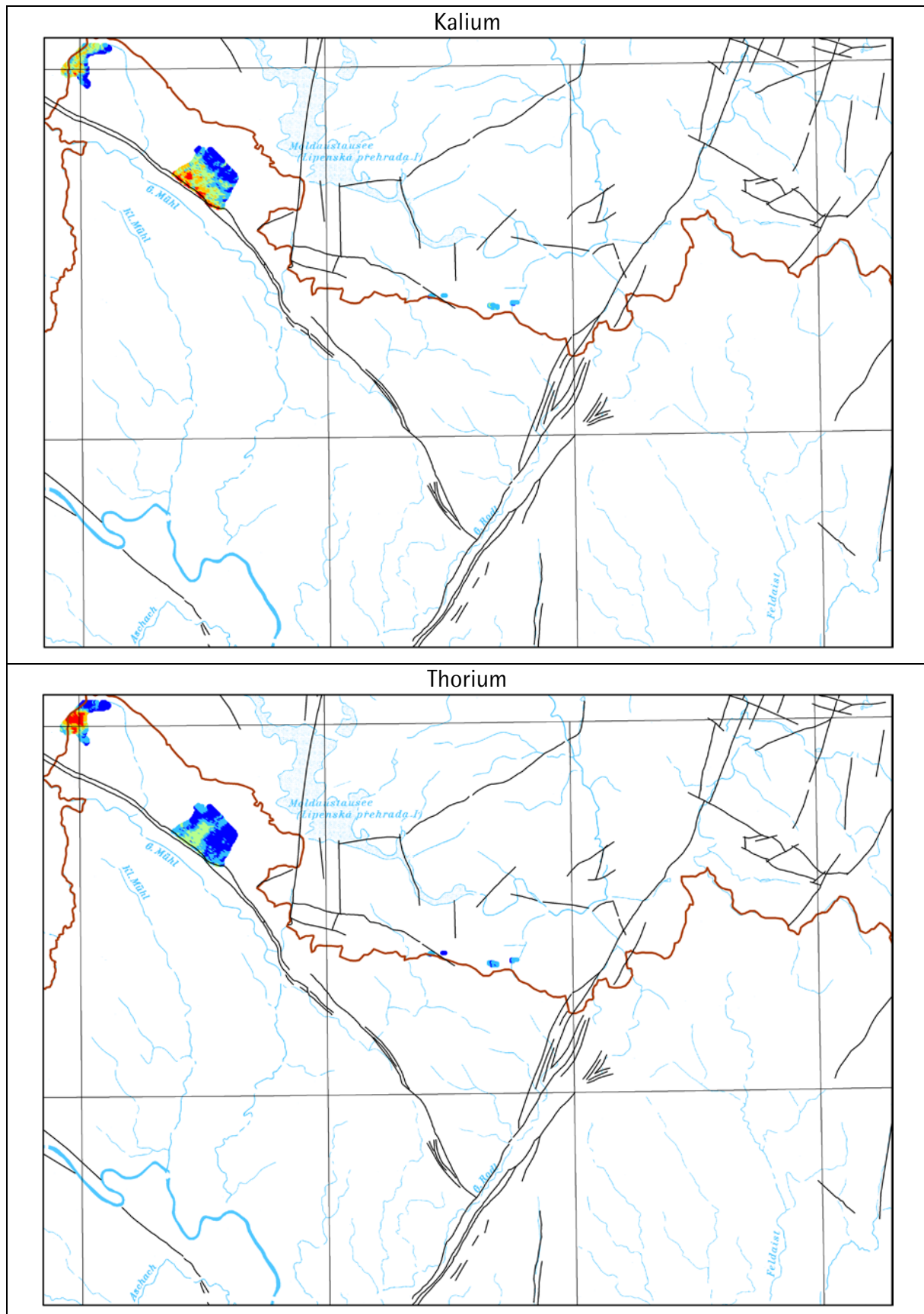


Abb. 9.19: Verteilung des Kalium und des eThorium im Eisgarner Granit. Eingetragen sind weiters die tektonischen Linien der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006), das Gewässernetz und die Staatsgrenze.

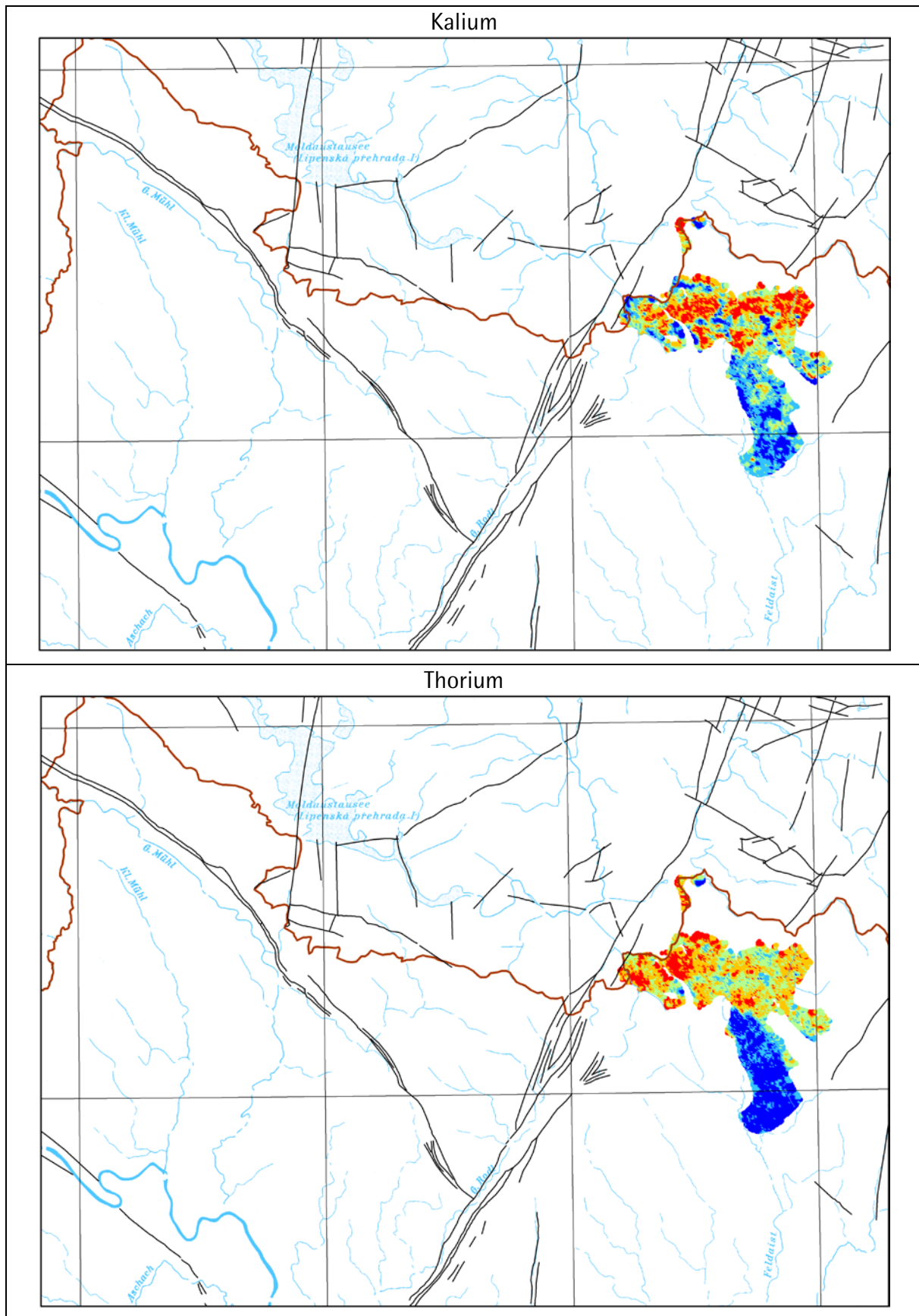


Abb. 9.20: Verteilung des Kalium und des eThorium im Freistädter Granodiorit (Kernfazies). Eingetragen sind weiters die tektonischen Linien der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006), das Gewässernetz und die Staatsgrenze.

9.4 Bodenradiometrie

Im Frühjahr 2011 wurden im Zuge einer Exkursion im Bereich Schwarzenberg – Plöckenstein von G. Schubert und P. Slapansky einige Radiometriemessungen an Steinberggranit (auch Dreiländereck Granit genannt) und Plöckenstein (= Plechy) Granit durchgeführt. Das Messgerät war ein Gammastrahlenspektrometer GS-256 der Firma Geofyzika Brno, die Messzeit betrug jeweils 2 Minuten. Die Messungen wurden an Riesenblöcken und im Steinbruch NE Teufelschüssel durchgeführt.

Der Plöckenstein-Granit und der Steinberggranit stellen zwei etwas unterschiedlich alte Typen des spätvariszischen (328 – 325 Ma) Plöckenstein Plutons dar (BREITER, 2005; BREITER et al., 2007). Der Steinberggranit ist durch sehr hohe Th-Gehalte gekennzeichnet, das Th ist an Monazit gebunden (BREITER et al., 2007).

BREITER (2005) weist besonders auf mögliche gesundheitliche Risiken für die lokale Bevölkerung durch die erhöhte Strahlendosis hin, da in der Ortschaft Oberschwarzenberg bei den älteren Häusern der Steinberggranit vielfach als Baumaterial der Häuser verwendet wurde.

Unsere Messungen stimmen mit den von BREITER (2005) und BREITER et al. (2007) publizierten Werten sehr gut überein, allerdings wurden in einzelnen Messungen Th-Gehalte gefunden, die noch höher waren als die bisher bekannten. Die Messwerte sind in der Tabelle Tab. 9.10 und in den Verteilungsdiagrammen Abb. 9.22 dargestellt.

Gestein	Nr.	Kalium [%K]	Uran (ppm U)	Thorium [ppm Th]
Steinberggranit, Block	3	2,9	6	95
Steinberggranit, Aufschluss	4	3,9	4	120
Steinberggranit, Block neben Teufelsschüssel	5	3,6	9	99
Steinberggranit, Steinbruch, westlicher Bereich	6	3,7	7	143
Steinberggranit, Steinbruch, zentraler Bereich	7	4,3	12	134
Steinberggranit, Block, feiner und porphyrischer, ev. Kontakt	13	4,1	4	74
Plöckenstein Granit, Messung zwischen Blöcken	9	5,0	11	19
Plöckenstein Granit mit einzelnen Kalifeldspat tafeln, Felsplatte	10	3,6	10	15
Plöckenstein Granit, Block	11	3,8	10	13
Plöckenstein Granit, Block	12	3,7	10	15

Tab. 9.10: Ergebnisse der Gammastrahlenspektrometernmessungen N Schwarzenberg.

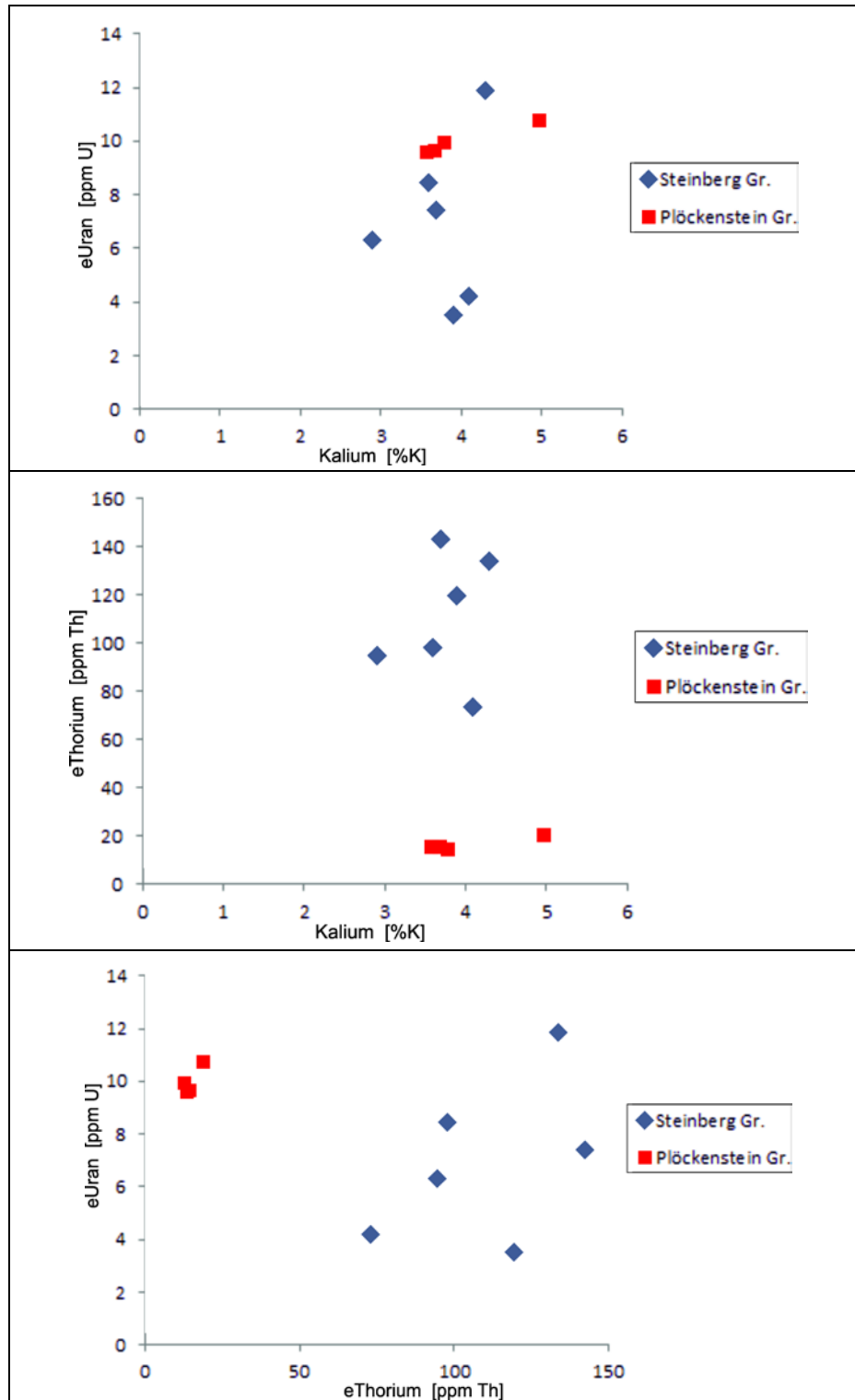


Abb. 9.21: Korrelationsdiagramme K-U, K-Th und Th-U für die Proben aus dem Bereich Schwarzenberg – Plöckenstein.(Tab. 9.9).

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*, 8, 271-278; Melbourne.
- ALLETSGRUBER, I. (2007): Radongehalte in Grundwässern des Mühlviertels (Oberösterreich): Geologische und hydrogeologische Faktoren.- Diplomarbeit Universität Salzburg, 79 S., 50 Abb., 8 Tab., 1 Anh.; Salzburg.
- ANTHES, G., LIPIARSKI, P., MASSIMO, D., KOLLARS, B., RABEDER, J. & HEINRICH, M. (2006): Studie, Grundlagenenerhebung zu Vorkommen von Granitgesteinen in Österreich: Voruntersuchungen der nutzbaren Festgesteinsarten unter schwerpunktmäßiger Betrachtung der qualitativen Eigenschaften für den Verkehrsflächen- & Wasserbau als Basis für den Österreichischen Rohstoffplan.- Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-050, 64 Bl., Ill., 2 Anl., 3 Kartenbeil.; Strobl, Wien. (GBA Archiv Nr. A 13993-R).
- 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.
- BARTAK, D., FRASL, G., FINGER, F. (1987): Der Zirkon als Indikator für die Einschmelzung von Granit durch Granit (am Beispiel von Mauthausener und Engerwitzdorfer Granit aus dem östlichen Mühlviertel, Oberösterreich).- *Jb. Geol. B.-A.* 129, S. 646, Wien.
- BIEBER, G., MOTSCHKA, K., SLAPANSKY, P., AHL, A., RÖMER, A. & SCHATTAUER, I. (2012): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Lest (OÖ).- Unveröff. Bericht ÜLG-020/2009A & 2010A, ÜLG-028/2009C 2010A & 2011B, ÜLG-035/2009A 2010A & 2011B, 105 S. 49 Abb., 13 Tab., 13 Abb. in Anhang; 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 (ΔT) in Österreich.- *Leobener H. Angew. Geophysik*, 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.
- BRANDMAYR, M., LOIZENBAUER, J. & WALLBRECHER, E. (1999): Contrasting P-T conditions during conjugate shear zone development in the Southern Bohemian Massif, Austria. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 90, 11-29, Wien.
- BREITER, K. (2005): Short note on a Thorium-rich Granite in the Three Corner Area (Dreiländereck) of Austria, the Czech Republic and Germany.- *Jahrbuch Geologische Bundesanstalt*, 145, 141-143, 2 Fig., 1 Tab.; Wien.
- BREITER, K. (2010): Geochemical classification on Variscan Granitoids in the Moldanubian (Czech Republik).- *Abh. Geol. B.-A.*, 65 (Fifty Years of Geological Cooperation between Austria, the Czech Republik and the Slovak Republik), 19-25, 2 Text-Fig.; Wien.
- BREITER, K. & SCHARBERT, S. (1998): Latest Intrusions of the Eisgarn Pluton (South Bohemia – Northern Waldviertel). - *Jb. Geol. B.-A.*, 141, 25-37, 10 Fig., 4 Tab.; Wien.

- BREITER, K. & KOLLER, F. (1999): Two-mica granites in the central part of the South Bohemian Pluton. – Abh. Geol. B.-A., 56/1 (Geologie ohne Grenzen, Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt), 201–212, 7 Fig., 1 Tab., 1 Pl.; Wien.
- BREITER, K. & SCHARBERT, S. (2006): Two-mica and biotite granites in the Weitra-Nové Hradý area, Austria – Czech Republic.– J. Czech Geol. Soc. 51, 217–229; Prag.
- BREITER, K., KOLLER, F., SCHARBERT, S., SIEBEL, W., ŠKODA, R. & FRANK, W. (2007): Two-mica granites of the Plechý (Plöckenstein) pluton in the Triple-point area (Trojmezí, Dreiländereck) of Austria, the Czech Republic and Germany.– Jb. Geol. B.-A., 147, 527–544, 15 Abb., 10 Tab.; Wien.
- BRÜGGEMANN, H. & FINGER, F. (2002): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, ÖK 33 Steyregg, Geologische Bundesanstalt, 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.
- BUCHROITHNER, M. F. (1984): Karte der LANDSAT-Bildlineamente von Österreich 1:500.000. Wien (GBA).
- BUNDESMINISTERIUM FÜR GESUNDHEIT UND UMWELTSCHUTZ (1986): Tschernobyl und die Folgen für Österreich. – Bericht Umweltbundesamt; 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..
- BÜTTNER, S. H. (2007): Late Variscan stress-field rotation initiating escape tectonics in the south-western Bohemian Massif: a far field response to late-orogenic extension. – J. Geosciences, 52, 29–43, Prag.
- CARMICHAEL, R. S. (1989): Magnetic properties of minerals and rocks. – In: Carmichael, R. S. (ed.): Practical handbook of physical properties of rocks and minerals, 299–358, 22 Tab., 32 Fig.; Boca Raton (CRC Press).
- 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.
- CHEN, F. & SIEBEL, W. (2004): Zircon and titanite geochronology of the Fürstenstein granite massif, Bavarian Forest, NW Bohemian Massif: Pulses of late Variscan magmatic activity. – Eur. J. Miner., 16, 777–788, Stuttgart.
- 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).
- DUMA, G. & JILG, W. (1991): Gesteinsdichten und magnetische Suszeptibilitäten im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse.- Unveröff. Endbericht zu Projekt P7186-GEO ("Gesteinsphysik Böhmisches Masse") des FFWF; (Wien).
- 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., New York u. A. (J. Wiley & Sons).
- FINGER, F. (1984): Die Anatexis im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich).- Diss. Univ. Salzburg, 217 S, Salzburg.
- FINGER, F. (1986): Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). -Jb. Geol. B.-A., 128, 383-402, Wien.
- FINGER, F. & HÖCK, V. (1987): Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich.- Jb. Geol. B.-A. 129, 641-642; Wien.
- FINGER, F. & HAUNSCHMID, B. (1988): Zirkonuntersuchungen als eine Methode zur Klärung der Intrusionsfolge in Granitgebieten – eine Studie im nordöstlichen Oberösterreichischen Moldanubikum.- Jb. Geol. B.-A. 131, 255-266, 8 Abb.; Wien.
- FINGER, F. & VON QUADT, A. (1992): Wie alt ist der Weinsberger Granit? U/Pb versus Rb/Sr Geochronologie.- Mitt. Österr. Miner. Ges., 137, 83-86, Wien.
- FINGER, F. & CLEMENS, J. (1995): Migmatization and „secondary“ granitic magmas: effects of emplacement and crystallization of „primary“ granitoids in Southern Bohemian Massif, Austria. – Contr. Miner. Petrol., 120, 311-326, Berlin.
- 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, Wien.
- FINGER, F., GERDES, A., JANOUSEK, V., RENÉ, M. & RIEGLER, G. (2007): Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. – J. Geosci., 52, 9-28; Prag.
- FINGER, F., RENÉ, M., GERDES, A. & RIEGLER, G. (2009): The Saxo-Danubian Granite Belt: magmatic response to postcollisional delamination of mantle lithosphere below the southwestern sector of the Bohemian Massif (Variscan orogen). – Geologica Carpathica, 60, 205-212, Bratislava.

- FISCHER, G. & TROLL, G. (1973): Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes.- *Geologica Bavarica*, 68, 7-44, München.
- FRASL, G. (1957): Bericht 1956 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33).- *Verh. Geol. B.-A.*, 1957, 22-25, 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, Stuttgart.
- 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., Salzburg.
- FRIEDL, G. (1997): U/Pb-Datierungen an Zirkonen und Monaziten aus Gesteinen vom österreichischen Anteil der Böhmisches Masse.- *Diss. Univ. Salzburg*, 242 S., Salzburg.
- FRIEDL, G., QUADT, A. VON & FINGER, F. (1996): Timing der Intrusionstätigkeit im Südböhmischen Batholith.- 6. Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie Salzburg, 10.- 15. April 1996: Erweiterte Kurzfassungen, 127-130, Salzburg.
- FRIEDL, G., FINGER, F., PAQUETTE, J.-L., QUADT, A. VON, MCNAUGHTON, N. J. & FLETCHER, I. R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 93, 802-823, Stuttgart.
- FUCHS, G. (1960): Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Rohrbach (14) und Engelhartzell (13). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1960, A25-A28, Wien.
- FUCHS, G. (1962): Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs.- *Verh. Geol. B.-A.*, 1962, 96-117, 1 Kt.; Wien.
- FUCHS, G. (2005): Der geologische Bau der Böhmisches Masse im Bereich des Strudengaus (Niederösterreich).- *Jb. Geol. B.-A.*, 145, 283-291, 1 Taf.; 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. & SCHWAIGHOFER, B. (1978): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 17 Großpertholz (mit einem Beitrag von I. DRAXLER).- 26 S., 1 Tab.; 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
- FUCHS, W. & THIELE, O. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich. 1:50000: Erläuterungen zu Blatt 34 Perg, 31 S., 1 Abb., 4 Tab.; Wien
- GASSER, V. (2005): Radionuklide im Grundwasser des östlichen Mühlviertels (Böhmische Masse). – Diplom – Arbeit Universität Salzburg.
- GEBAUER, D., WILLIAMS, I. S., COMPSTON, W. & GRÜNENFELDER, M. (1989): The development of the Central European continental crust since the Early Archaean based on conventional and ionmicroprobe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons.– Tectonophysics, 157, 81–96, Amsterdam.
- 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.
- GERDES, A. (2001): Magma homogenization during anatexis, ascent and/or emplacement? Constraints from the Variscan Weinsberg Granites. – Terra nova; 13, 305–312, 5 Abb., 3 Tab.; Oxford.
- GERDES, A., WÖRNER, G. & FINGER, F. (1998): Late-orogenic magmatism in South Bohemia – geochemical and isotopic constraints on possible sources and magma evolution.– Acta Univ. Carol., Geol. 42, 41–45; Prag.
- GERDES, A., WÖRNER, G. & FINGER, F. (2000): Hybrids, magma mixing and enriched mantle melts in post- collisional Variscan granitoids: the Rastenberg Pluton, Austria. – In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (Eds): Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. – Geol. Soc. London Spec. Publ., 179, 415–431, London.
- GERDES, A., FRIEDL, G., PARRISH, R.R. & FINGER, F. (2003): High-resolution geochronology of Variscan granite emplacement – the South Bohemian Batholith.– J. Czech Geol. Soc., 48, 53–54, Prag.
- 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.
- GÖTZL, G. (2007): Geothermie in Österreich.– In: Geoatlas Österreich (Hrsg. Th. Hofmann & H. P. Schönlaub), 66–67, 2 Abb.; Wien (Böhlau).
- 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.
- HAHN, A., PETERSEN, N. & SOFFEL, H. (1985): Geomagnetik.– In: F. Bender (Hrsg.): Angewandte Geowissenschaften, Band II, Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften, 57–155, 78 Abb., 7 Tab.; Stuttgart (Enke).

- HANDLER, R., BRANDMAYR, M. & WALLBRECHER, E. (1991): The Rodl Shear Zone in the southern Bohemian Massif. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1991, 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. (1993): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Unveröff. Bericht ÜLG-28/92, 84 S., 107 Abb., 5 Tab., 14 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.
- HENK, A., BLANCKENBURG, F. VON, FINGER, F., SCHALTEGG ER, U. & ZULAUF, G. (2000): Syn-convergent high-temperature metamorphism and magmatism in the Variscides: a discussion of potential heat sources. – In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (Eds): Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt.– Geol. Soc. London Spec. Publ., 179, 387–399, London.
- HOLUB, F. V. (1997): Ultrapotassic plutonic rocks of the durbachite series in the Bohemian Massif: Petrology, geochemistry and petrogenetic interpretation.– Sbor. Geol. Věd: Ložisk. Geol. Miner., 31, 5–26, Prag.
- HOLZER, H. (1964): Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs.– Verh. Geol. B.-A., 1964, 360–371, 1 Abb.; Wien.
- HÜBL, G. (1993): Modellrechenmethoden und ihre Anwendung auf eine Gruppe magnetischer Anomalien nahe Liebenau in der Böhmisches 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.
- JANOŠEK, V. & HOLUB, F. V. (2007): The causal link between HP-HAT metamorphism and ultrapotassic magmatism in collisional orogens: case study from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. – Proceed. Geol. Assoc., 118, 1–12, Amsterdam.
- JILG, W. (1992): Regionale Verteilung von Gesteinsdichten und magnetischen Suszeptibilitäten in der Böhmisches Masse Österreichs.– Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 38, 57–72, 7 Abb., 5 Tab.; Wien.
- KALT, A., BERGER, A. & BLÜMEL, P. (1999): Metamorphic Evolution of Cordierite Bearing Migmatites from the Bayerische Wald (Variscan belt, Germany). – J. Petr., 40, 601–627, Oxford.

- KALT, A., CORFU, F. & WIJBRAMS, J. R. (2000): Time calibration of a P-T path from a Variscan high-temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany), and the detection of inherited monazite. – *Contr. Miner. Petrol.*, 138, 143–163, Berlin.
- 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. (1970): Über das Vorkommen eines porphyrischen Granits im Raume Sandl-Karlstift-Liebenau bei Freistadt im oberösterreichischen Mühlviertel (Granit vom Typ Karlstift).– *TMPM* 14, 311–323, Wien.
- KLOB, H. (1971): Der Freistädter Granodiorit im österreichischen Moldanubikum.– *Verh. Geol. B.-A.*, 1971, 98–142, 18 Abb., 13 Tab.; Wien.
- KLOMÍNSKÝ, J., JARCHOVSKÝ, T. & RAJPOOT, G. S. (2010): The Atlas of Plutonic Rocks and Orthogneisses in the Bohemian Massif, 2. Moldanubicum.– *Czech Geol. Surv.*, 199 S., zahlreiche Abb. und Tab.; Prag.
- KLÖTZLI, U., FRANK, W., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1999): Evolution of the SE Bohemian Massif Based on Geochronological Data – A Review. – *Jb. Geol. B.-A.*, 141, 377–394, Wien.
- KLÖTZLI, U., KOLLER, F., SCHARBERT, S. & HÖCK, V. (2001): Cadomian lower-crustal contributions to Variscan granite petrogenesis (South Bohemian pluton, Austria): constraints from zircon typology and geochronology, whole-rock, and feldspar Pb-Sr isotope systematics.– *J. Petr.*, 43, 1621–1642, Oxford.
- KOBRANOVA, V. N. (1989): *Petrophysics.*– 375 S., 164 Fig., 24 Tab.; Moskau, Berlin etc. (MIR-Publ. & Springer).
- KOHL, H. (1957): Das Kefermarkter Becken. Eine geologischmorphologische Untersuchung.– *Oberöstr. Heimatbl.*, 11/2, 97–115, Linz.
- KOHL, H. (1974): Minerale im Großraum Linz. 1. Fortsetzung: Elemente und Sulfide.– *Apollo*, 35, 5–7, Linz.
- KOHL, H. (1977): Minerale im Großraum Linz. 5. Fortsetzung: Silikate, II.Teil.– *Apollo*, 47, 3–5, Linz.
- KOTKOVÁ, J., SCHALTEGG, U. & LEICHMANN, J. (2010): Two types of ultrapotassic rocks in the Bohemian Massif – coeval intrusions at different crustal levels. – *Lithos*, 115, 163–176, Amsterdam.
- 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.
- KRENNMAYR, H. G. & SCHNABEL, W. (2006): *Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000.* – Geologische Bundesanstalt (Hrsg.), 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.
- LANZA, R. & MELONI, A. (2006): The Earth's Magnetism. An Introduction for Geologists. XI + 278 S., 167 Fig, 6 Tab.; Berlin, Heidelberg New York (Springer).
- 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.; Leoben.
- 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.
- LIEW, T. C., FINGER, F. & HÖCK, V., 1989: The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting: Chem. Geol., 76, 41-55, Amsterdam.
- LINNER, M. (2007): Das Bavarikum - eine tektonische Einheit im südwestlichem Moldanubikum (Böhmische Masse).- In: H. Egger & Ch. Rupp (Red.): Beiträge zur Geologie Oberösterreichs: Arbeitstagung 2007 der GBA, Blatt 67 Grünau im Almtal und Blatt 47 Ried im Innkreis, 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).
- MACMILLAN, S. & FINLAY, CH. (2011): The International Geomagnetic Reference Field. - In: M. Mandea & M. Korte (Eds.): Geomagnetic Observations and Models (IAGA Special Sopron Book Series Vol. 5, 265-276, 11 Fig., 2 Tab.; Dordrecht u. A. (Springer).
- MASCH, L. & CETIN, B. (1991): Gefüge, Deformationsmechanismen und Kinematik in ausgewählten Hochtemperatur-Mylonitzonen im Moldanubikum des Bayerischen Waldes.- Geologica Bavarica, 96, 7-27, München.
- MATTERN, F. (1995): Late Carboniferous to early Triassic shear sense reversals at strike-slip faults in eastern Bavaria. - Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1993, 1471-1490, Stuttgart.
- MATTERN, F. (2001): Permo-Silesian movements between Baltica and Western Europe: tectonics and "basin families". - Terra Nova, 13, 368-375, 2001, Oxford.
- MEHMEDOVSKI, N. & SAKOPARNIG, M. (2013): Geomagnetische Prospektion im Bereich Ulrichsberg (OÖ).- Bakkalaureatsarbeit Inst. Für Erdwissenschaften Karl-Franzens Univ. und TU Graz, 69 S., 23 Abb., 7 Tab., Anh.; Graz.
- MERRILL, R. T. & McELHINNY, M. W. (1983): The Earth's Magnetic Field: its History, Origin and Planetary Perspective (International geophysics series, 32).- XI + 401 S., zahlreiche Fig. und Tab., 2 App.; London etc. (Academic Press).
- 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): Aeroeophysikalische Vermessung im Bereich Ulrichsberg (OÖ).- Unveröff. Bericht Projekt ÜLG20/2006B & ÜLG28/2007A, 66 S., 31 Abb., 5 Tab.; Wien.
- MOTSCHKA, K., BIEBER, G., SLAPANSKY, P., AHL, A., SUPPER, R. & RÖMER, A. (2009a): Aeroeophysikalische Vermessung im Bereich Eferdinger Becken / OÖ.- Unveröff. Bericht Projekte ÜLG-20/06c & 07a, ÜLG-28/07c & 08a, ÜLG-35/07c, 125 S., 67 Abb., 10 Tab.; Wien.
- MOTSCHKA, K., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P., BIEBER, G., RÖMER, A. & AHL, A. (2009b): Aeroeophysikalische 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).
- OTT, W. D. (1992): Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7248/49 Jandelsbrunn.- Bayer. Geol. L.-A., 72 S., München.
- 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.
- PROPACH, G., BAUMANN, A., SCHULTZ-SCHMALSLÄGER, M. & GRAUERT, B. (2000): Zircon and monazite U-Pb ages of Variscan granitoid rocks and gneisses in the Moldanubian Zone of eastern Bavaria, Germany. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 2000, 345-377, Stuttgart.
- RENÉ, M. (2000): Two Mica Granites of the Southwestern Part of the South Bohemian Batholith. - Mitt. Österr. Miner. Ges., 145, 21-28, 5 Fig., 1 Tab.; Wien.
- RENÉ, M., HOLTZ, F., LUO, C., BEERMANN, O. & STELLING, J. (2008): Biotite stability in peraluminous granitic melts: compositional dependence and application to the generation of two-mica granites in the South Bohemian batholith (Bohemian Massif, Czech Republic).- Lithos, 102, 538-553, Amsterdam.
- RICHTER, W. (1965): Petrologische Untersuchungen am Mauthausener Granit im österreichischen Moldanubikum.- Tscherm. Miner. Petr. Mitt. 3. F., 10, 265-296, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 33 Steyregg.- Jb. Geol. B.-A., 137, 442-443, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 33 Steyregg.- Jb. Geol. B.-A., 140, 293, Wien.
- ROGERS, J. J. W. & ADAMS, J. A. S., (1969a): Thorium. - in: K. H. Wedepohl (Ed.): Handbook of Geochemistry, Vol. II/5, 90-E, 90-K, 90-M; Berlin, Heidelberg, New York (Springer Verlag).
- ROGERS, J. J. W. & ADAMS, J. A. S., (1969b): Uranium. - in: K. H. Wedepohl (Ed.): Handbook of Geochemistry, Vol. II/5, 92-E, 92-K, 92-M; Berlin, Heidelberg, New York (Springer Verlag).
- ROSENBLUM, S. & FLEISCHER, M., (1995): The Distribution of Rare-Elements in Minerals of the

- Monazite Family; USGS Survey Bull., 2140; Washington DC.
- RUPP, CH, LINNER M. & MANDL, G. W. (2011): Erläuterungen zur geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (mit Beiträgen von B. Atzenhofer, B. Berning, G. Bieber, I. Draxler, H. Egger, F. Finger, M. Heinrich, Th. Hofmann, D. van Husen, S. Kapl, Ch. Kolmer, W., A. Lenhardt, G. Letouzé-Zezula, M. Linner, G. W. Mandl, B. Moshhammer, K. Motschka, G. Pestal, S. Pfeiderer, E. Reiter, A. Römer, Ch. Rupp, A. Schedl, R. Schuster, P. Slapansky, J. Th. Weidinger & I. Wimmer-Frey).- 255 S., 31 Abb., 4 Tab., 9 Farbtaf.; Wien (GBA).
- 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., (1987): Rb - Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich.- Mitt. Österr. Min. Ges., 132, 21-37, 8 Abb., 1 Tab.; Wien.
- SCHARBERT, S. (1992): Rb-Sr systematics of granitoid rocks of the South Bohemian Pluton. – In: Kukal, Z. (Ed.): Proc. 1st International Conference on the Bohemian Massif, 1988, 229-232, Czech Geol. Surv., Prag.
- 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.
- SCHARBERT, S., BREITER, K. & FRANK, W. (1997): The cooling history of the southern Bohemian Massif. – J. Czech Geol. Soc., 42, S. 24, Prag.
- 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 (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).
- SCHÖNHOFER, F., ECKER, W., HOJESKY, H., JUNGER, W., KIENZL, K., NOWAK, H., RIESS, A., VYCHYIL, P. & ZECHNER, J. (1986): Tschernobyl und die Folgen für Österreich: vorläufiger Bericht.- Monographien Umweltbundesamt, Nr. 1, XV + 216 S., Ill., Anh.; Wien.
- SCHOTT, B. & SCHMELING, H. (1998): Delamination and detachment of a lithospheric root.- Tectonophysics, 296, 225–247, Amsterdam.
- 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.
- SCHWAIGHOFER, B. (1978): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 18 Weitra (mit einem Beitrag von I. Draxler).- 18 S.; Wien.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1,000.000 (Isanomalien der Totalintensität).- Geologische Bundesanstalt (Hrsg.), Wien.
- SIEBEL, W., BLAHA, U., CHEN, F. & ROHRMÜLLER, J. (2005): Geochronology and geochemistry of a dyke-host rock association and implications for the formation of the Bavarian Pfahl shear zone, Bohemian Massif.- Int. J. Earth Sci., 94, 8–23; Stuttgart.
- SIEBEL, W., SHANG, C. K., REITTER, E., ROHRMÜLLER, J. & BREITER, K. (2008): Two distinctive granite suites in the SW Bohemian Massif and their record of emplacement: constraints from geochemistry and zircon ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb chronology.- J. Petr., 49, 1853–1872, Oxford.
- SOFFEL, H. C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus, XI + 276 S., 219 Abb.; Berlin u. Amsterdam.
- 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.
- STÖBICH, D. M. (1992): Trachtstudien an den akzessorischen Zirkonen des Weinsberger Granits im östlichen Mühlviertel und westlichen Waldviertel.- Diplomarbeit Univ. Salzburg, 59 S., Salzburg.
- 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 Mass und Zentralzone der Ostalpen (Bachsedimente <0.18mm), Textteil. 142 S., 47 Abb., 5 Tab., 6 Taf. (Beil.); Wien (Geologische Bundesanstalt).
- THIELE, O. (1961): Zum Alter der Donaustörung.- Verh. Geol. B.-A., 1961, 131–133, Wien.
- THIELE, O. & FUCHS, G. (1965): Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich, 1:100.000.- Geol. B.-A., Wien.

- TROLL, G. (1965): Die blastokataklastischen Kristallingesteine der Stallwanger Furche, Bayerischer Wald.- Geol. Bav., 58, 22-33; München.
- TROPPER, P., DEIBL, I., FINGER, F. & KAINDL, R. (2006): P-T-t evolution of spinel-cordierite-garnet gneisses from the Sauwald Zone (Southern Bohemian Massif, Upper Austria): Is there evidence for two independent late-Variscan low-P/high-T events in the Moldanubian Unit? – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), 95, 1019–1037, Stuttgart.
- TUREKIAN, K. (1972): Chemistry of the Earth. Physical Science and Technology Series, X + 131 S., Ill.; New York (Holt, Rinehart & Winston,).
- 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 Masse in Niederösterreich.- Diss. Math.- Naturwiss. Fachbereiche Univ. Göttingen, 112 S., zahlreiche Abb. und Tab., 25 S. Anh.; Göttingen.
- VELLMER, C. & WEDEPOHL, K. H. (1994): Geochemical characterization and origin of granitoids from the South Bohemian Batholith in Lower Austria. – Contrib. Mineral. Petrol., 118, 13–32, 13 Abb., 3 Tab.; Heidelberg
- VERNER, K., ŽÁK, J., NAHODILOVÁ, R. & HOLUB, F. V. (2008): Magmatic fabrics and emplacement of the cone-sheet-bearing Knížecí Stolec durbachitic pluton (Moldanubian Unit, Bohemian Massif): implications for mid-crustal reworking of granulitic lower crust in the Central European Variscides.- International Journal of Earth Sciences, 97, 19–33, 10 Fig.; Stuttgart.
- VERNER, K., ŽÁK, J., PERTOLDOVÁ, J., ŠRÁMEK, J., SEDLÁK, J., TRUBAČ, J. & TÝCOVÁ, P. (2009): Magmatic history and geophysical signature of a post-collisional intrusive center emplaced near a crustal-scale shear zone: the Plechý granite pluton (Moldanubian batholith, Bohemian Massif).- Int. J. Earth Sci, 98, 517–532, 10 Fig., 1 Tab.; Stuttgart.
- WALDMANN, L. (1930): Aufnahmsbericht von Privatdozent Dr. Leo Waldmann über Blatt Gmünd – Litschau (4454). – Verh. Geol. B.-A., 1930, 38–41, Wien.
- WALLBRECHER, E., BRANDLMAYR, M., HANDLER, R., LOIZENBAUER, J., MADERBACHER, F. & PLATZER, R. (1993): Konjugierte Scherzonen in der südlichen Böhmisches Masse: 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, Stuttgart.
- WIESENER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TSAMBOURAKIS, G. (1976): Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich.- Geol. Rundschau, 65, 512–525, 5 Abb. 4 Tab.; Stuttgart.
- WIMMER-FREY, I., SCHWAIGHOFER, B. & MÜLLER, H. W. (1995): Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der österreichischen Tonlagerstätten und Tonvorkommen mit regionaler Bedeutung. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-034/94, 6 S., Wien.
- ŽÁK, J., VERNER, K., FINGER, F., FARYAD, S.W., CHLUPÁČOVÁ, M. & VESELOVSKÝ, F. (2011): The generation of voluminous S-type granites in the Moldanubian unit, Bohemian Massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic middle crust.- Lithos, 121, 25–40, Amsterdam.

ANHANG: Ergebniskarten der aerogeophysikalischen Parameter

Abbildung A1: Dosisleistung	151
Abbildung A2: Kalium	152
Abbildung A3: Uran	153
Abbildung A4: Thorium	154
Abbildung A5: Ternäre Darstellung Radiometrie	155
Abbildung A6: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 4 Meter Tiefe (BL,RB,LE)	156
Abbildung A7: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 10 Meter Tiefe (BL,RB,LE)	157
Abbildung A8: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 30 Meter Tiefe (BL,RB,LE)	158
Abbildung A9: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 50 Meter Tiefe (BL,RB,LE)	159
Abbildung A10: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 4 Meter Tiefe (BL)	160
Abbildung A11: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 10 Meter Tiefe (BL)	161
Abbildung A12: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 30 Meter Tiefe (BL)	162
Abbildung A13: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 50 Meter Tiefe (BL)	163
Abbildung A14: Isanomalien der magnetischen Totalintensität, oberflächenparallel, 50 Meter über Grund	164
Abbildung A15: Isanomalien der magnetischen Totalintensität, feldfortgesetzt auf 1150 Meter und polreduziert	165

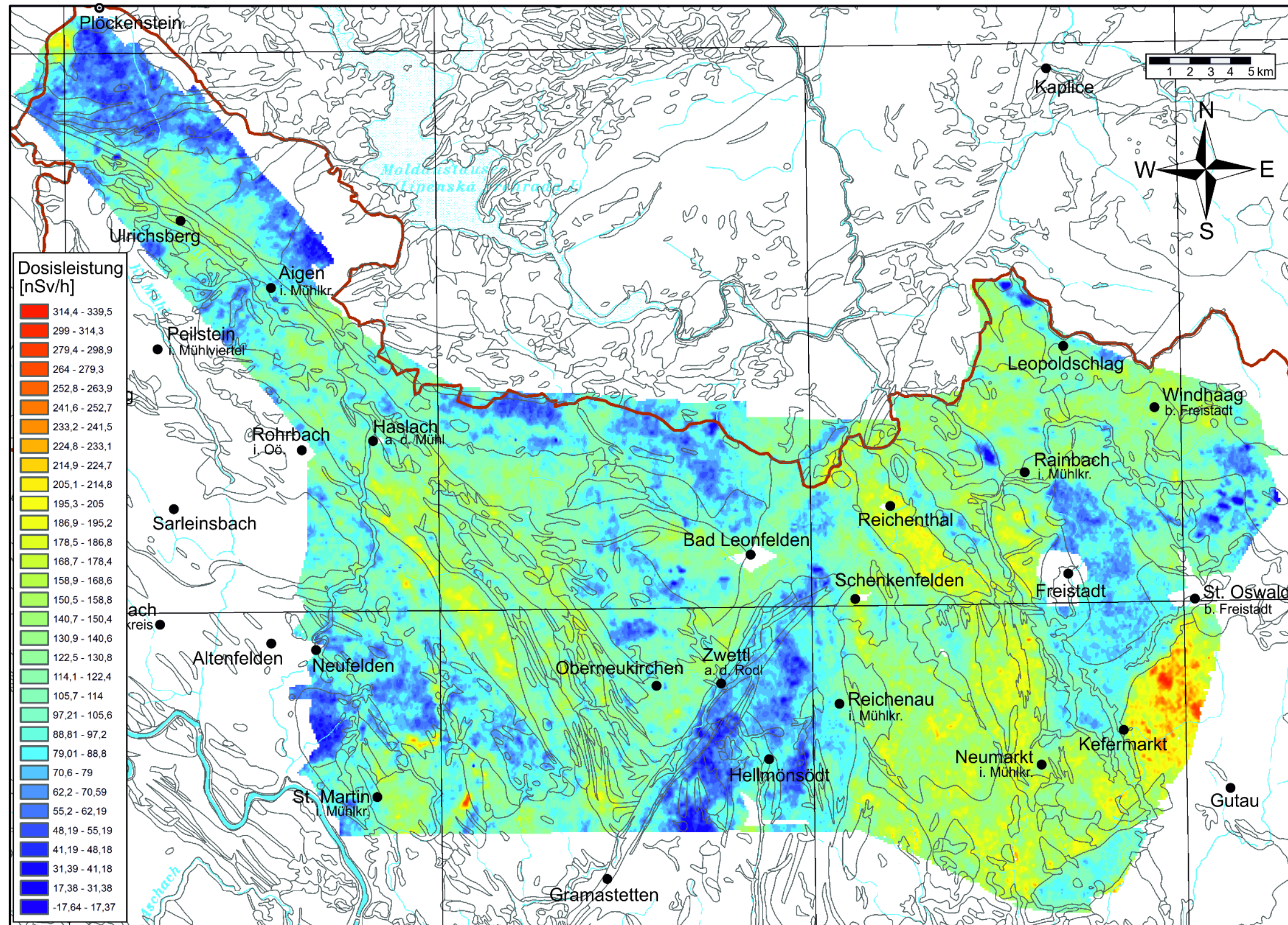


Abbildung A1: Dosisleistung.

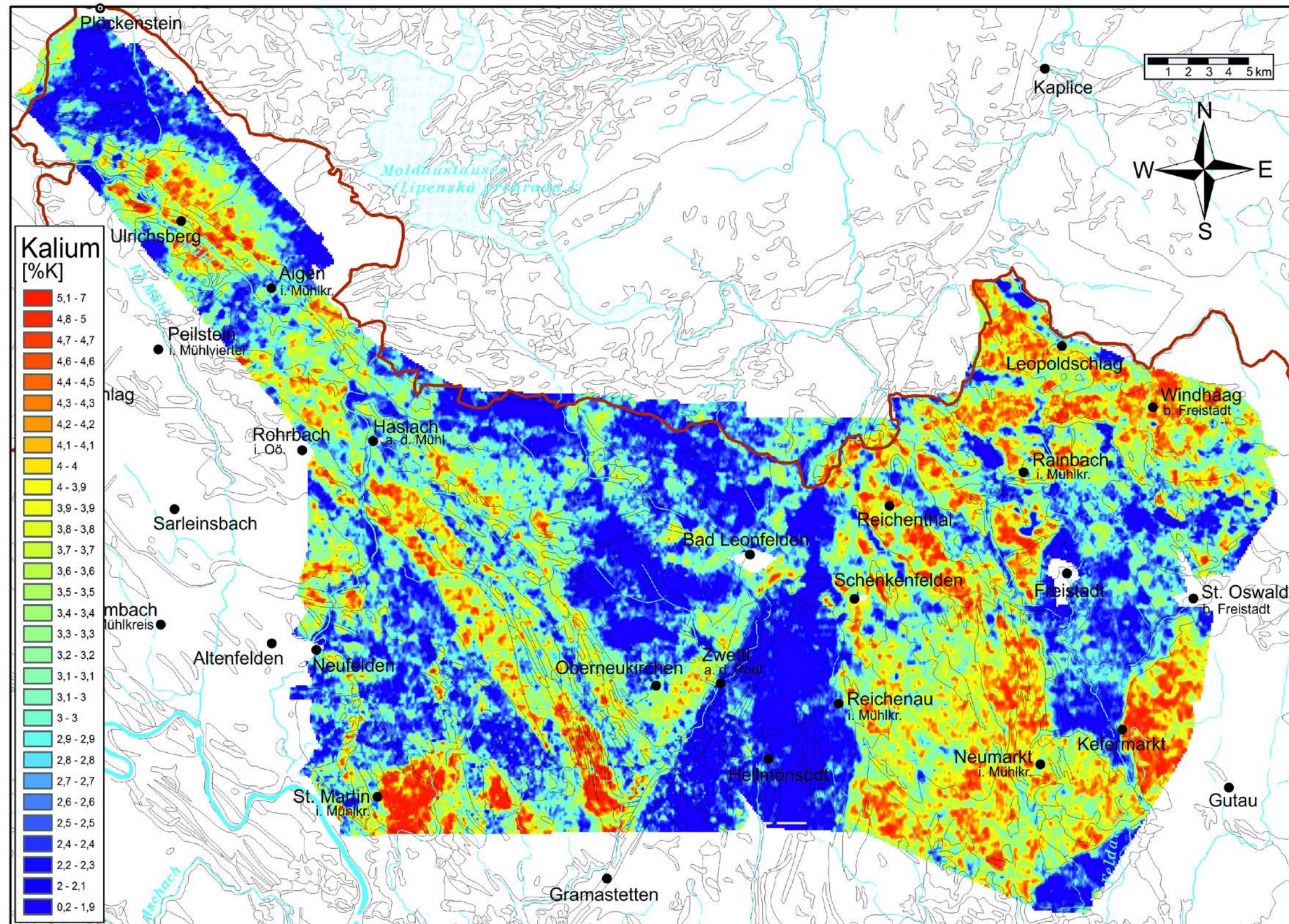


Abbildung A2: Kalium.

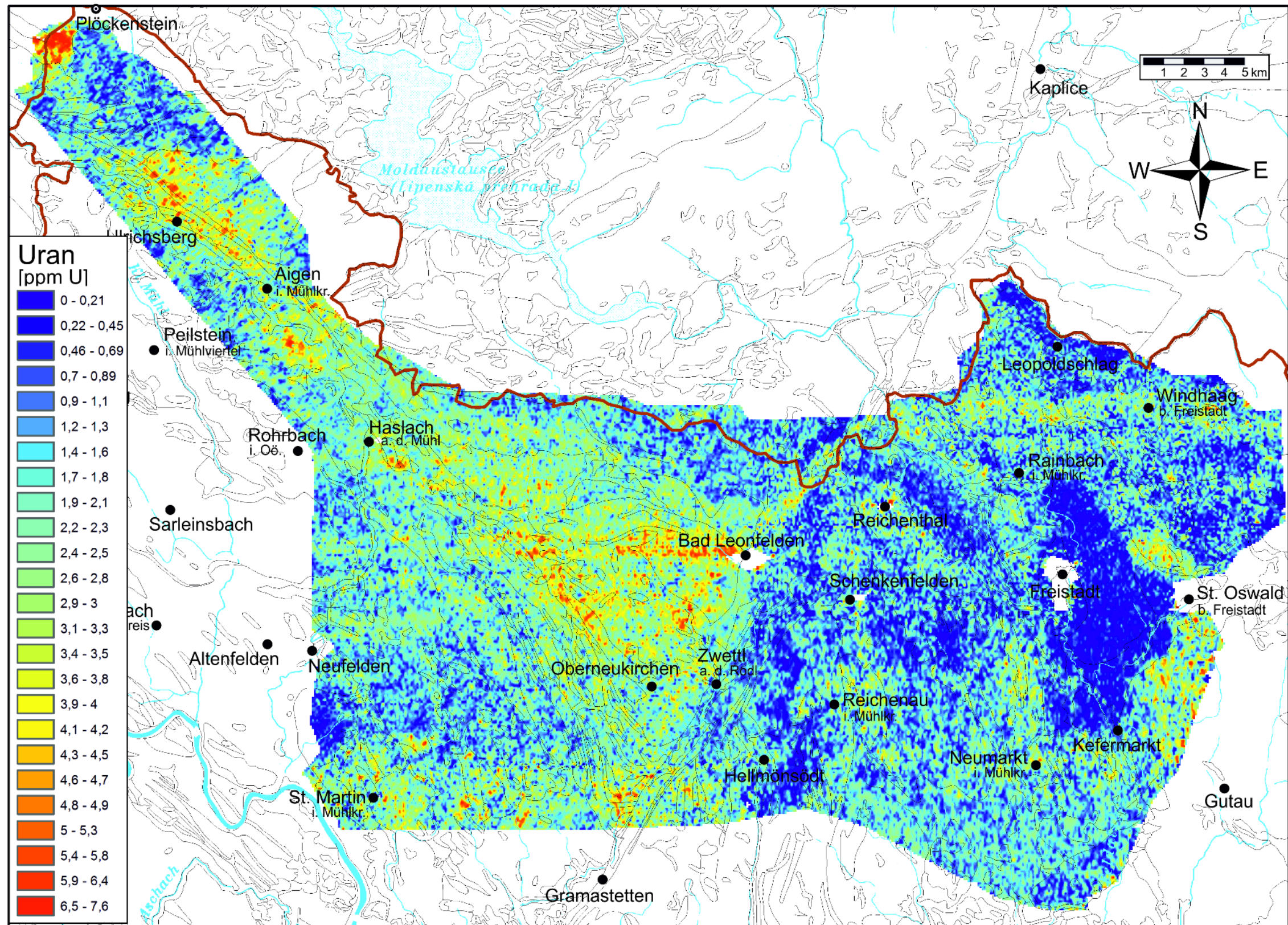


Abbildung A3: Uran.

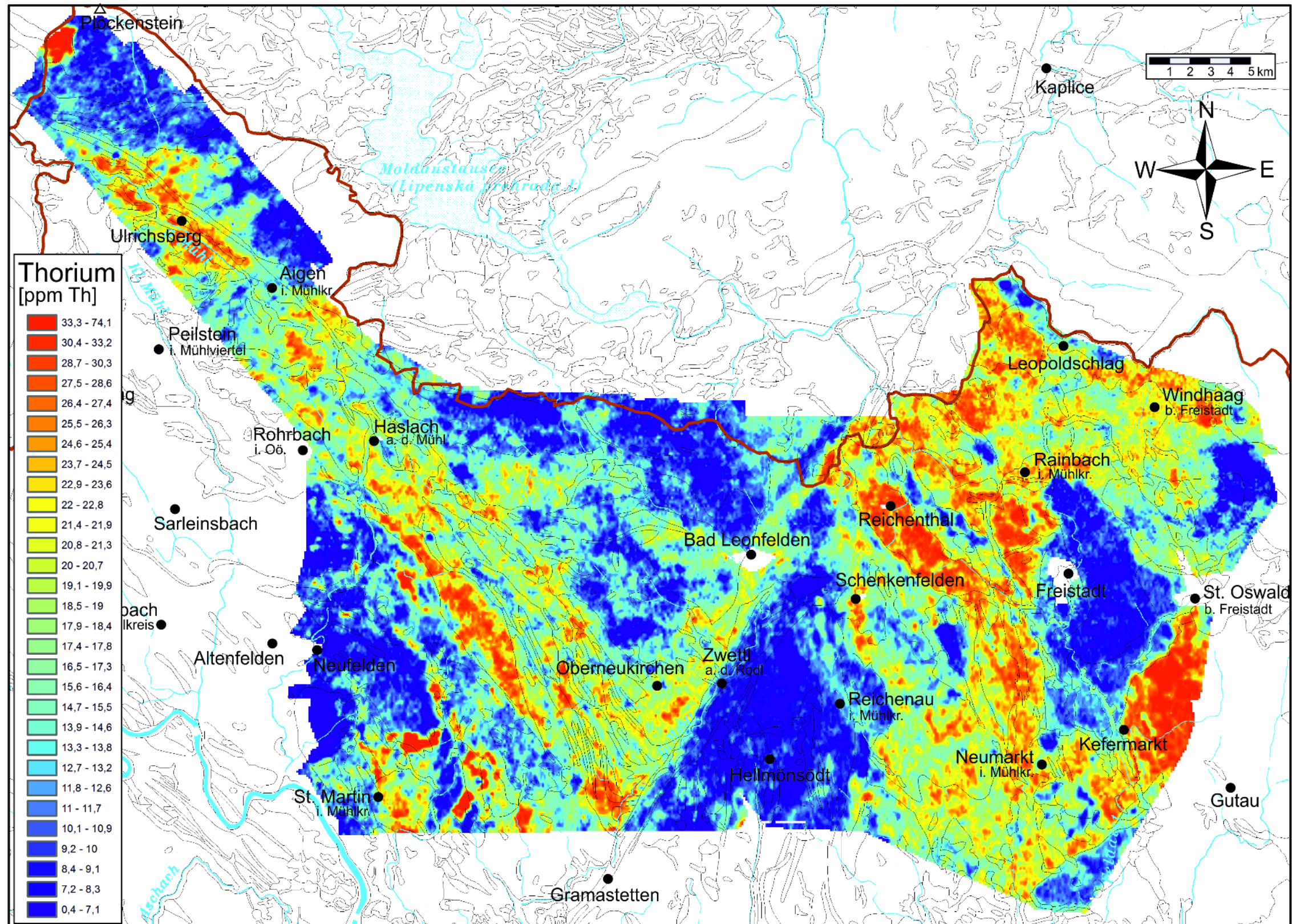


Abbildung A4: Thorium.

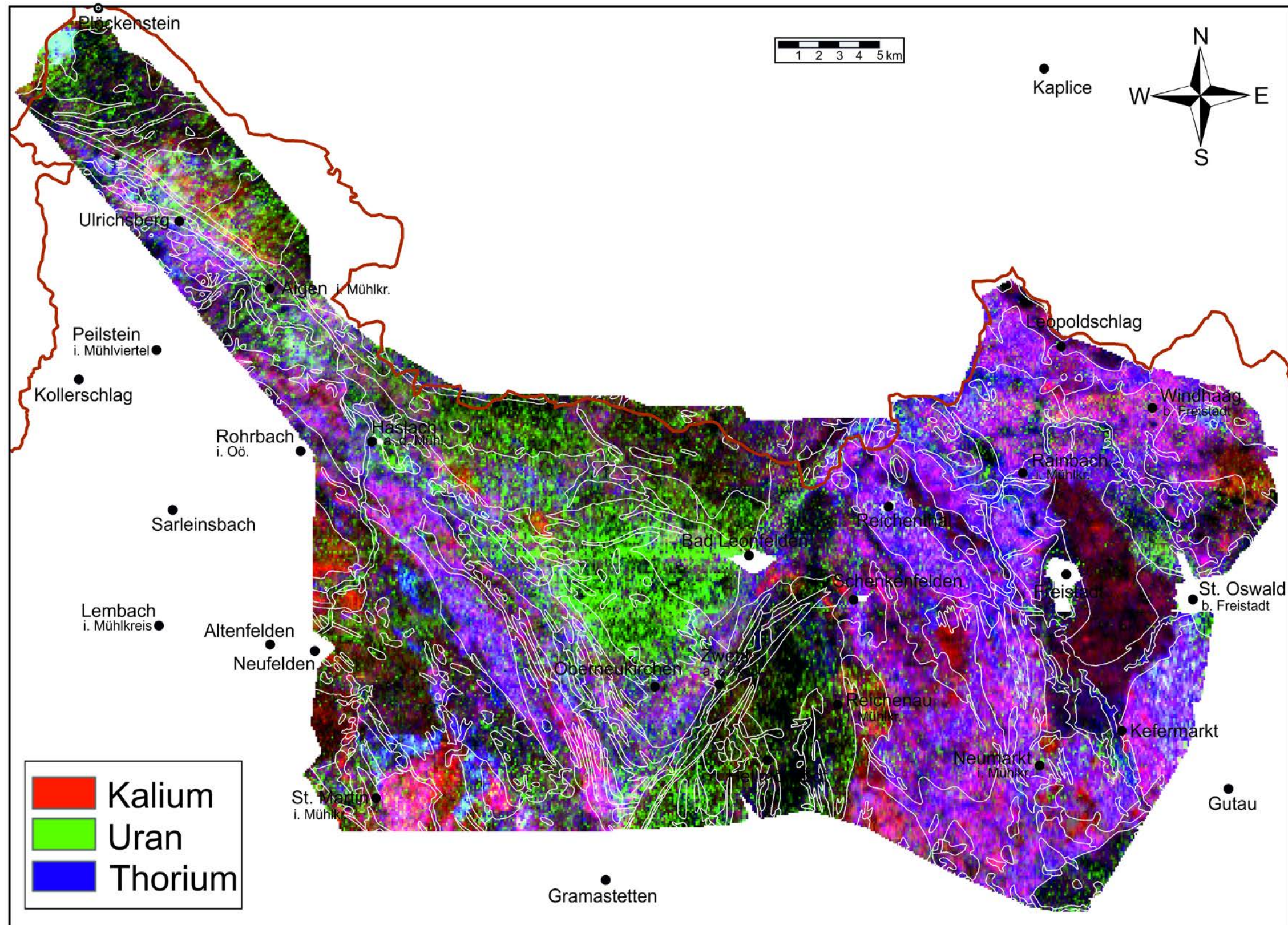


Abbildung A5: Ternäre Darstellung Radiometrie.

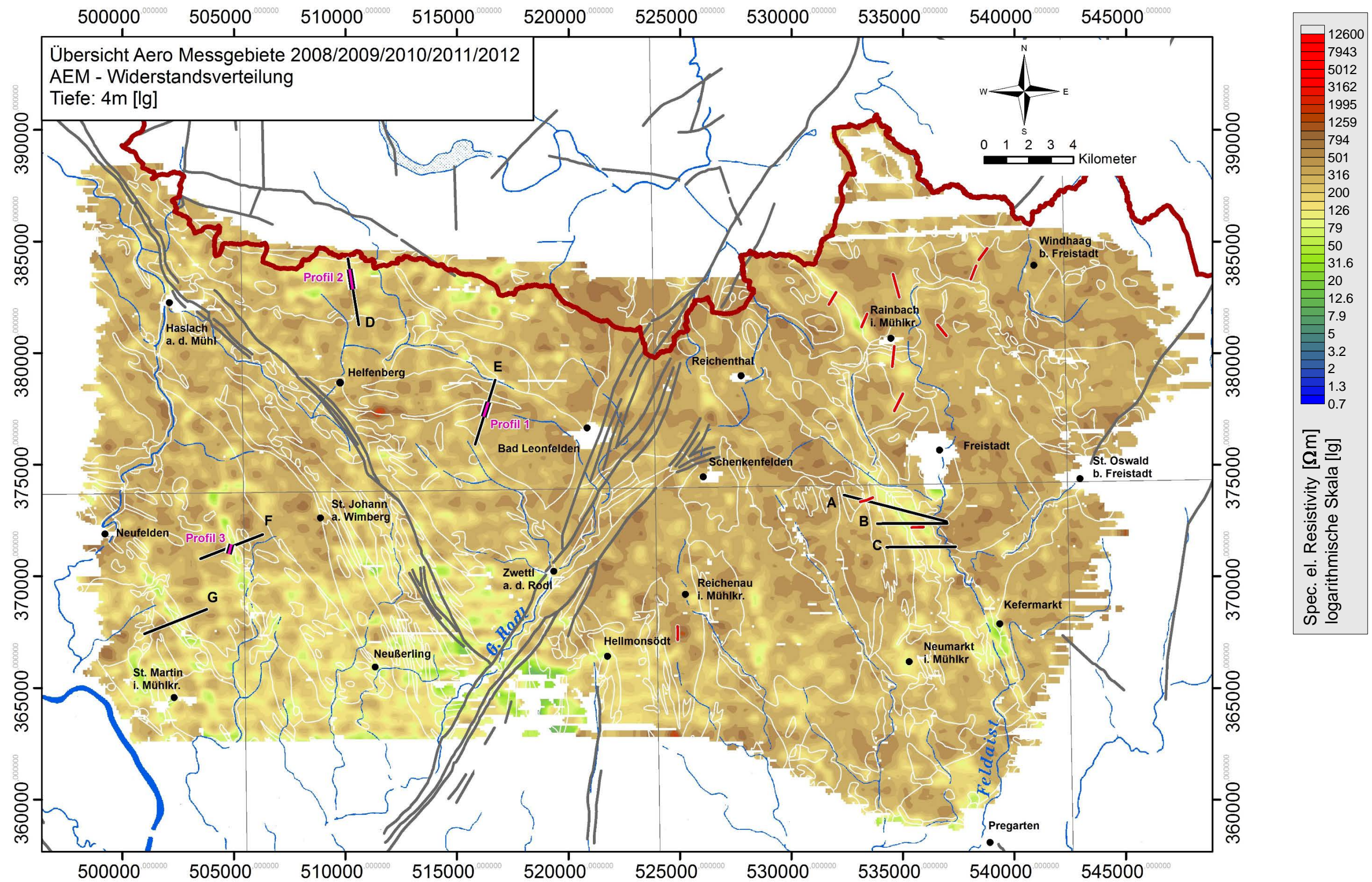


Abbildung A6: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 4 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (rote Linien: 2009-2012; violette Linien: 2014) und Profilschnitte aus der AEM (schwarze Linien)
Zusammengefasste Messgebiete: Rainbach 2008, Lest 2009/2010 und Bad Leonfelden 2011/2012.

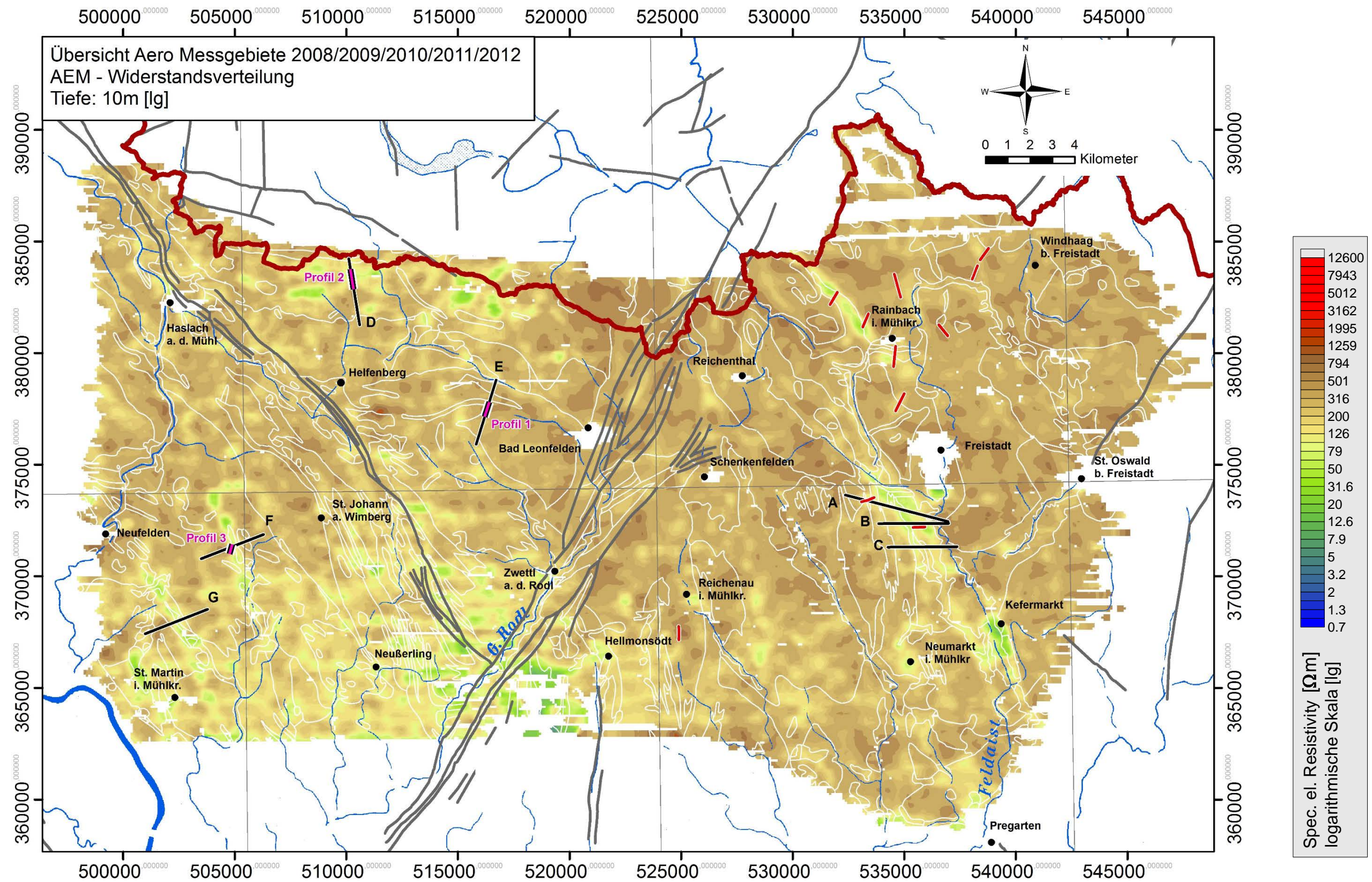


Abbildung A7: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 10 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (rote Linien: 2009-2012; violette Linien: 2014) und Profilschnitte aus der AEM (schwarze Linien)
Zusammengefasste Messgebiete: Rainbach 2008, Lest 2009/2010 und Bad Leonfelden 2011/2012.

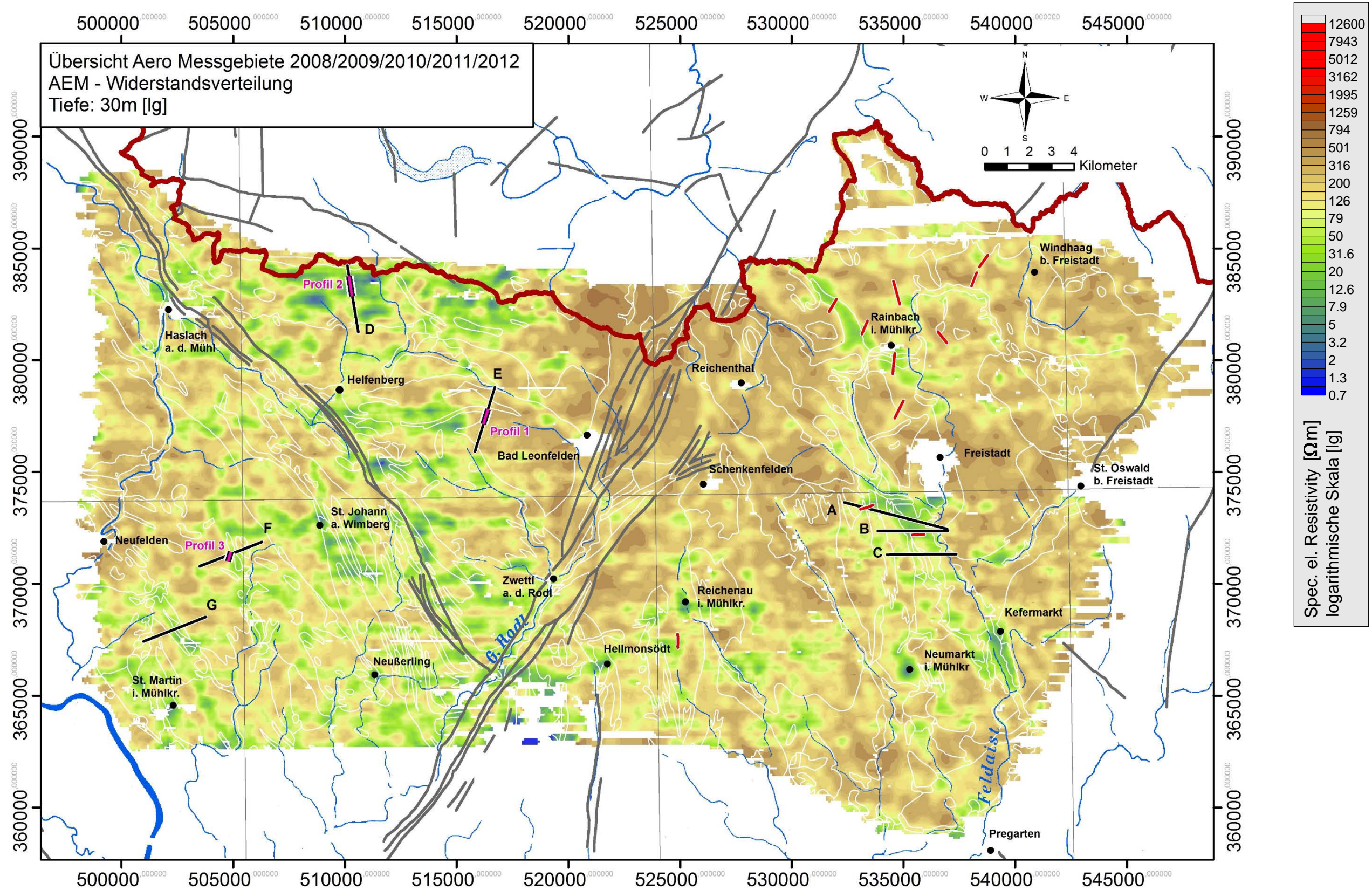


Abbildung A8: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 30 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (rote Linien: 2009-2012; violette Linien: 2014) und Profilschnitte aus der AEM (schwarze Linien). Zusammengefasste Messgebiete: Rainbach 2008, Lest 2009/2010 und Bad Leonfelden 2011/2012.

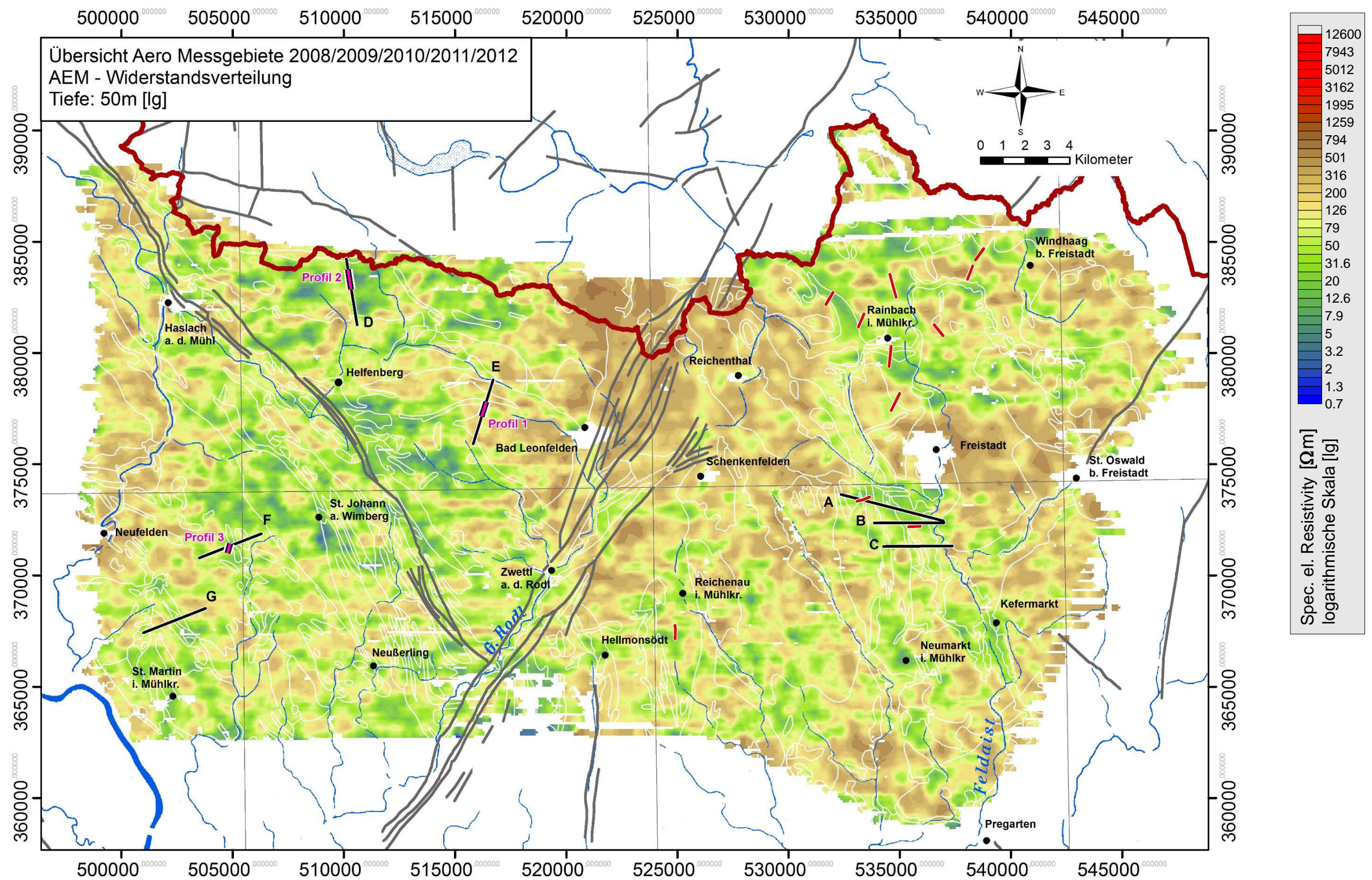


Abbildung A9: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 50 Meter Tiefe mit Lage der Goelektrikprofile (rote Linien: 2009-2012; violette Linien: 2014) und Profilschnitte aus der AEM (schwarze Linien)
Zusammengefasste Messgebiete: Rainbach 2008, Lest 2009/2010 und Bad Leonfelden 2011/2012.

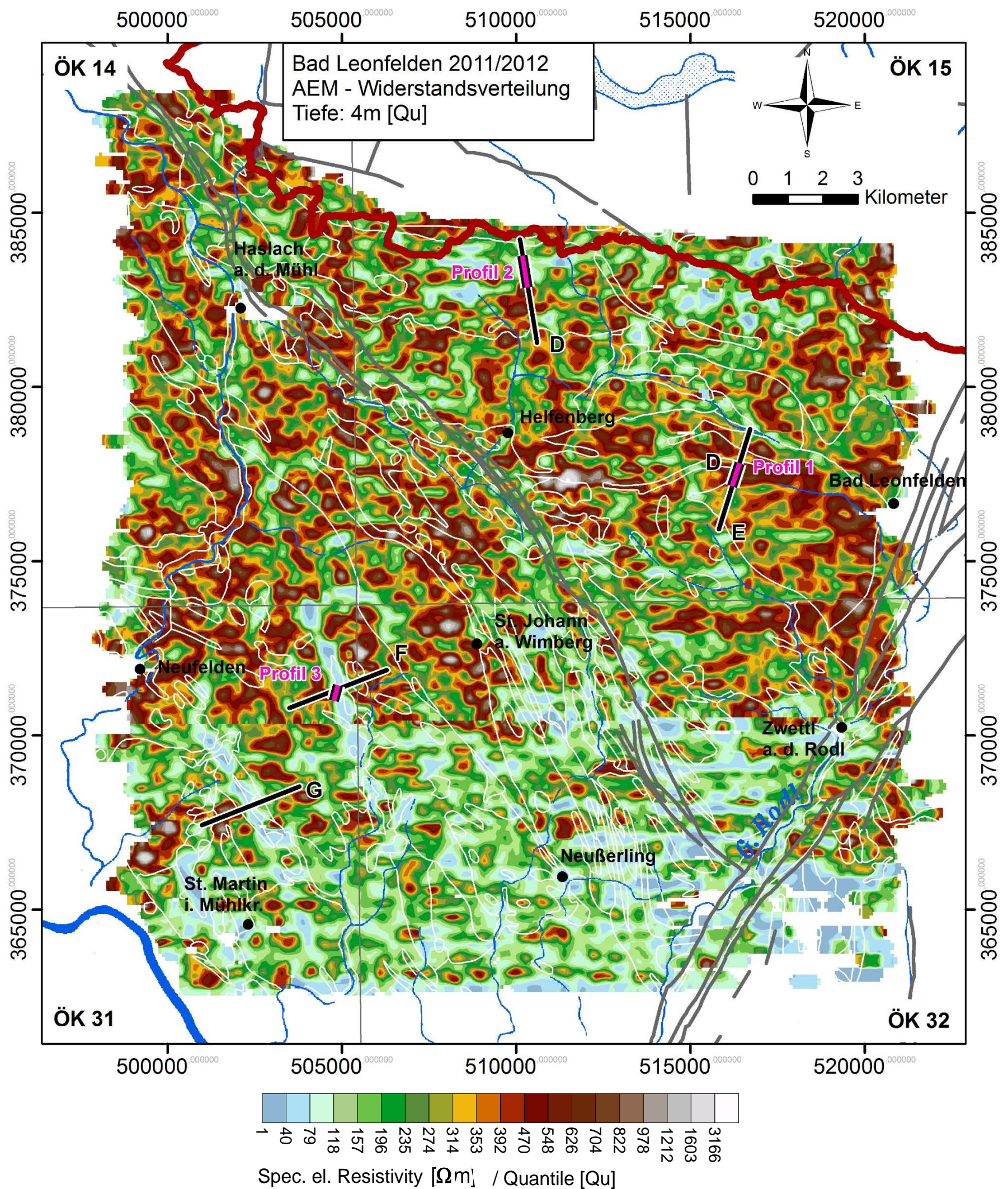


Abbildung A10: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 4 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (violette Linien) und Profilschnitte aus der AEM (schwarze Linien) im Messgebiet Bad Leonfelden 2011/2012.

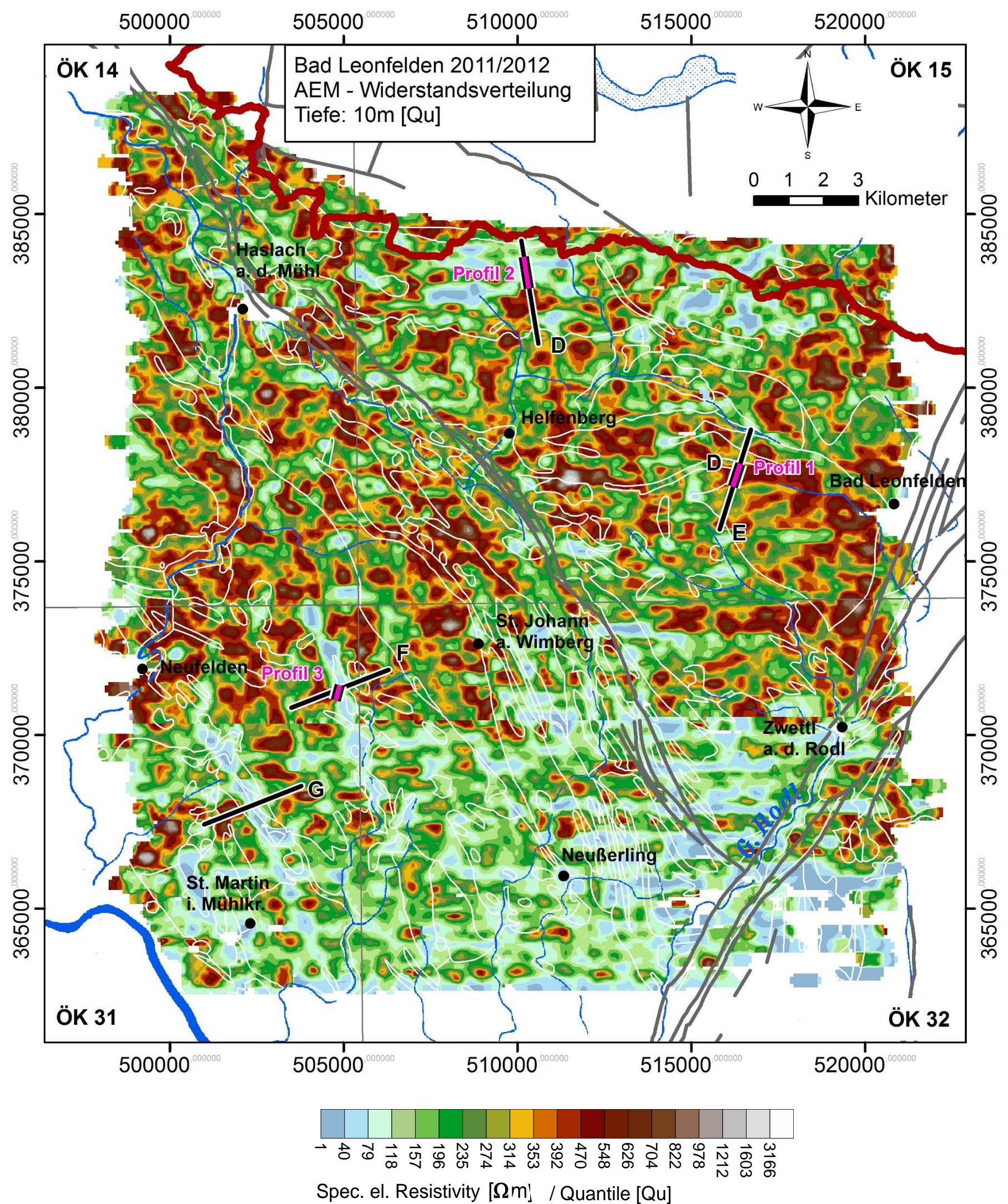


Abbildung A11: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 10 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (violette Linien) und Profilschnitte aus der AEM (schwarze Linien) im Messgebiet Bad Leonfelden 2011/2012.

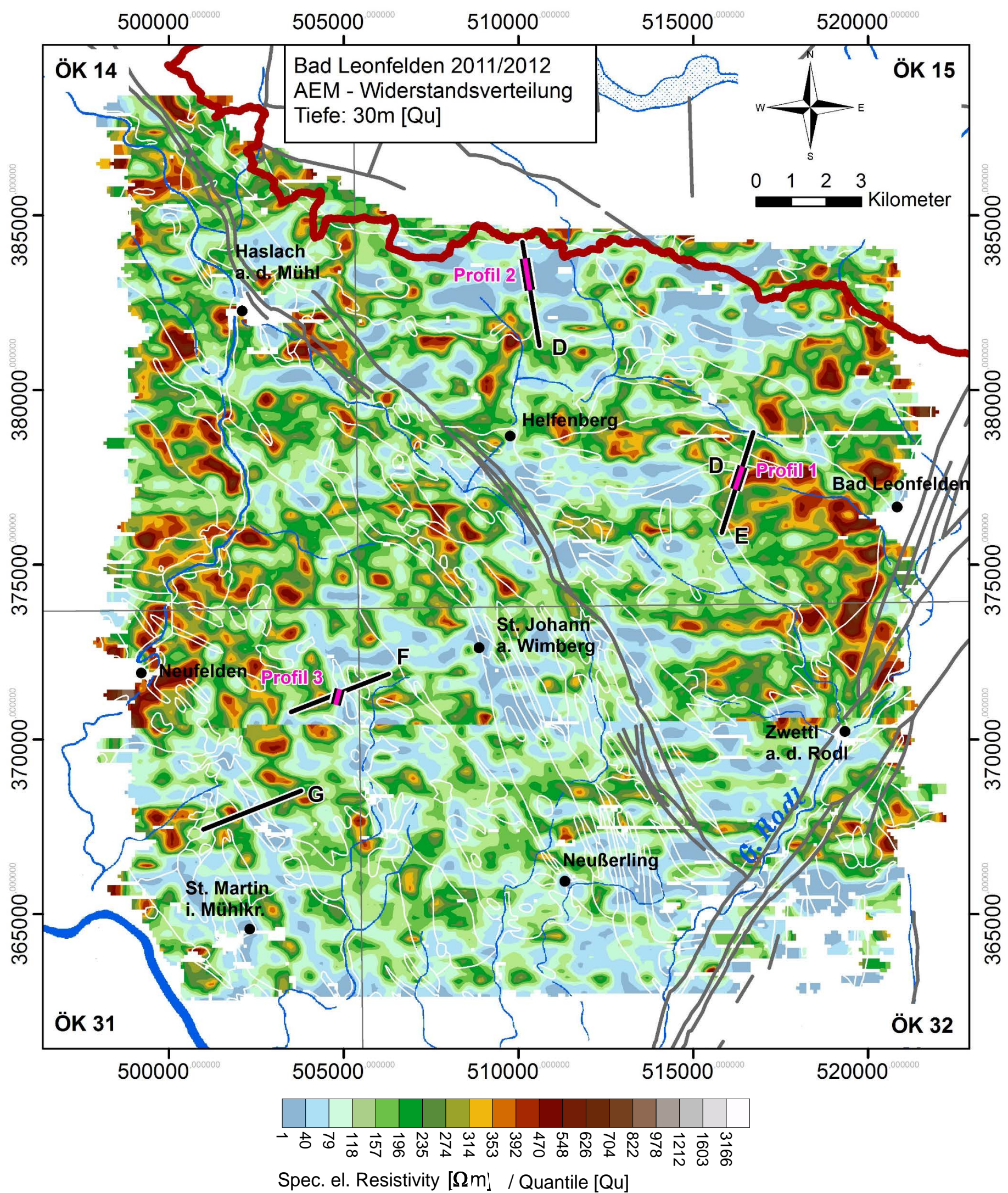


Abbildung A12: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 30 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (violette Linien) und Profilschnitte aus der AEM (schwarze Linien) im Messgebiet Bad Leonfelden 2011/2012.

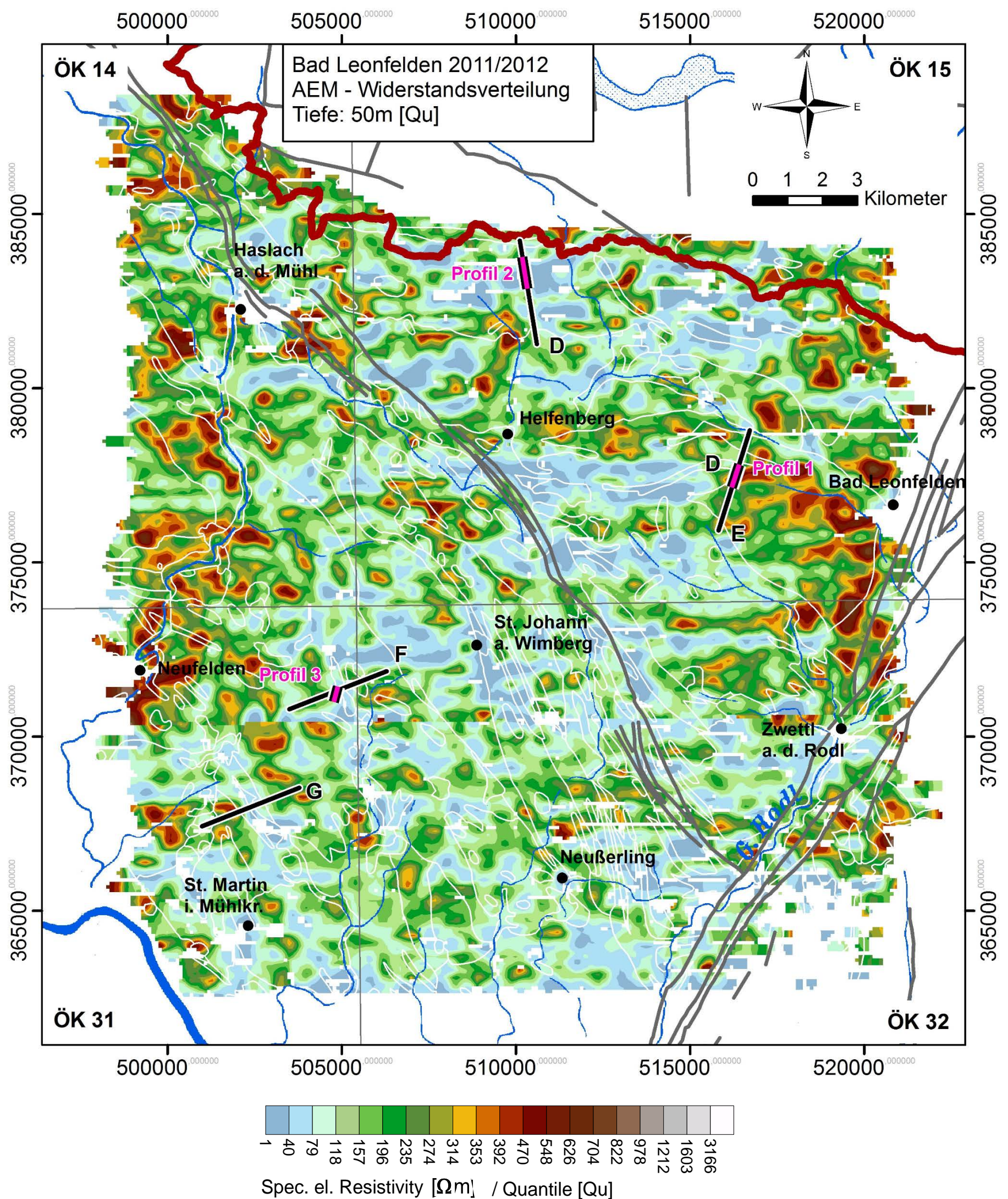


Abbildung A13: Scheinbarer spezifischer elektr. Widerstand in 50 Meter Tiefe mit Lage der Geoelektrikprofile (violette Linien) und Profilschnitte aus der AEM (schwarze Linien) im Messgebiet Bad Leonfelden 2011/2012.

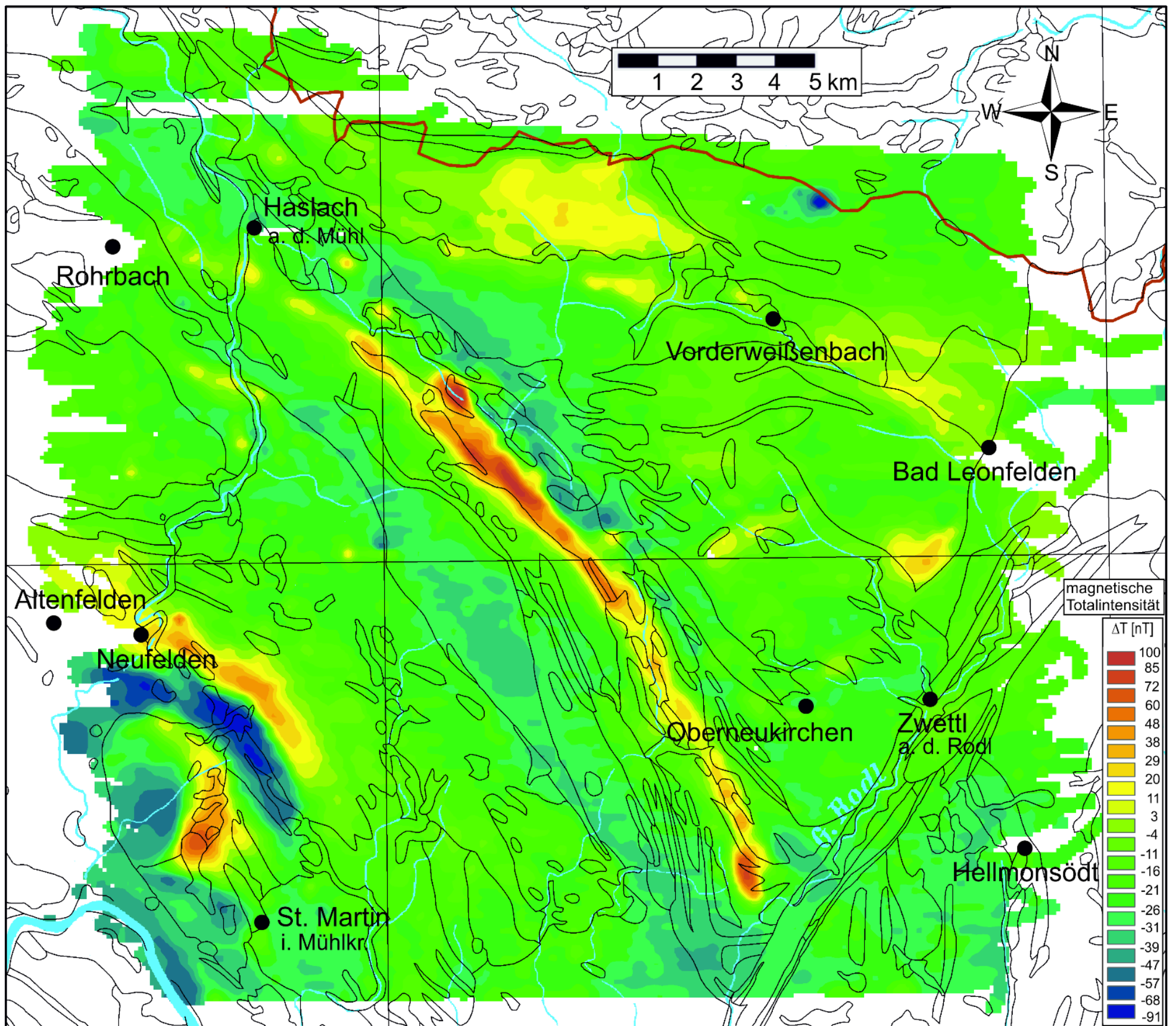


Abbildung A14: Isanomalien der magnetischen Totalintensität, oberflächenparallel (topographische Befliegung), 50 Meter über Grund.

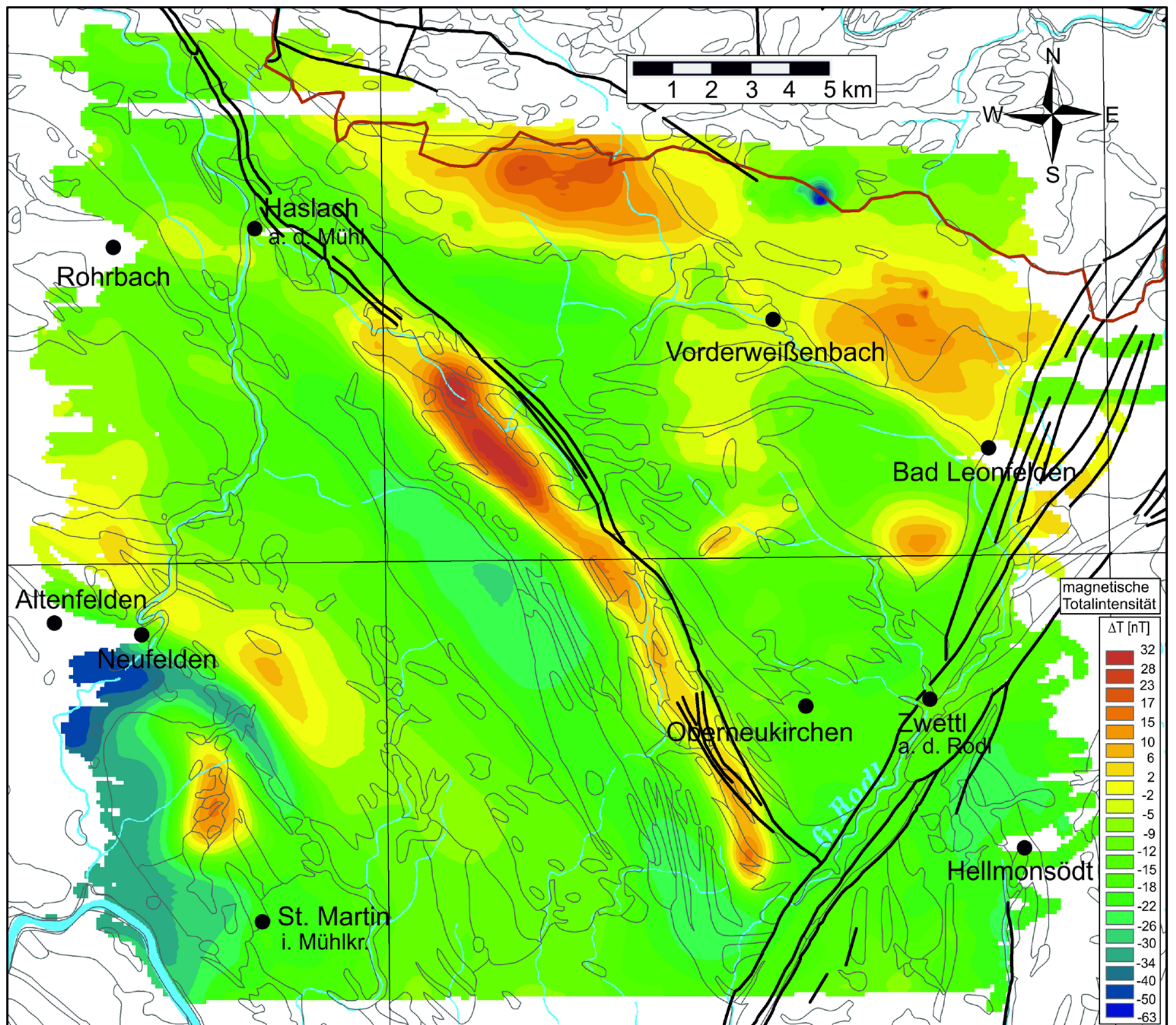


Abbildung A15: Isanomalien der magnetischen Totalintensität, feldfortgesetzt auf 1150 Meter und polreduziert.

