



Projekt ÜLG20/2006B & ÜLG28/2007A

# **AEROGEOPHYSIKALISCHE VERMESSUNG**

## **im Bereich Ulrichsberg (OÖ)**

von

K. MOTSCHKA, P. SLAPANSKY, G. SCHUBERT, A. AHL

66 S., 31 Abb., 5 Tab.

Wien, April 2008

**PROJEKTLEITUNG:**

MAG. K. MOTSCHKA

**MITARBEITER:**

DR. P. SLAPANSKY

GEOLOGIE

DR. G. SCHUBERT

GEOLOGIE

DR. A. AHL

GEOPHYSIK

Allen Mitarbeitern sei herzlich für die gute Zusammenarbeit gedankt!

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

	<b>ÜLG-20</b>	<b>ÜLG-28</b>	<b>ÜLG-35</b>
2005A	DRAUTAL/GAILTAL 2	ARZBERG 1	JAHRESBERICHT
2005B		DRAUTAL/GAILTAL 1	DRAUTAL/GAILTAL 2
2005C		SIBRATSGFÄLL	
2006A	DRAUTAL/GAILTAL 2	DRAUTAL/GAILTAL 2	DRAUTAL/GAILTAL 2
2006B	<b>ULRICHSBERG</b>	ARZBERG 2	JAHRESBERICHT
2006C	EFERDING		
2007 A	EISENBERG	<b>ULRICHSBERG</b>	EISENBERG
2007B	EFERDING	DRAUTAL/GAILTAL 2	JAHRESBERICHT
2007C		EFERDING	EFERDING

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

## Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung.....	4
1. Zielsetzung und Ablauf des Projekts .....	7
2. Verwendete Messmethoden und allgemeine Bemerkungen zu aerogeophysikalischen Messungen.....	8
3. Planung und Durchführung der aerogeophysikalischen Vermessung.....	10
3.1. Messausrüstung.....	10
3.2. Fluglinien.....	13
3.3. Durchführung der Messungen .....	14
3.4. Personal.....	15
4. Datenverarbeitung und Kartenherstellung .....	16
4.1. Aufgabe der ADV .....	16
4.2. Datenkontrolle.....	17
4.3. Flugwegdaten.....	17
4.4. Elektromagnetische Widerstandskartierung.....	17
4.5. Isanomalien der magnetischen Totalintensität ( $\Delta T$ ).....	18
4.6. Radiometrische Kartierung.....	19
4.6.1. Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung.....	19
4.6.2. Korrekturen der Messdaten .....	20
4.6.3. Herstellung der Farbrasterkarten .....	25
5. Methodenentwicklung des aerogeophysikalischen Processings.....	26
5.1. Inversion der Aeroelektromagnetik: Probleme und Lösungen.....	26
5.2. Problem der exakten Höhenbestimmung.....	28
6. Geologie des Messgebietes und erste Ergebnisdiskussion.....	30
6.1 Geologische Übersicht .....	30
6.2 Radiometrie.....	33
6.3 Elektromagnetik.....	43
6.4 Magnetik .....	53
7. Literatur .....	63

## Zusammenfassung

Die aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Ulrichsberg (OÖ) erfolgte im Jahr 2006 und hatte die Erarbeitung von Grundlagen für die geologische Kartierung, die Erfassung von Rohstoffhoffnungsgebieten sowie die Unterstützung in Fragen der angewandten geologischen Kartierung (Strahlenschutz) zum Inhalt.

Zur Anwendung kamen die aerogeophysikalischen Messverfahren von Elektromagnetik, Gammastrahlenspektrometrie und Magnetik. Die Fertigstellung der aerogeophysikalischen Ergebniskarten wurde im Winter 2007 abgeschlossen.

### **Ergebnisse Radiometrie:**

Auf der Böhmerwaldscholle (nördlich der Pfahlstörung) zeichnet sich das Verbreitungsgebiet der Eisgarner Suite inklusive des Steinberggranits und des Sulzberggranits durch vergleichsweise hohe Uranwerte ab. Das Verbreitungsgebiet des Paragneises und des Weinsberger Granits inklusive seiner Randzone fällt hingegen oft in niedrige Klassen – wenn man vom Weinsberger Granit (und dem Schlierengranit) nördlich St. Oswald absieht. Hohe Urankonzentrationen decken sich weiters mit hohen Radonkonzentrationen im Grundwasser.

Im Bereich der Böhmerwaldscholle sind die höchsten Thoriumwerte im Verbreitungsgebiet des Steinberggranits und des Sulzberggranits zu finden. Es zeigt sich, dass der Steinberggranit deutlich vom Eisgarner Granit unterschieden werden kann. Wie beim Uran hebt sich zudem auch der Raum nördlich St. Oswald durch erhöhte Thoriumwerte ab. Die Vorkommen von Paragneis sind hingegen durch besonders niedrige Thoriumgehalte ausgezeichnet.

Auf der Mühlsholle wurden die höchsten Thoriumkonzentrationen im Verbreitungsgebiet des Mauthausener und des Weinsberger Granits sowie in den, die Pfahlstörung begleitenden, Schlierengraniten gemessen. Niedrigere Werte sind im Umfeld des Titanitfleckengranits zu beobachten.

Höhere Kaliumwerte sind erwartungsgemäß im Verbreitungsgebiet der diversen Granite festzustellen – wenn man vom Umfeld des Titanitfleckengranits absieht. Die Paragneisvorkommen und ein Teil der jungen Bedeckung (Alluvium) zeichnen sich durch besonders niedrige Kaliumgehalte ab.

### **Ergebnisse Elektromagnetik:**

Im Modell des homogenen Halbraumes ist eine grobe Dreiteilung des Messgebiets zu beobachten. In den Bereichen nördlich und südlich der Pfahlstörung bzw. des parallel dazu verlaufenden Mühltales, überwiegen höhere Widerstandswerte. Eine Zone mit überwiegend niedrigeren Widerstandswerten folgt dem Mühlthal, das hier knapp südlich der Pfahlstörung und auffällig parallel zu dieser verläuft. Zum Teil sind wohl die jungen Lockersedimente dieses Tales für die relativ guten Leitfähigkeiten verantwortlich.

Die Interpretation des Zweischichtmodells zeigt größtenteils sehr hohe Widerstände in der ersten Schicht. Dies lässt auf eine relativ grobkörnige Verwitterungsschicht schließen, welche in weiten Teilen des Untersuchungsgebiets großteils grusig bis groblockig ausgebildet ist. Die

Widerstandswerte der zweiten Schicht zeigen eine sehr ähnliche Verteilung wie die des homogenen Halbraumes. Wenn man die Bereiche mit geringen Widerständen der ersten Schicht mit der Widerstandsverteilung der zweiten Schicht vergleicht, fällt auf, dass geringe Widerstandswerte zumeist in beiden Niveaus auftreten, was ein Hinweis auf tiefgreifende Auflockerung sein kann.

- **Graphitvorkommen Paniberg**

Das aus älteren Arbeiten bekannte Vorkommen liegt in biotitführenden Schiefergneisen. Es konnte allerdings im Gelände nicht eindeutig identifiziert werden, da die geologischen Untersuchungen durch die extrem schlechten Aufschlussverhältnisse beeinträchtigt sind. Die Mineralisation wurde im Bereich zwischen Panidorf und der Kapelle von Schönberg vermutet. Diese Beobachtungen decken sich sehr gut mit den Daten der Aero-Elektromagnetik (Widerstand der ersten Schicht (= oberflächennaher Bereich)). Im Widerstand der zweiten Schicht tritt allerdings auch eine bemerkenswerte Zone geringen Widerstands auf, die exakt in den Bereich der gesuchten Mineralisation passt und eine Richtung aufweist, die dem regionalen Streichen (WNW-ESE) der Gesteine entspricht. Dies könnte als Hinweis auf die gesuchte Graphitmineralisation gedeutet werden.

- **Tonvorkommen Damreith-Lichtenau-Haslach**

Es handelt sich um einen seit 1978 stillgelegten Tonabbau von Steinzeugtonen, Ziegeltonen bzw. Ziegellehmen in Talalluvionen. Die Daten der EM zeigen anhand relativ hoher Widerstandswerte, dass hier wohl mit keinen bedeutenderen Reserven an Tonmineralen zu rechnen ist.

- **Kaolinvorkommen Schlägl**

Es handelt sich um ein Kaolinvorkommen auf sekundärer Lagerstätte. Ausgangsgesteine sind alterierte Granite. Das Vorkommen wird als Lagerstätte geringerer Bedeutung zwar grundsätzlich als höffig, aber zu wenig erforscht eingestuft. Unter einer Deckschicht mit z. T. recht hohen Widerständen liegt eine zweite Schicht, die aufgrund ihrer geringen Widerstandswerte durchaus als höffig für Tonlagerstätten angesehen werden kann. Die Mächtigkeit der darüber liegenden Deckschicht (ersten Schicht) beträgt in diesem Bereich zwischen 10 und 25 m.

### **Ergebnisse Magnetik:**

Das Magnetfeld ist durch einen relativ ruhigen Feldverlauf, geringe Magnetisierungen und wenigen kleinen Anomalien charakterisiert. Es treten allerdings auch einige kleine, recht unerwartete Maxima auf. Eines findet sich über einer Enklave von Orthogneis innerhalb von Paragneisen etwa 3 km E Schwarzenberg im Mühlkreis, ein zweites scheint mit einem Paragneiseinschluss in Weinsberger Granit, etwa 3 km SE davon (etwa 5 km N Ulrichsberg) verbunden zu sein. Beide Anomalien sind klein ( $< 2 \text{ km}^2$ ), aber doch markant, und in beiden Fällen ist die Ursache ungeklärt.

Etwas klarer ist die Interpretation, wenn gesamte Gesteinsserien betrachtet werden. So zeigen im Allgemeinen Paragneise zumeist höhere Magnetisierungen als die Granite, und innerhalb dieser sind die älteren stärker magnetisiert als die jüngeren.

Die großen Störungszonen, die den Bau des Kristallins wesentlich prägen, sind im magnetischen Muster deutlich nachzuvollziehen. Es handelt sich um ein konjugiertes System von Störungszonen, bei denen es sich um duktil bis spröde deformierte Scherzonen handelt. 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 sinistrales System (Rodel-Störungszone).

## 1. Zielsetzung und Ablauf des Projekts

Mit der hubschraubergeophysikalischen Vermessung im Bereich Ulrichsberg (ÖK-Blatt 14) sollen in erster Linie geowissenschaftliche Beiträge zur

- Erkundung und Kartierung von Rohstoffen
- sowie zur
- Unterstützung der regionalen geologischen Kartierung

erstellt werden.

Die Messflüge im genannten Messgebiet – die Lage des Messgebietes kann der Abb. 1.1 entnommen werden – fanden im Jahr 2006 statt. Dabei wurde ein temporärer Hubschrauberlandeplatz bei Kirchberg ob der Donau eingerichtet. Mit der Herstellung erster Ergebniskarten wurde im Sommer 2007 begonnen. Die Fertigstellung letzterer wurde im Winter 2007 abgeschlossen.

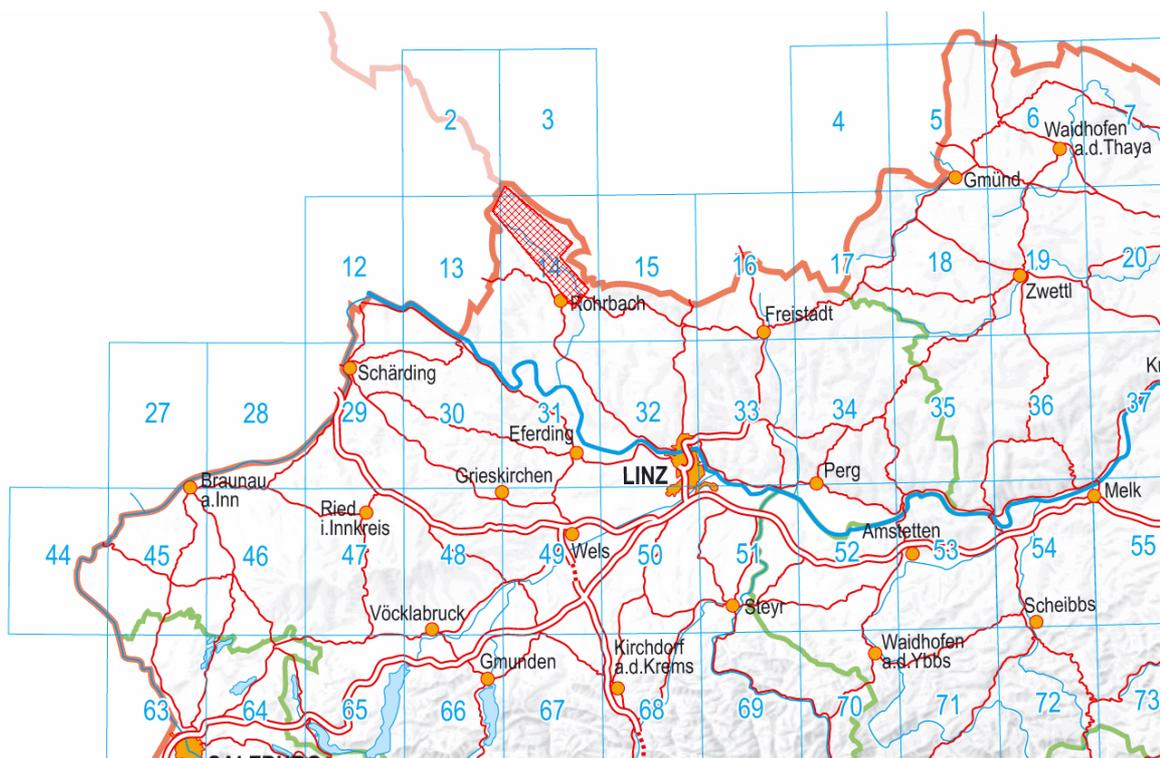


Abb. 1.1: Lage des Messgebietes (Karte aus AMap-Fly)

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

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

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

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

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

Die Aeroeophysik 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, HOLLADAY & BERGERON, 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 Ulrichsberg 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 29,4 l und einem nach oben gerichteten Kristall (Volumen 4,2 l). Dieses Gerät misst die Intensität der Gammastrahlung in jeweils 256 Energiekanälen für die nach unten und oben gerichteten Kristalle.
- Absorptionszellen-Magnetometer vom Typ Scintrex CS-2. Es misst die Totalintensität des erdmagnetischen Feldes mit einer relativen Empfindlichkeit von 0.003 nT. Die Messrate beträgt 10 Messwerte pro Sekunde. Der Sensor ist in der elektromagnetischen Messsonde eingebaut.
- Infrarot und Bodenfeuchte: Die Bestimmung der Bodenfeuchte in Prozent-Wassergehalt des Erdbodens wird mit einer passiven L-Band-Antenne durchgeführt. Diese misst die vom Untergrund bei 1.4 GHz reflektierte Strahlung. Die Intensität dieser Strahlung ist stark vom Bodenwassergehalt abhängig. Um den Wassergehalt berechnen zu können, muss man außerdem die Oberflächentemperatur des Erdbodens kennen. Diese wird mit einem Infrarotsensor im Frequenzbereich 8-14  $\mu\text{m}$  bestimmt.
- Zur Messung der Flughöhe über Grund dient ein Radarhöhenmesser Sperry AA-220 und ein Laserhöhenmesser Riegl LD90-3800VHS-FLP. Letzterer misst sowohl die erste als auch letzte Reflexion und die Genauigkeit der Flughöhenmessung kann dadurch erheblich verbessert werden.
- Der Flugweg wird auf einer Breite von  $\pm 100\text{m}$  durch eine Videokamera aufgezeichnet.

- Zwei DGPS-Navigationsanlagen (DGPS MAX, CSI) stellen durch ihre Flugweganzeige eine wesentliche Unterstützung für die Messflugdurchführung dar. Weiters können mit diesen Geräten die Flugwegkoordinaten (im WGS84-System) unmittelbar auf einen Datenträger aufgezeichnet werden. Ein GPS-Empfänger befindet sich am Heckrotor, der zweite auf der EM-Sonde. Speziell im Gebirge kann letztere sehr stark pendeln und die Hubschrauberposition kann daher erheblich von der Bird-Position abweichen.
- Das gesamte Messsystem wird durch einen Personalcomputer (PCQT, Industriestandard), an dem einige Modifikationen durchgeführt wurden, gesteuert. Die Datenaufzeichnung erfolgt auf einer Festplatte. Die Kontrolle der Messdaten während der Messflüge erfolgt über einen Farbgraphikschirm.

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

## STANDARKONFIGURATION MESSGERAETE HUBSCHRAUBERGEOPHYSIK

IM ODER AM HUBSCHRAUBER MONTIERT AUSSENLAST

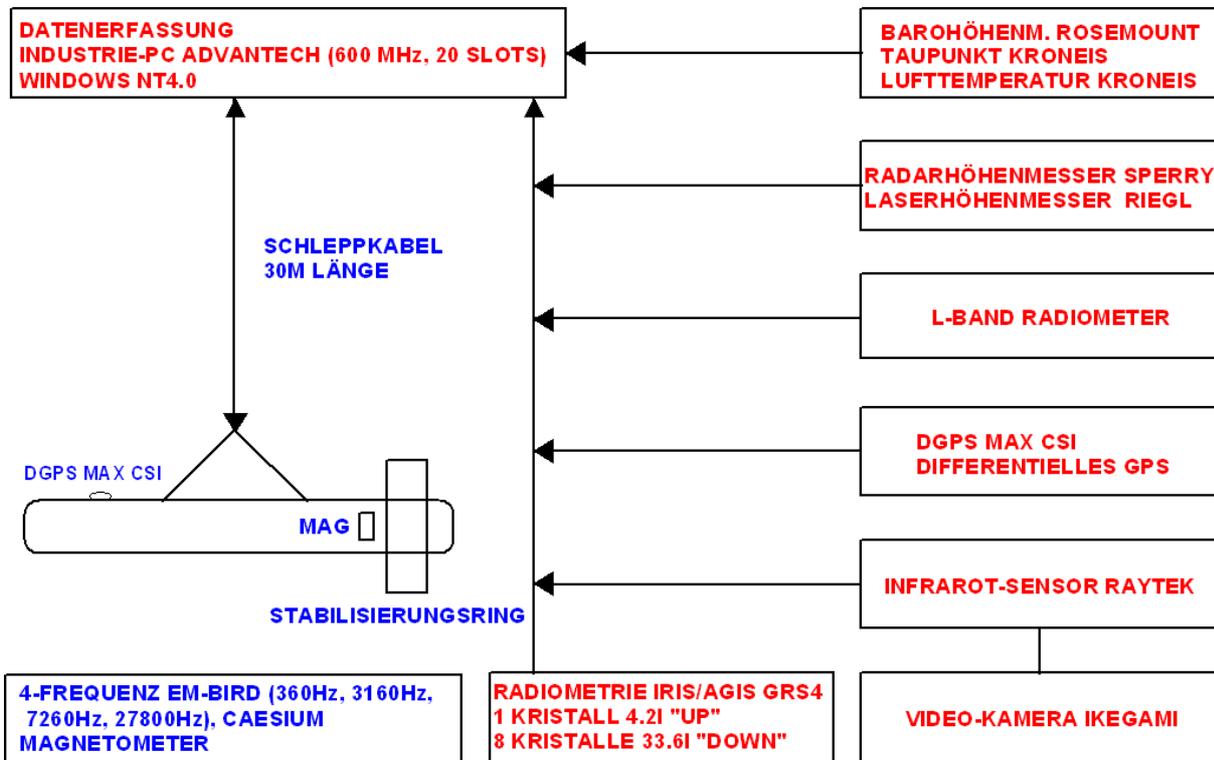


Abb. 3.1: Datenfluss des Hubschrauber-Messsystems.

### 3.2. Fluglinien

Die Befliegung erfolgte in Form paralleler Fluglinien mit einem geplanten Sollabstand von zweihundert Metern. Senkrecht dazu wurden noch 5 Kontrolllinien befliegen.

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.

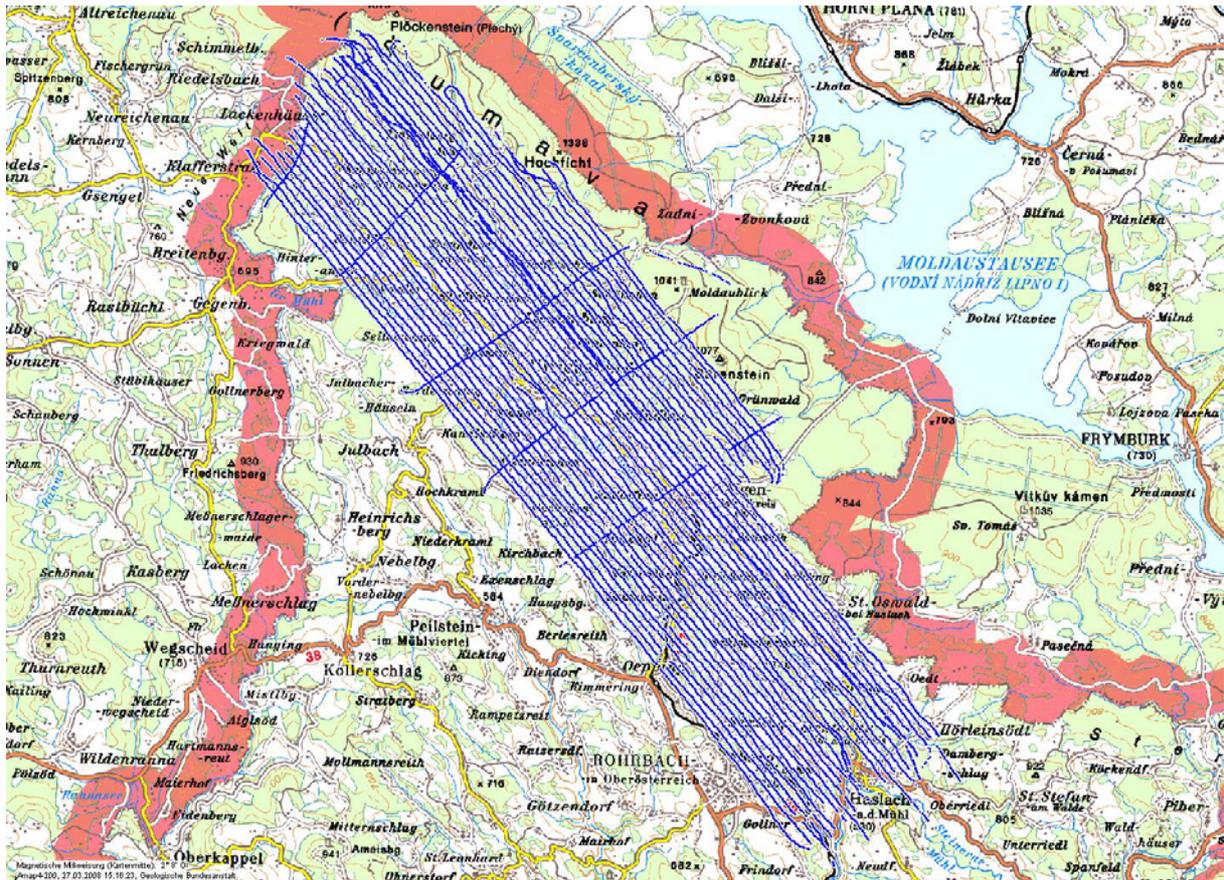


Abb. 3.2: Lage der Flugprofile im Messgebiet Ulrichsberg. (Karte aus AMap).

### 3.3. Durchführung der Messungen

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

*Kontrolle der Geräte:* Vor jedem Messflug wurde eine Kalibrierung des Gammastrahlenspektrometers mit einer Thoriumquelle ( $^{208}\text{Tl}$ ) (Abb. 3.3) durchgeführt. Dabei wird die richtige Lage des für das Thorium charakteristischen Energiesummenfensters (2,42 - 2,83 MeV) überprüft.

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

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

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

In den Wendungen zwischen den Messprofilen ist es notwendig, für jeweils ca. 3 min auf etwa 350 m 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 in dieser Höhe auch eine Kalibrierung des gesamten EM-Systems. Dabei wird sowohl die Phasenlage als auch die Amplitude (Gain) des Systems überprüft und bei Bedarf korrigiert.

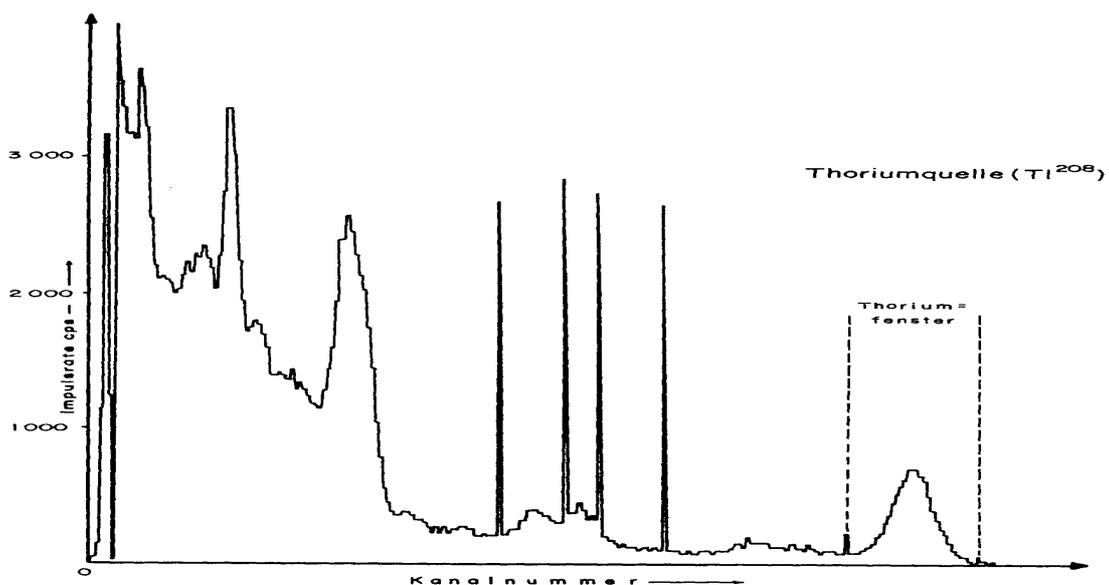


Abb. 3.3: Gammastrahlenspektrometer (Kristall I), Beispiel einer Spektralregistrierung - Thoriumquelle ( $^{208}\text{Tl}$ ).

### 3.4. Personal

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

Geologische Bundesanstalt:

Klaus Motschka  
Martin Heidovitsch  
Andreas Ahl

Bundesministerium für Landesverteidigung:

Jürgen Sölkner  
Robert Gallmeyer  
Gerhard Ladstätter  
Gerhard Österreicher  
Karl Kinzl  
Christian Moser  
Markus Neßböck

## 4. Datenverarbeitung und Kartenherstellung

### 4.1. Aufgabe der ADV

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

Die Datenverarbeitung hat im Wesentlichen drei Aufgaben:

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

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

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

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

## 4.2. Datenkontrolle

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

Die auf den Datenträgern aufgezeichneten digitalen Daten wurden in Wien auf der 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 Videoaufzeichnungen überprüft werden. Bei der kartenmäßigen Flugwegdarstellung wird das Bundesmeldenetz benutzt.

## 4.4. Elektromagnetische Widerstandskartierung

Mit dem EM - System werden

Inphase (Real)

Komponente  $R$

und Quadrature (Imaginär)

Komponente  $Q$

des Magnetfeldes der im Untergrund induzierten Ströme für die vier Sendefrequenzen gemessen. Jeweils nach 3 - 4 m Wegstrecke (d.h. alle 0,1 Sekunden) werden die Daten abgefragt und auf einem Massenspeicher registriert. EM-Daten können Störsignale, sogenannte "sferics", aufgrund luftelektrischer Entladungen, insbesondere bei Gewittern, enthalten.

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

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

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

- Bestimmung des Nullniveaus für  $R$  und  $Q$  (an so genannten Stützstellen) in den Registrierungen bei großer Flughöhe vor und nach jedem Messprofil,
- Umrechnung der Messsignale auf das Nullniveau,
- Inversion der Werte  $R$  und  $Q$  in
  - zwei Ergebnisparameter des homogenen Halbraummodells, nämlich
    - den scheinbaren spezifischen Widerstand  $\rho_a$
    - die scheinbare Tiefe  $d_a$  (eines äquivalenten Halbraumes, bezogen auf die Erdoberfläche)
  - oder in
    - drei bzw. fünf Ergebnisparameter des Zwei- bzw. Dreischichtmodells, nämlich
      - Widerstand der 1.Schicht
      - Mächtigkeit der 1. Schicht
      - Widerstand der 2.Schicht bzw. und
      - Mächtigkeit der 2. Schicht und
      - Widerstand der 3. Schicht.

Zur Inversion der EM-Daten werden auf Modellrechnungen beruhende Datenbanken 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.

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

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

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

mit

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

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

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

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

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

#### 4.6. Radiometrische Kartierung

##### 4.6.1. Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung

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

Mit dem Gammastrahlenspektrometer GRS410 wird in jeweils 256 Kanälen die Energie der Gammastrahlung im Bereich zwischen 0,2 und 3,0 MeV für die "downward looking" und "upward looking" Kristalle aufgezeichnet. In einem zusätzlichen Kanal (3,0 - 6,0 MeV) werden jene Gammastrahlenimpulse registriert, die von der Höhenstrahlung herrühren. Neben den Gesamtspektren, die jeweils mit einer Wiederholungsrate von einer Sekunde gemessen und abgespeichert werden, werden zusätzliche Energiefenster, die in den Bereichen der wichtigsten natürlichen Photopeaks ( $^{40}\text{K}$  - 1,46 MeV,  $^{214}\text{Bi}$  - 1,76 MeV,  $^{208}\text{Tl}$  - 2,62 MeV) des Kaliums, des Urans und des Thoriums liegen, sowie die Gesamtzählrate (0,2 - 3,0 MeV) für spätere Kontrollen aufgezeichnet:

Kalium - Kanal:	1,36 - 1,56 MeV
Uran - Kanal:	1,67 - 1,87 MeV
Thorium - Kanal:	2,42 - 2,83 MeV

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

#### 4.6.2. Korrekturen der Messdaten

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

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

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

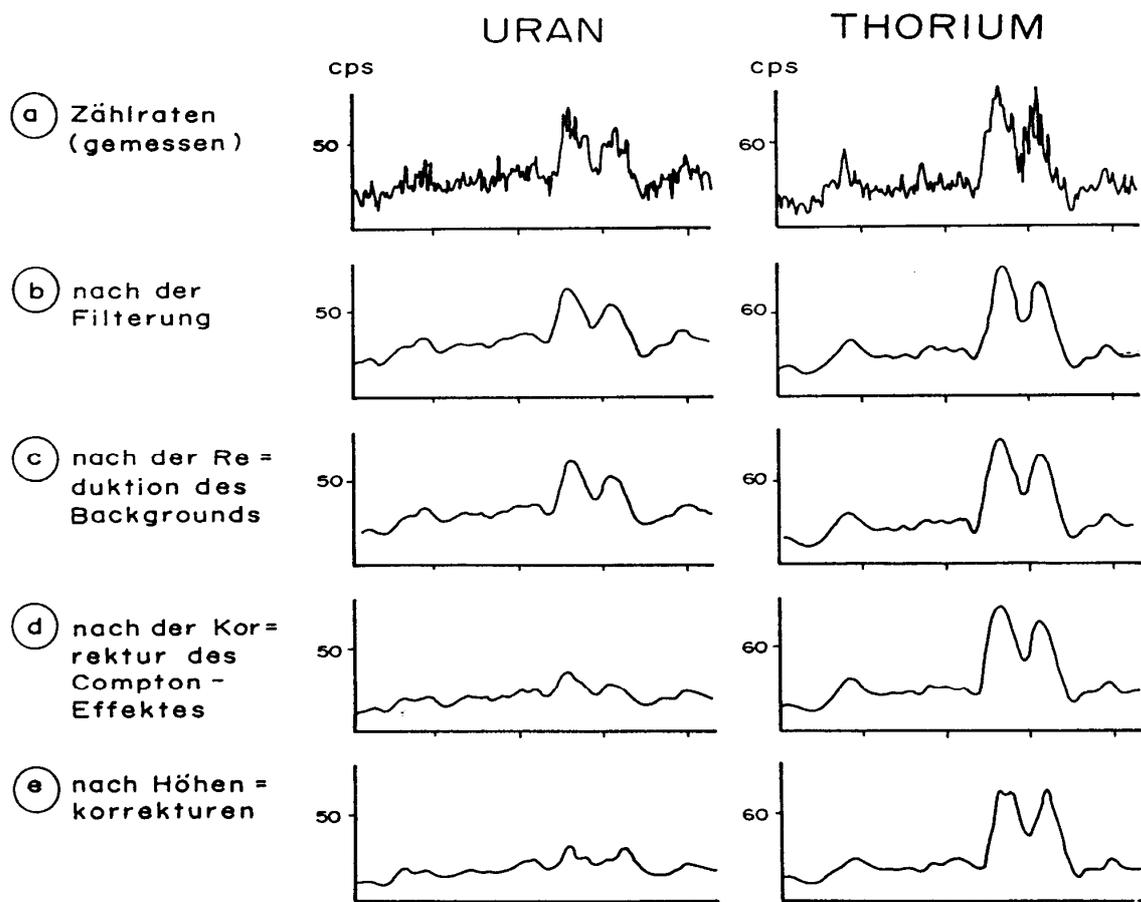


Abb. 4.1a - e: Darstellung der Korrekturschritte in der Gammastrahlenspektrometrie

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

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

- Reduktion der kosmischen Strahlung: Die durch die kosmische Strahlung in die niederenergetischen Energiebereiche eingestreuten Anteile werden mit Hilfe der im Kanal 256 aufgezeichneten Zählraten korrigiert.
- Reduktion des "Backgrounds": Die von nicht-geologischen Quellen stammenden Strahlungsanteile, d.h. die Strahlung der die Detektor-Kristalle umgebenden Materie, wird abgezogen (Abb. 4.1c). Der Background in den einzelnen Kanälen wird durch entsprechende Steigflüge in große Höhen bestimmt.
- Reduktion des Comptoneffektes: Beim Durchgang durch Materie wird die Gammastrahlung unter Energieverlust gestreut (Comptoneffekt). Dies hat zur Folge, dass z.B. ein bestimmter Anteil der Strahlung von Th-Quellen in den Uran- und Kaliumkanal sowie von U-Quellen in den K-Kanal eingestreut wird. Die Korrektur der Comptonstreuung erfolgt über die sogenannten "stripping ratios" (IAEA, 1979). Für die österreichische Messkonfiguration haben sie für die vorne angegebenen Fensterbereiche folgende Werte:

Compton-Streukoeffizienten:

$S_{UTh}$	(Th in den U-Kanal):	0,27
$S_{ThU}$	(U in den Th-Kanal):	0,06
$S_{KTh}$	(Th in den K-Kanal):	0,18
$S_{KU}$	(U in den K-Kanal):	0,82

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  $\mu$  ergaben sich im Messgebiet im Höhenbereich von 30 m bis 300 m über Grund folgende Mittelwerte:

$$\begin{aligned}\mu(\text{Total}) &= 0,002179 \\ \mu(\text{Kalium}) &= 0,002814 \\ \mu(\text{Uran}) &= 0,002426 \\ \mu(\text{Thorium}) &= 0,002271\end{aligned}$$

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

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

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

Abb. 4.1e zeigt die Wirkung dieser Höhenkorrektur.

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

Kalium	47 cps	= 1 %
Uran	6,4 cps	= 1 ppm eU
Thorium	3,7 cps	= 1 ppm eTh

Durch den Reaktorunfall in der UdSSR wurden mehrere Gebiete in Österreich erheblich mit radioaktiven Spaltprodukten belastet (BUNDESMINISTERIUM FÜR GESUNDHEIT UND UMWELTSCHUTZ, 1986). Wie man der Abb. 4.2 entnehmen kann, wurden dabei hauptsächlich Isotope mit größeren Halbwertszeiten abgelagert, die Gammastrahlenquanten mit Energien bis maximal 1,0 MeV emittieren ( $^{103}\text{Ru}$ : 0,49 MeV;  $^{137}\text{Cs}$ : 0,66 MeV;  $^{134}\text{Cs}$ : 0,61 MeV;  $^{134}\text{Cs}$ : 0,80 MeV). Aus diesem Grund werden bei den aeroradiometrischen Messungen nur die

Zählraten in den Kanälen bis ca. 1,0 MeV durch die Folgen des Reaktorunfalls von Tschernobyl beeinträchtigt.

Da das an der GBA in Verwendung stehende Aeroradiometer die Energie der Gammastrahlung im Bereich zwischen 0,2 und 3,0 MeV in 256 Kanälen aufzeichnet, ist dieses Gerät auch zum Einsatz im Rahmen des Strahlenschutzes hervorragend geeignet. Einerseits können mit dieser Apparatur die Belastungen durch

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

und andererseits

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

festgestellt werden.

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

$$DL [nSv/h] = 10 \times (1,52 \times K[\%] + 0,63 \times U[ppm] + 0,21 \times Th[ppm]),$$

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

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

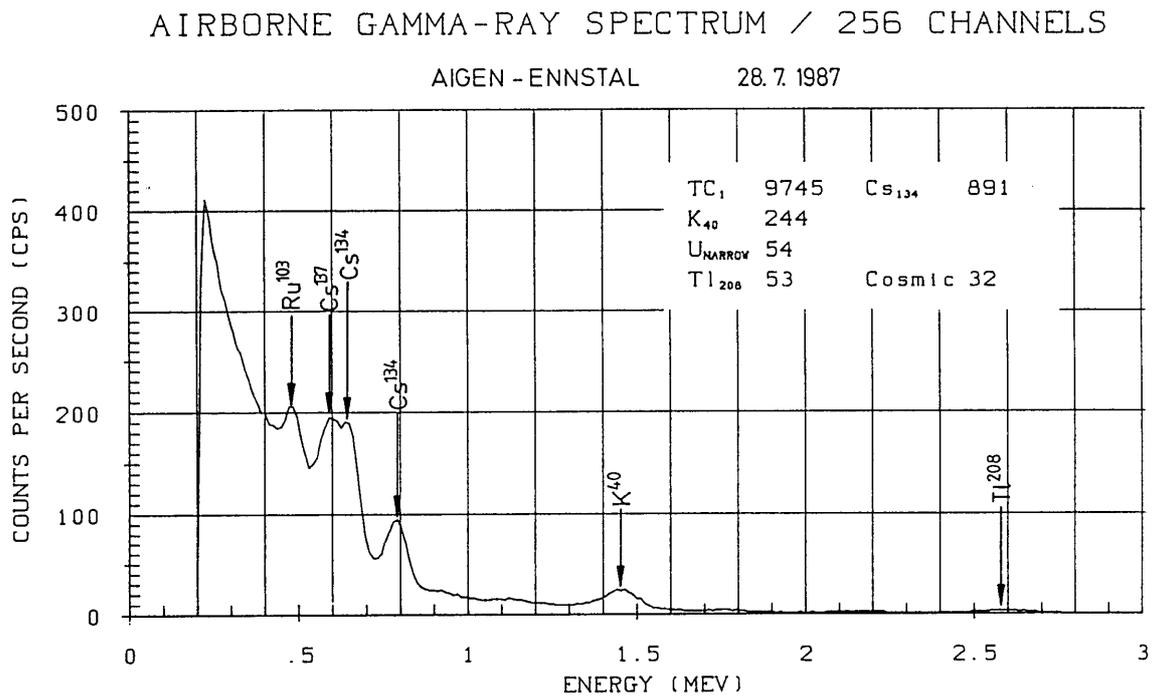


Abb. 4.2: Beispiel eines Gammastrahlenspektrums (MeV) im Bereich des Flugfeldes Aigen im Ennstal.

#### 4.6.3. Herstellung der Farbrasterkarten

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

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

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

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

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

Dichte Vegetation (z. B. Wald mit Kronenschluss) und / oder hoher Wassergehalt wirken sich stark dämpfend auf die Messwerte aus. Es sollte daher immer auch die Vegetation im Messbereich auf mögliche Einflüsse überprüft werden.

## 5. Methodenentwicklung des aerogeophysikalischen Processings

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

### 5.1. Inversion der Aeroelektromagnetik: Probleme und Lösungen

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

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

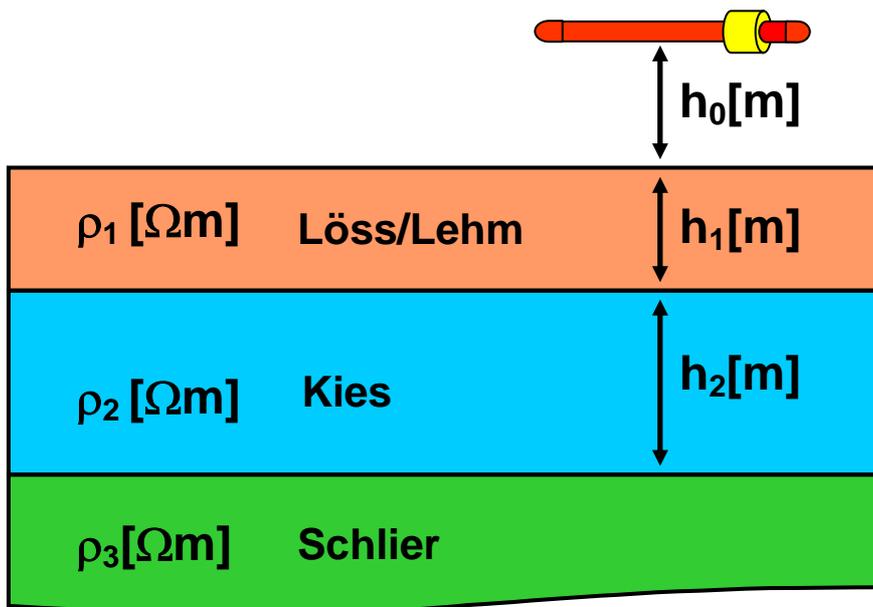


Abb. 5.1: Homogenes, horizontal geschichtetes 3-Schichtmodell des elektrischen Widerstandes.

Die Inversion von AEM-Daten (Berechnung von Modellparametern aus Messwerten) mit einem 3-Schichtmodell ist, wie viele andere Verfahren der Geophysik, nicht eindeutig. Der Grund

dafür ist ein prinzipieller: Aus einer endlichen Anzahl von mit Messfehlern behafteten AEM-Messdaten, können die elektrischen Erdparameter nicht eindeutig bestimmt werden (PARKER, 1980). Inversionsergebnisse im Falle des vorliegenden 3-Schichtmodells müssen daher als Mittelwerte, bzw. wahrscheinlichste Werte mit Streubreiten bzw. Unschärfen für die Parameter  $\rho_1$  (Widerstand Löss/Lehm),  $\rho_2$  (Widerstand Kies),  $\rho_3$  (Widerstand Schlier),  $h_1$  (Mächtigkeit Löss/Lehm) und  $h_2$  (Mächtigkeit Kies) betrachtet werden. Abb. 5.2 zeigt die Abweichung des Inversionsergebnisses für die Mächtigkeit der ersten Schicht von der tatsächlichen Mächtigkeit anhand eines 3-Schichtmodells bei verschiedenen Flughöhen.

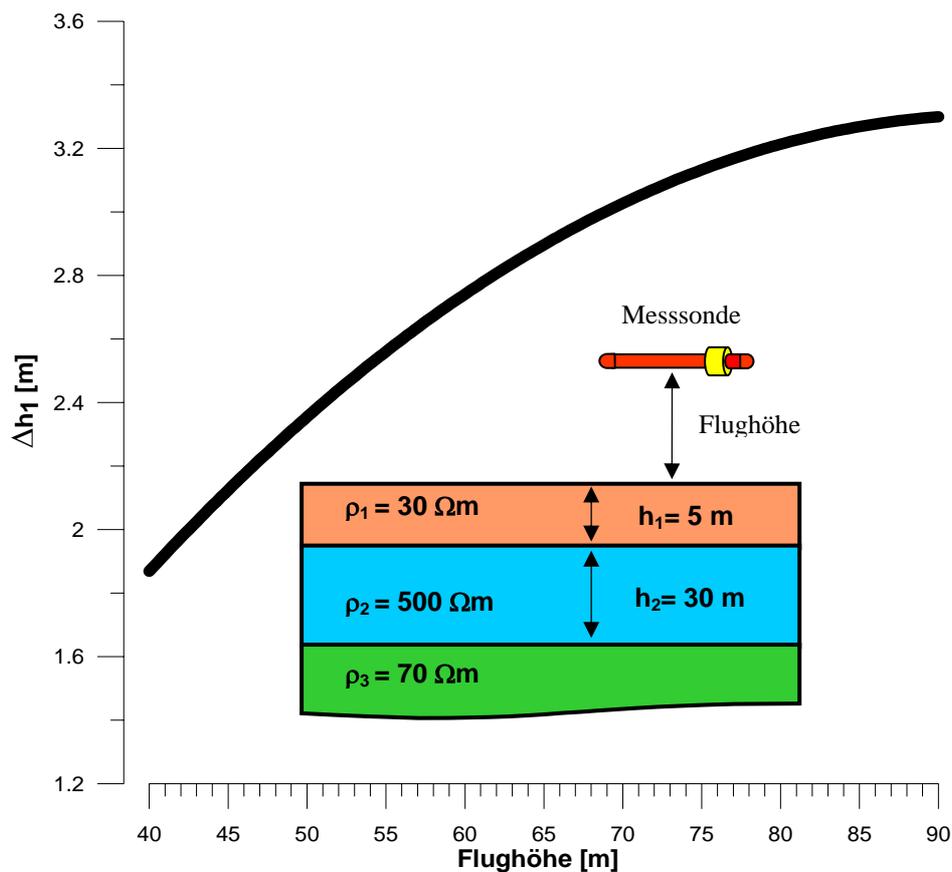


Abb. 5.2: Fehler in der Berechnung der Mächtigkeit der ersten Schicht ( $\Delta h_1$ ) eines 3-Schichtmodells aus AEM-Messdaten bei 3000 Hz, 7000Hz und 28000 Hz, in Abhängigkeit von der Flughöhe.

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

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

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

Für die Inversion werden zurzeit zwei verschiedene Methoden verwendet.

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

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

## 5.2. Problem der exakten Höhenbestimmung

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

digitalisierte Flugwegvideos hinzugezogen. Um die Bearbeitung der Flughöhen effizient am PC durchführen zu können, werden die analogen Flugvideos in ein digitales Format konvertiert und auf DVDs gespeichert. 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 Widerstandsstruktur des Untergrundes. Bei der Interpretation der aeroradiometrischen Messwerte mit dieser fehlerhaften Laserhöhe werden zu kleine Konzentrationen der Radionuklide im Boden berechnet.

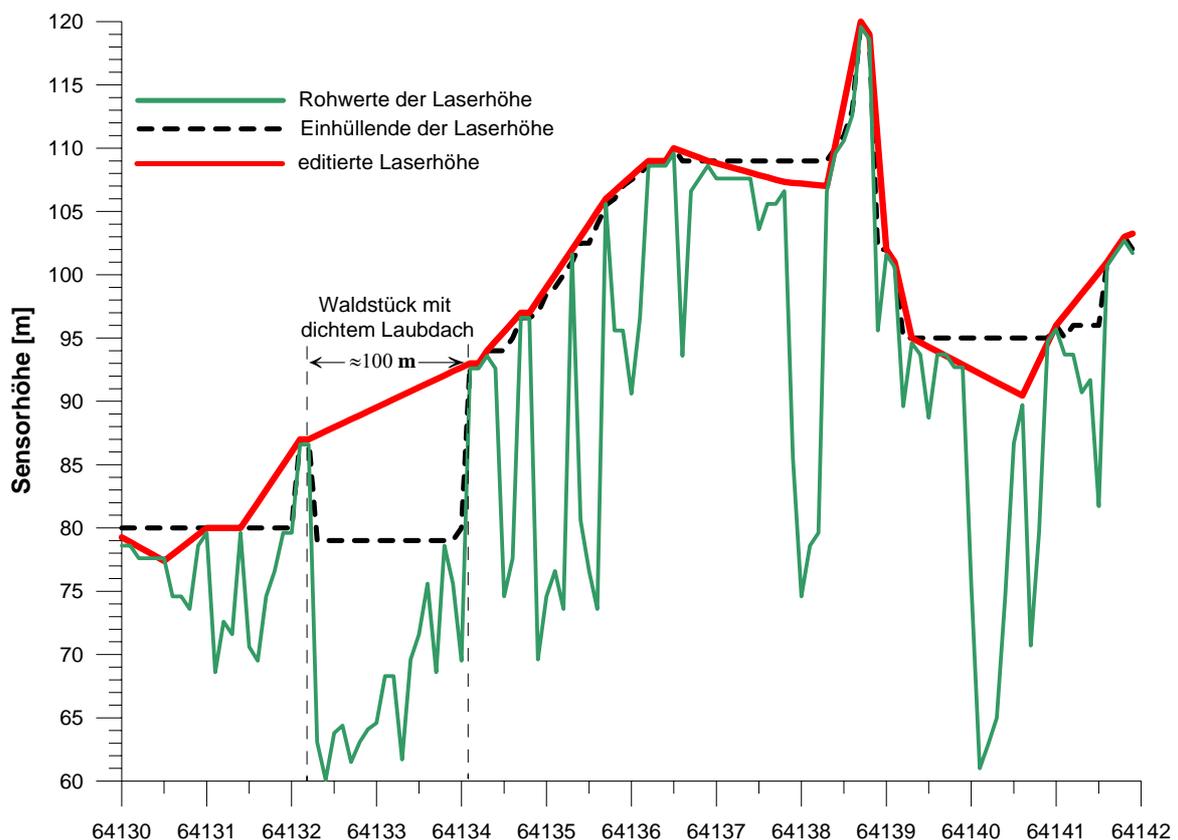


Abb. 5.3: Laserhöhenwerte über einem Waldgebiet.

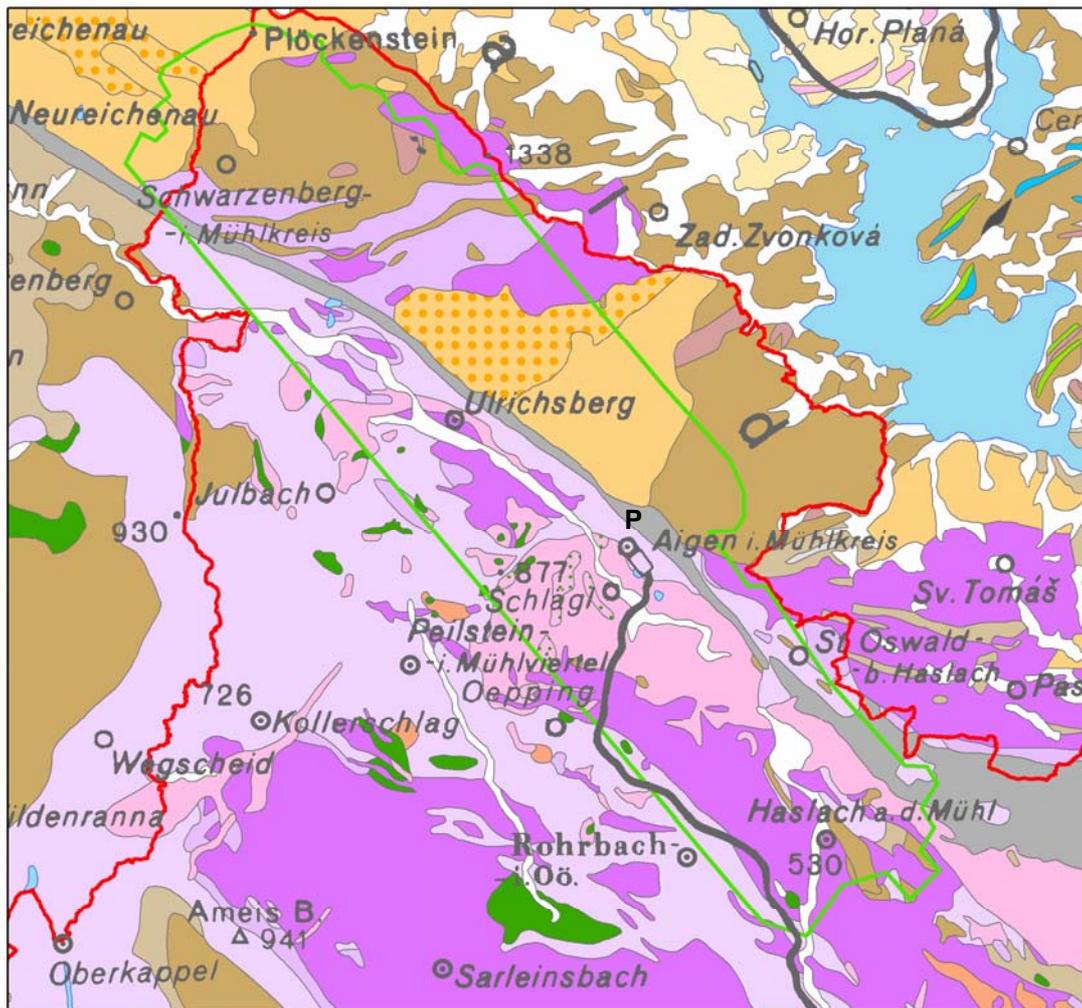
## 6. Geologie des Messgebietes und erste Ergebnisdiskussion

### 6.1. Geologische Übersicht

Geologisch gesehen befindet sich das Messgebiet Ulrichsberg im Verbreitungsgebiet des Südböhmischen Batholiths, der sich vom Regensburger Wald im Westen über den Bayerischen Wald und das Mühlviertel bis in das niederösterreichische Waldviertel und das südliche Tschechien erstreckt. Dieser besteht aus einer Abfolge von variszischen Granitintrusionen. Das Befliegungsgebiet wird von der NW-SE orientierten Pfahlstörung durchzogen, die die Böhmerwaldscholle im Norden von der Mühlscholle im Süden trennt (vergleiche FRASL & FINGER, 1988).

Im Bereich der Böhmerwaldscholle erfasst das Untersuchungsgebiet folgende kristallinen Gesteine (siehe Abbildung 6.1): Paragneis mit Einschaltung von Orthogneis, Weinsberger Granit, Weinsberger Granit-Randbereich und Granite der Eisgarner Suite (inklusive Sulzberg- und Steinberggranit). Der Paragneis entspricht dem Schiefergneis in FRASL et al. (1965), den FUCHS et al. (1968) ausführlich beschreiben. Im Norden des Untersuchungsgebietes ist in KRENMAYR & SCHNABEL (2006) im Grenzbereich Paragneis-Weinsberger Granit ein sogenannter Weinsberger Granit-Randbereich ausgeschieden. Die petrographische Beschreibung von FUCHS et al. (1968) lässt darauf schließen, dass es sich um Übergänge zum sogenannten Schlierengranit (dieser wird in FINGER, 1986 definiert) handelt, es könnte aber auch Migmagranit am Aufbau dieser Zone beteiligt sein (KRENN, 2000 bringt zur Beschaffenheit der Migmagranite eine umfangreiche Darstellung). Die Mühlscholle wird im Befliegungsgebiet vorwiegend von fein- bis mittelkörnigen Graniten i. A. (wahrscheinlich Mauthausener Granit), Weinsberger Granit und Schlierengranit eingenommen.

Zum Weinsberger Granit und zum Mauthausener Granit – von beiden stammen die untersuchten Proben nicht aus dem Befliegungsgebiet – sowie zum Eisgarner Granit und zum Paragneis im Bereich des Bärensteines sind in Tabelle 6.1 zum Vergleich mit der Hubschrauberradiometrie Kalium-, Uran- und Thoriumgehalte angegeben. Zum Eisgarner Granit i. A. („Plöckenstein two-mica granite“), dem Weinsberger Granit und dem Steinberggranit („Dreiländereck two-mica granite“) im Bereich Schwarzenberg liegen in BREITER (2005) ebenfalls Uran- und Thoriumwerte vor (siehe Tabelle 6.2).



0 2,5 5 km

**Legende**

	Junge Bedeckung		
	Mylonit		Anatektischer Paragneis
	Fein- bis mittelkörnige Granite i. A.		Paragneis
	Titanitfleckengranit		Quarzit
	Diorit		Graphitschiefer
	Eisgarner Granit i. A.		Marmor, Kalksilikattfels
	Steinberg- und Sulzberggranit		Amphibolit, Metabasit
	Migmagranit		Orthogneis
	Weinsberger Granit		Granulit
	Weinsberger Granit-Randbereich		
	Schlierengranit		

Abb. 6.1: Geologische Karte zum Messgebiet Ulrichsberg nach der digitalen Grundlage von KRENMAYR & SCHNABEL (2006); die Staatsgrenze ist rot, das Befliegungsgebiet grün umrandet dargestellt (P = Pfahlstörung).

Gestein	Probenbezeichnung	K2O [Gew.%]	U [ppm]	Th [ppm]
Mauthausener Granit	RN2	4	2	30
	RN15	5	6	15
	RN15-2	5	9	17
	RN87	6	5	19
	RN90	4	2	26
Migmagranit	VG/01/01	7	5	12
	VG/05/01	2	6	22
	VG/13/02	2	11	31
	VG/14/02	4	15	29
	VG/15/02	6	5	12
Eisgarner Granit	Q1	6	11	32
	Q3	4	12	22
	RN4	5	12	19
Weinsberger Granit	RN28	6	3	28
	RN66-1	7	7	45
	RN66-2	6	5	38
	RN70	5	1	40
	RN75-2	6	4	41
	RN93-2	5	3	24
Paragneis	SB-Aigen	2	7	15
	Fi 14/04	2	3	9

Tabelle 6.1: Ausgewählte Uran- und Thoriumgehalte aus GASSER (2005) und ALLETSGRUBER (2007), gerundet auf ganze Zahlen.

Gestein	n	U <sub>min</sub> [ppm]	U <sub>mittel</sub> [ppm]	U <sub>max</sub> [ppm]	Th <sub>min</sub> [ppm]	Th <sub>mittel</sub> [ppm]	Th <sub>max</sub> [ppm]
Steinberggranit	72	5	10	18	33	65	99
Eisgarner Granit i. A.	140	5	9	17	4	13	23
Weinsberger Granit	34	2	4	5	12	18	26

Tabelle 6.2: An Aufschlüssen und Blöcken bodenradiometrisch bestimmte Uran- und Thoriumgehalte aus BREITER (2005); Erläuterung im Text.

## 6.2 Radiometrie

Die Abbildungen 6.2 bis 6.4 geben die, bei der Befliegung Ulrichsberg gemessenen, Uran-, Thorium- und Kaliumkonzentrationen sowie die Konturen der Geologie (entsprechend Abbildung 6.1) wieder. Ihnen folgt jeweils eine kurze Interpretation.

### Zur Uranverteilung:

Auf der Böhmerwaldscholle (nördlich der Pfahlstörung) zeichnet sich das Verbreitungsgebiet der Eisgarner Suite inklusive des Steinberggranits und des Sulzberggranits durch vergleichsweise hohe Uranwerte ab (diese liegen oft in der Klasse 3,2-8,6). Das Verbreitungsgebiet des Paragneises und des Weinsberger Granits inklusive seiner Randzone fällt hingegen oft in niedrige Klassen – wenn man vom Weinsberger Granit (und dem Schlierengranit) nördlich St. Oswald absieht. Tendenziell zeigt sich damit ein Bild, wie es die Gesteinschemie und die Bodenmessungen in Tab. 6.1 und 6.2 erwarten lassen. Vor allem im Bereich der Böhmerwaldscholle sind aber die in Abb. 6.2 (sowie 6.3 und 6.4) dargestellten Werte im Durchschnitt niedriger als in diesen Tabellen. Vermutlich hängt dies mit der oftmals starken Bewaldung und der entsprechenden Bodenbildung zusammen, die zu einer Dämpfung der Strahlung führt.

Im Bereich der Mühscholle (südlich der Pfahlstörung) zeichnet sich ein weniger deutliches Bild ab. Höhere Urankonzentrationen sind vor allem im Bereich der fein- bis mittelkörnigen Granite i. A. (vermutlich Mauthausener Granit) und dem bei Ulrichsberg den Pfahl begleitenden Schlierengranits zu verzeichnen.

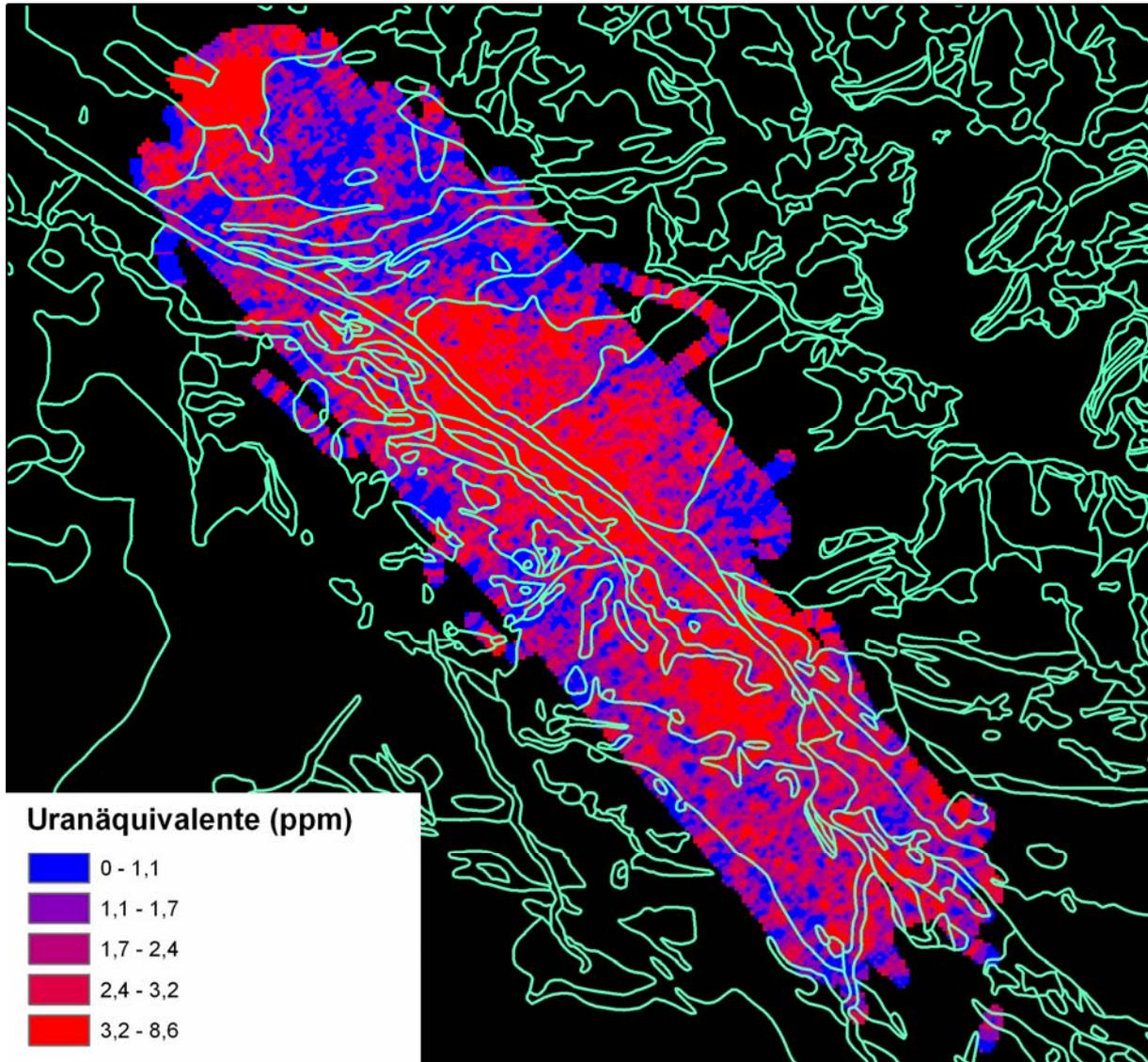


Abb. 6.2: Uranverteilung im Messgebiet Ulrichsberg.

#### Zur Thoriumverteilung:

Im Bereich der Böhmerwaldscholle sind die höchsten Thoriumwerte im Verbreitungsgebiet des Steinberggranits (dieser findet nach BREITER, 2005 auf österreichischem Gebiet seine Fortsetzung, nämlich innerhalb des Verbreitungsgebietes des in Abb. 6.1 dargestellten Eisgarner Granits nördlich Schwarzenberg) und des Sulzberggranits zu finden. Wie beim Uran hebt sich zudem auch der Raum nördlich St. Oswald durch erhöhte Thoriumwerte ab. Die Vorkommen von Paragneis sind hingegen durch besonders niedrige Thoriumgehalte ausgezeichnet.

Auf der Mühscholle wurden die höchsten Konzentrationen im Verbreitungsgebiet des Mauthausener und des Weinsberger Granits sowie in den, die Pfahlstörung begleitenden, Schlierengraniten gemessen. Niedrigere Werte sind im Umfeld des Titanitfleckengranits zu beobachten.

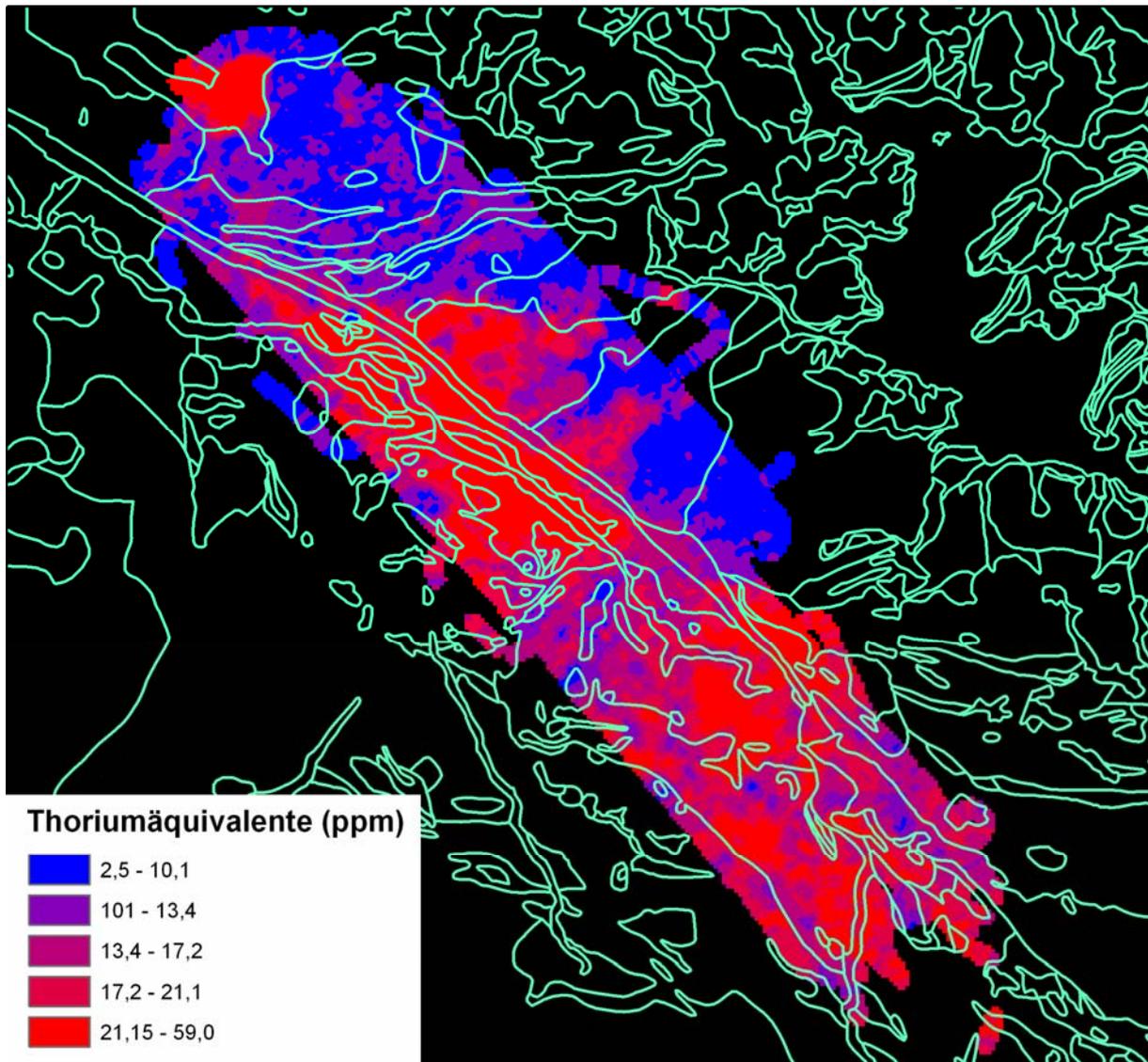


Abb. 6.3: Thoriumverteilung im Messgebiet Ulrichsberg.

#### Zur Kaliumverteilung:

Höhere Kaliumwerte sind erwartungsgemäß im Verbreitungsgebiet der diversen Granite festzustellen – wenn man vom Umfeld des Titanitfleckengranits absieht. Die Paragneisvorkommen und ein Teil der jungen Bedeckung (Alluvium) zeichnen sich hingegen durch besonders niedrige Kaliumgehalte ab. Wenn man die Werte in Tab. 6.1 mit den Daten der Hubschrauber-geophysik vergleichen möchte, ist zu berücksichtigen, dass Gew.% Kalium mit einem Faktor von etwa 1,2 multipliziert werden müssen, um Gew. % K<sub>2</sub>O zu erhalten.

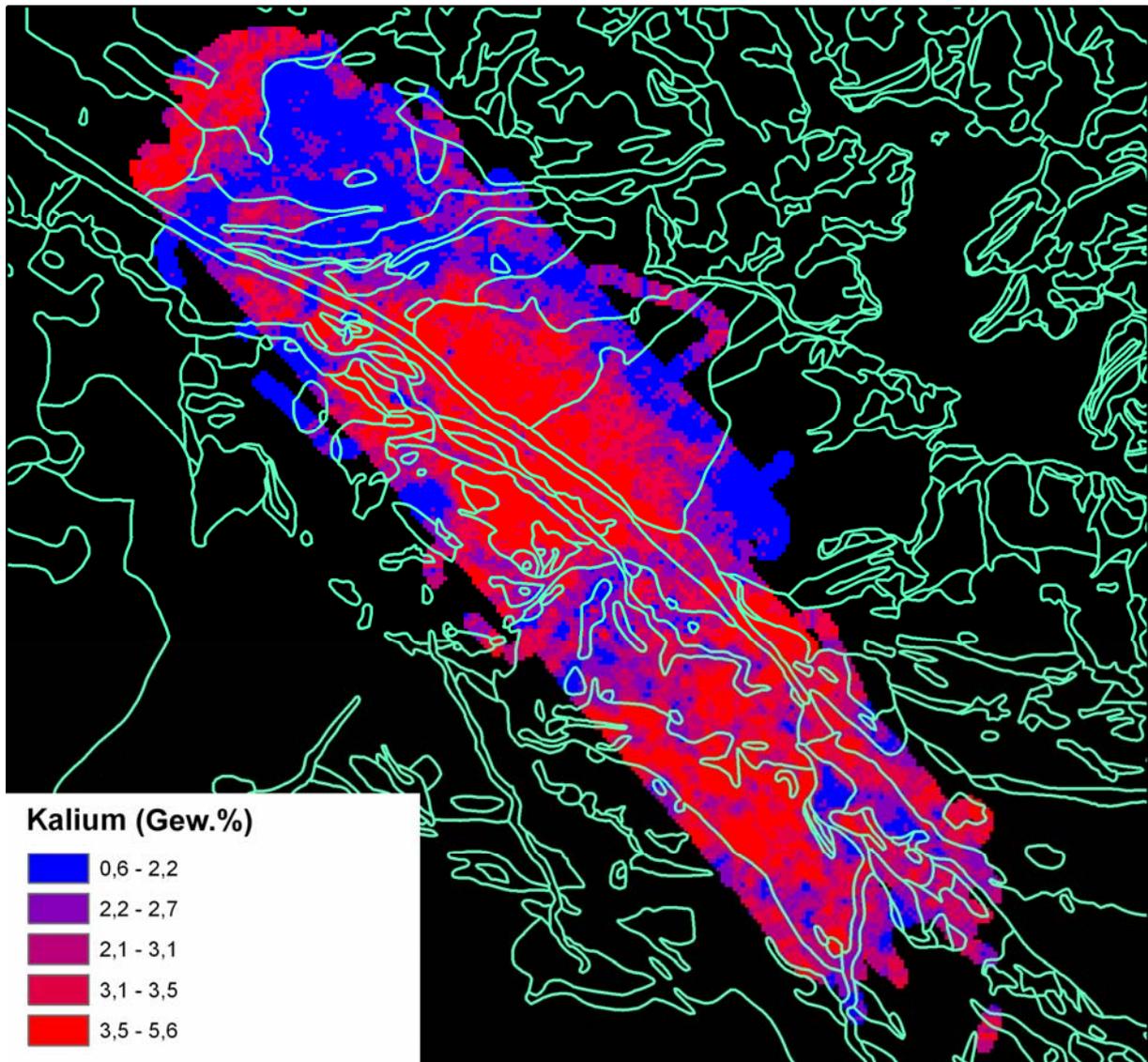


Abb. 6.4: Kaliumverteilung im Messgebiet Ulrichsberg.

### **Radonpotential und Strahlenschutz:**

Durch die Bundesanstalt für Lebensmitteluntersuchung und -forschung in Wien wurde hinsichtlich der Radon-222-Konzentration in Grundwässern ein umfangreiches bundesweites Forschungsprogramm durchgeführt (DITTO & al. 1999). Aus diesem geht hervor, dass im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse, vor allem aber im Unteren Mühlviertel, im Grundwasser besonders hohe Radon-222-Konzentrationen auftreten. Im Unteren Mühlviertel wurden Werte zwischen 9,8 und 415,5 Bq/l festgestellt, der Mittelwert betrug 122,2 Bq/l. Im Oberen Mühlviertel lagen die Werte zwischen 8,5 und 97,7 Bq/l und betragen im Mittel 53,0 Bq/l.

Im Rahmen von zwei an der Universität Salzburg durchgeführten und von der Geologischen Bundesanstalt mitbetreuten Diplomarbeiten (GASSER, 2005 und ALLETSGRUBER, 2007) wurde nun versucht, den geologischen Hintergrund für diese unterschiedlichen, insgesamt aber recht hohen Radongehalte im Mühlviertel näher zu beleuchten. Es wurden in petrographisch einheitlich beschaffenen Gebieten gezielt Gesteins- und Grundwasserproben genommen, um festzustellen, ob der Radongehalt im Grundwasser vorwiegend durch den unterschiedlichen Urangehalt der kristallinen Gesteine oder durch andere Faktoren bestimmt wird. Abb. 6.5 zeigt die Lage der bisherigen Probenahmepunkte im Mühlviertel, die die Einzugsgebiete bestehend aus Freistädter Granodiorit, Mauthausener Granit, Altenberger Granit, Migmagranit, Eisgarner Granit, Weinsberger Granit und Paragneis repräsentieren.

Wie sich im Zuge der Arbeiten herausstellte, können für petrographisch einheitlich beschaffene Gebiete durchaus typische Radongehalte ermittelt werden, die im Weiteren als Grundlage für eine Radonpotentialkarte dienen (SCHUBERT & al. 2003, GASSER, 2005 und ALLETSGRUBER, 2007).

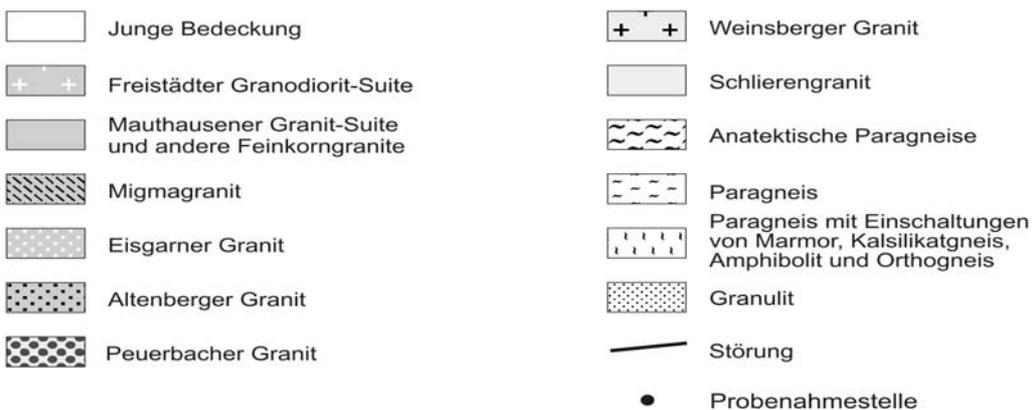
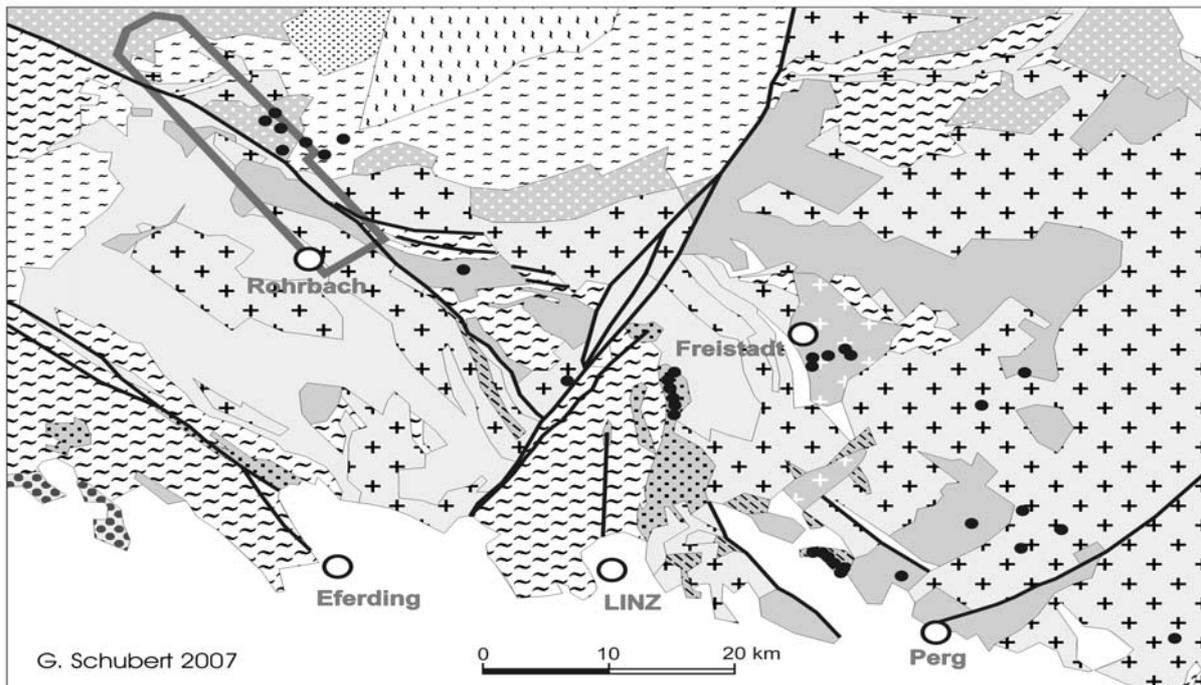


Abbildung 6.5: Geologische Übersichtskarte des Mühlviertels mit Lage der Radon-Probenahmestellen kompiliert nach KRENMAYR & SCHNABEL (2006), unveröffentlichten geologischen Aufnahmen auf ÖK-Blatt 16 (Freistadt) von Friedrich FINGER, Gertrude FRIEDL, Bruno HAUNSCHEID, Andreas SCHERMAIER und Gerhard SCHUBERT in den Jahren 1990 bis 2007 und SCHUBERT (1989). Die Radonbeprobung wurde im Rahmen der Diplomarbeiten GASSER (2005) und ALLETSGRUBER (2007) durchgeführt. Die Lage des Messgebietes Ulrichsberg ist grau umrandet.

Abb. 6.6 und Tab. 6.3 geben dazu ein Beispiel aus dem Befliegungsgebiet Ulrichsberg wieder. Im Rahmen der Diplomarbeit ALLETSGRUBER (2007) wurden hier im Umfeld des Bärensteines der Eisgarner Granit und der Paragneis sowie aus diesen austretendes bzw. gefördertes Grundwasser beprobt. In Tab. 6.1 ist dazu die Gesteinschemie wiedergegeben. Aus Abb. 6.6 geht klar hervor, dass die Grundwässer im Verbreitungsgebiet des Paragneises geringere Radonkonzentrationen aufweisen als jene im Eisgarner Granit. Dies spiegelt sich auch in der Verteilung des Urans wieder (s. Abb. 6.2).

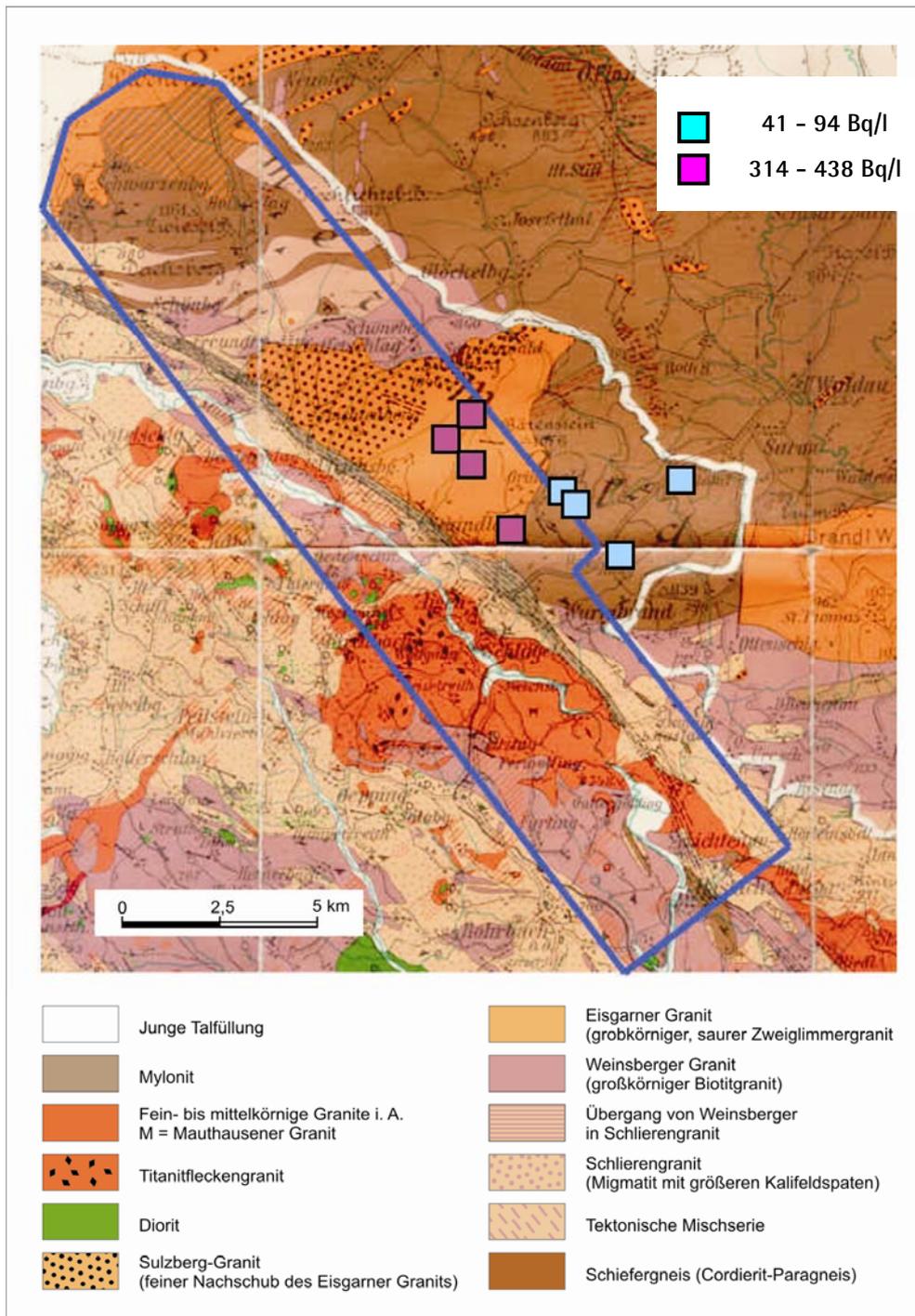


Abbildung 6.6: Geologie zum Messgebiet (blau umrahmt) nach FRASL et al. (1965) mit typischen Radonkonzentrationen im Grundwasser nach ALLETSGRUBER (2007).

Einzugsgebiet	Messstelle	$^{222}\text{RN}$ [Bq l <sup>-1</sup> ]	$^{222}\text{RN}$ [Bq l <sup>-1</sup> ]	$^{222}\text{RN}$ [Bq l <sup>-1</sup> ]
		Frühjahr	Herbst	Mittelwert
Eisgarner Granit	Q1	409,1	412,5	410,8
	Q2	111,4*	354,2	-
	Q3	314,4	348,8	331,6
	RN4	128,8*	437,9	-
Paragneis	Q4	40,8	70,2	55,5
	Q5	93,8	40,8	67,3
	Br1	51,8	53,4	52,6
	Br2	68,6	74,2	71,4

Tabelle 6.3: Radonkonzentrationen von ausgewählten Quellen im Messgebiet Ulrichsberg (ALLETSGRUBER, 2007).

\* Bei den Quellen RN4 und Q2 sind die niedrigen Werte im Frühjahr vermutlich auf die Beimengung von Oberflächenwasser zurückzuführen (dafür sprechen die hydrologische Situation bzw. die Hydrochemie). Diese werden daher in Abbildung 6.6 nicht berücksichtigt.

Die Analysen von Gesteinsproben, wie sie im Rahmen der Diplomarbeiten GASSER (2005) und ALLETSGRUBER (2007) durchgeführt wurden, stellen immer nur – wenn auch gezielte – Punktmessungen dar. Wenn der Chemismus im Verbreitungsgebiet eines kristallinen Gesteins aufgrund besonderer Umstände lokal abweicht, ist dies durch eine einfache Kartierung und Beprobung kaum feststellbar. Die Aero-Radiometrie bietet hier in Hinblick auf die Erfassung von lokalen Abweichungen bzw. Anomalien aufgrund der flächenhaften Messung ein wertvolles Werkzeug. Abb. 6.7 zeigt dafür ein weiteres Beispiel aus dem Befliegungsgebiet Ulrichsberg.

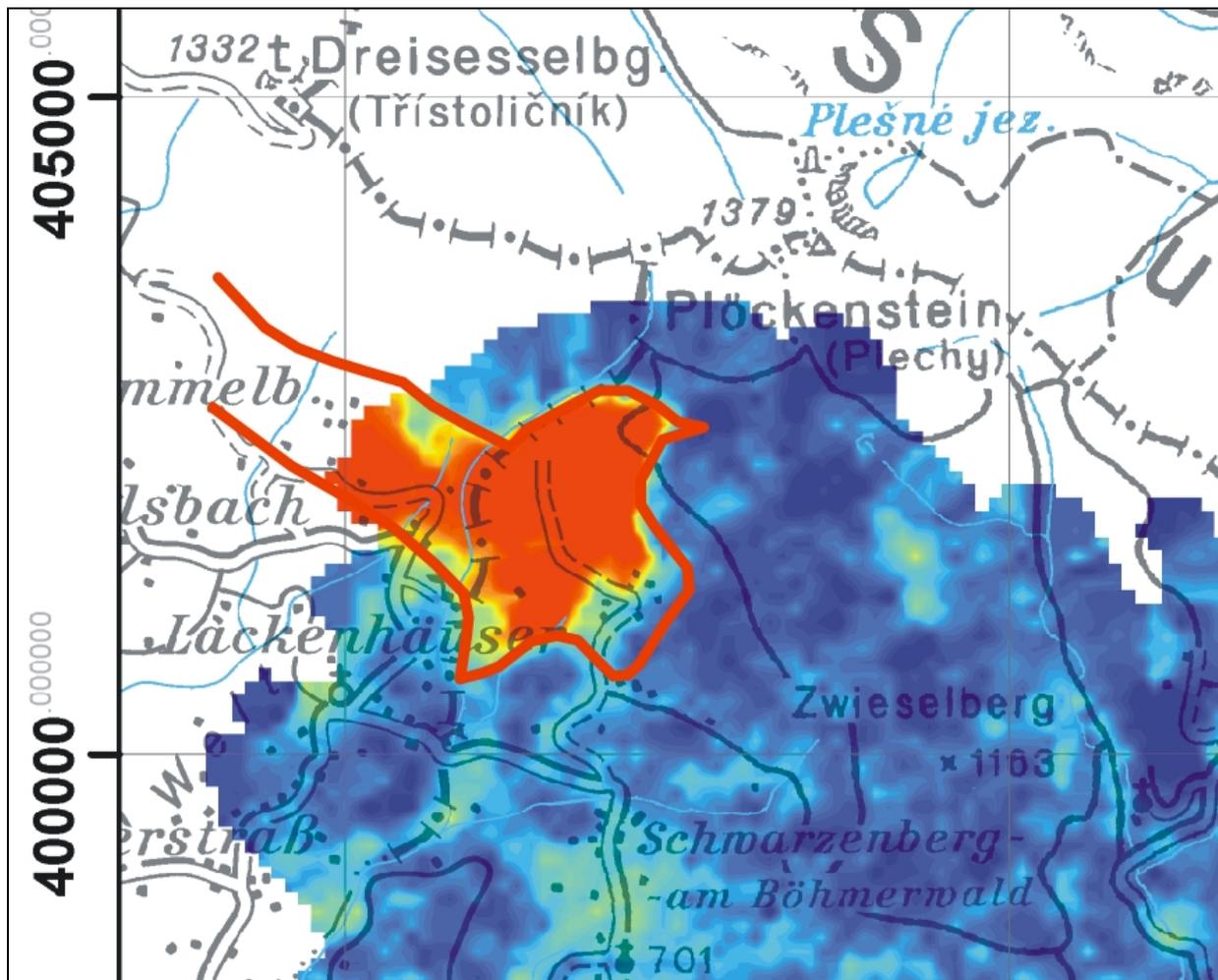


Abbildung 6.7: Die bei der Befliegung Ulrichsberg gemessene, rot gefärbte Thoriumanomalie nördlich Schwarzenberg stellt gegenüber den bisherigen geologischen Gebietskarten eine Verbesserung dar (in KRENMAYR & SCHNABEL, 2006 ist auf österreichischer Seite Eisgarner Granit dargestellt; siehe Abb. 6.1). Diese Anomalie geht aber auf den vom bayerischen bis auf österreichisches Gebiet sich erstreckenden, thoriumreichen Steinberggranit zurück. Dass es sich hier um eine starke Anomalie handelt, wird durch die bodengeophysikalische Aufnahme von BREITER (2005) bestätigt. Die rote Linie gibt das Verbreitungsgebiet seines „Dreiländereck two-mica granite“ wieder (BMN Koordinaten M31).

Die Dosisleistung infolge der terrestrischen radioaktiven Strahlung (verursacht durch K, U und Th) liegt im Messgebiet Ulrichsberg im Mittel bei etwa 0.8 mSv/a (Abb. 6.8). SW des Plöckenstein erreicht die Dosisleistung ein Maximum von 1.97 mSv/a. Diese Belastung entspricht nahezu dem 2- bzw. 4-fachen des österreichischen terrestrischen Durchschnittswerts (BMI, 2007).

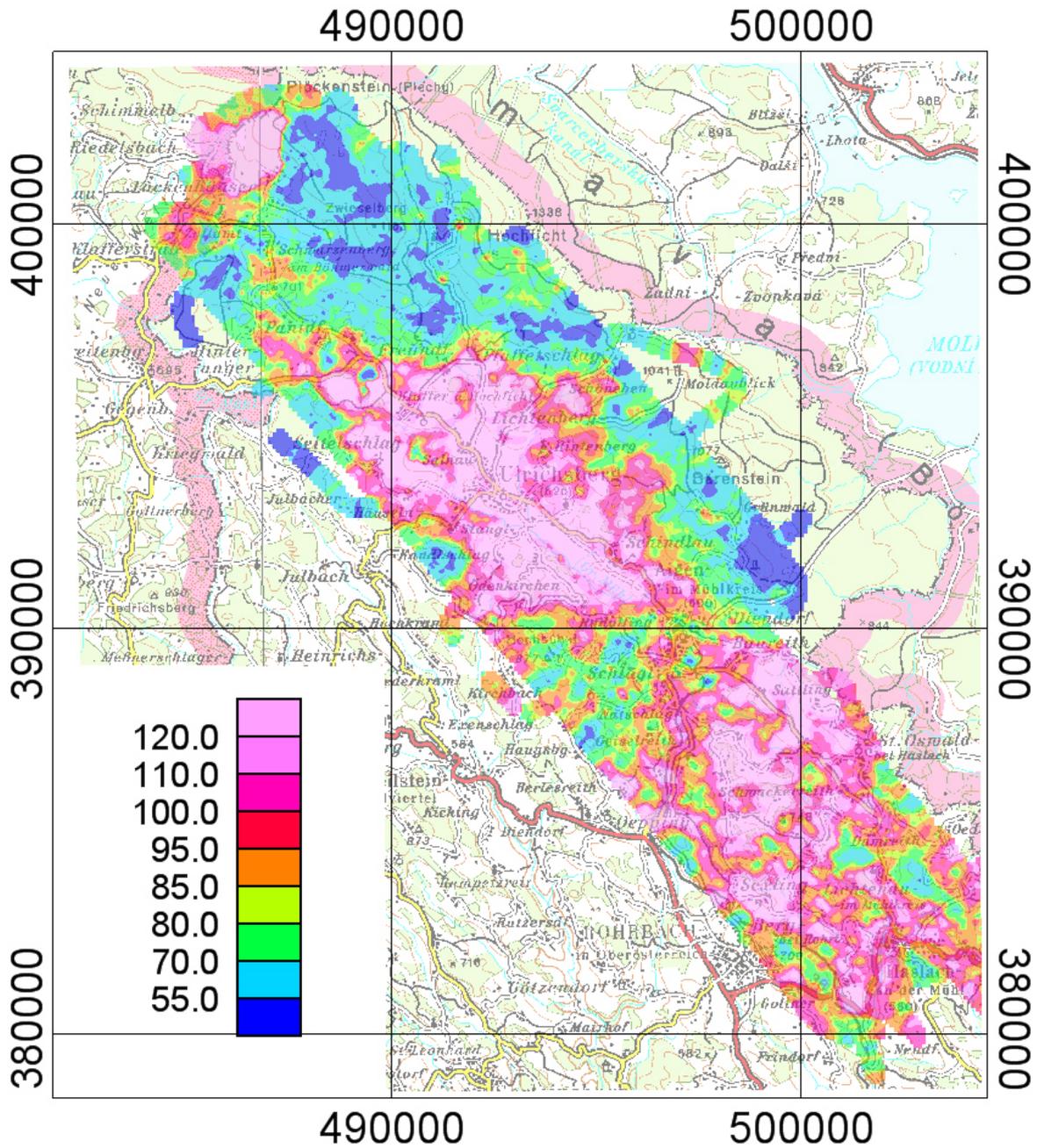


Abbildung 6.8: Dosisleistung in nSv/h im Messgebiet Ulrichsberg (BMN Koordinaten M31).

## 6.3 Elektromagnetik

### Allgemeine Bemerkungen zur Interpretation der Elektromagnetik:

**Hohe Widerstände** ( $> 1200 \Omega\text{m}$ ) treten bei starker Zerklüftung und tiefgründigem Abfluss, wie z. B. bei mächtigem Hangschutt und mächtiger Talverfüllung mit tiefer liegendem Grundwasserspiegel, auf. Auch trockene Lockersedimente, anstehendes Gestein mit geringer Leitfähigkeit und Felsabschnitte mit oberflächennaher blockartiger Auflockerung besitzen hohe Widerstände.

**Geringe Widerstände** ( $< 500 \Omega\text{m}$ ) treten bei oberflächennahen Verdichtungen durch Feinmaterial und Vernässungen, Feuchtflächen und seichten Hangrutschungen auf. Grundsätzlich gilt: je feinkörniger und je besser sortiert ein Sediment ist, desto geringer ist der elektrische Widerstand.

Die entsprechenden lithologischen Situationen sind:

- Lockersedimentkörper mit hohem Grundwasserstand
- anstehendes Gestein mit hoher Leitfähigkeit (z. B. Graphitschiefer, Tonschiefer)
- flächenhafte Feuchtzonen
- sulfidische Vererzungen
- verlehnte Störungszonen.

Erhöhter Tongehalt führt zu niedrigeren Widerständen, was z. B. in Grundmoränen zu beobachten ist.

Für Sedimente gilt folgende Faustregel:

- bei einem Widerstand  $> 50 \Omega\text{m}$  ist kaum Ton zu erwarten
- bei Widerstandswerten  $< 10 \Omega\text{m}$  ist sicher Ton vorhanden

Wasser besitzt allgemein Widerstände von 15 – 25  $\Omega\text{m}$ , die Werte können in Ausnahmefällen aber auch deutlich davon abweichen.

### Interpretation der Elektromagnetik:

Die Interpretation der Daten der Elektromagnetik erfolgt anhand von Modellvorstellungen des Untergrundes. Es sind den hier vorliegenden Daten einerseits das Modell eines homogenen Halbraumes, andererseits das Zweischichtmodell eines horizontal geschichteten Halbraumes zugrunde gelegt.

- Homogener Halbraum: Als wesentlicher Parameter ist der spezifische Widerstand angegeben (Abb. 6.9).
- Zweischichtmodell: Es sind der Widerstand der ersten Schicht, die Mächtigkeit der ersten Schicht und der Widerstand der zweiten Schicht dargestellt (Abb. 6.10, 6.11 und 6.12).

Im Modell des homogenen Halbraumes ist eine grobe Dreiteilung des Messgebiets zu beobachten. In den Bereichen nördlich und südlich der Pfahlstörung bzw. des parallel dazu verlaufenden Tales der Mühl, überwiegen höhere Widerstandswerte. Eine Zone mit überwiegend niedrigeren Widerstandswerten folgt dem Mühlthal, das hier knapp südlich der Pfahlstörung und auffällig parallel zu dieser verläuft. Zum Teil sind wohl die jungen Lockersedimente dieses Tales für die relativ guten Leitfähigkeiten verantwortlich. Zu berücksichtigen ist jedoch auch die Nähe der Pfahlstörung. Im Zusammenhang mit dieser wird eine "tektonische Mischserie" im dem Areal südöstlich bis ost-südöstlich von Aigen beschrieben (THIELE & FUCHS, 1965; FUCHS & THIELE, 1968). Nach THIELE & FUCHS (1965) läuft hier eine Reihe verschieden alter, gleichlaufender Störungen zusammen, die somit möglicherweise durch die Widerstandskartierung indirekt nachweisbar sind.

Hubschrauber-geophysikalische Messungen im südwestlich direkt anschließenden Gebiet (Messgebiet „Westliches Mühlviertel“, SEIBERL & HEINZ, 1986) weisen darauf hin, dass einige elektromagnetische Anomalien mit magnetischen Anomalien korrelieren. Es wird ein Zusammenhang mit Dioriten im Gefolge des Weinsberger Granits, die in dieser Gegend sehr häufig sind, aber auch in Vergesellschaftung mit Feinkorngraniten auftreten, vermutet (SEIBERL & HEINZ, 1986).

Die Interpretation des Zweischichtmodells zeigt größtenteils sehr hohe Widerstände in der ersten Schicht (Abb. 6.10). Dies lässt auf eine relativ grobkörnige Verwitterungsschicht schließen, welche in weiten Teilen des Untersuchungsgebiets großteils grusig bis grobblockig ausgebildet ist. Die nur sehr vereinzelt auftretenden kleinen Bereiche mit geringen Widerständen weisen auch nur geringe Mächtigkeiten auf (Abb. 6.11).

Die Widerstandswerte der zweiten Schicht zeigen eine sehr ähnliche Verteilung wie die des homogenen Halbraumes (zu beachten ist dabei die unterschiedliche Skala in Abb. 6.9 und 6.12!). Wenn man die Bereiche mit geringen Widerständen der ersten Schicht mit der Widerstandsverteilung der zweiten Schicht vergleicht, fällt auf, dass geringe Widerstandswerte zumeist in beiden Niveaus auftreten, was ein Hinweis auf tiefgreifende Auflockerung sein kann.

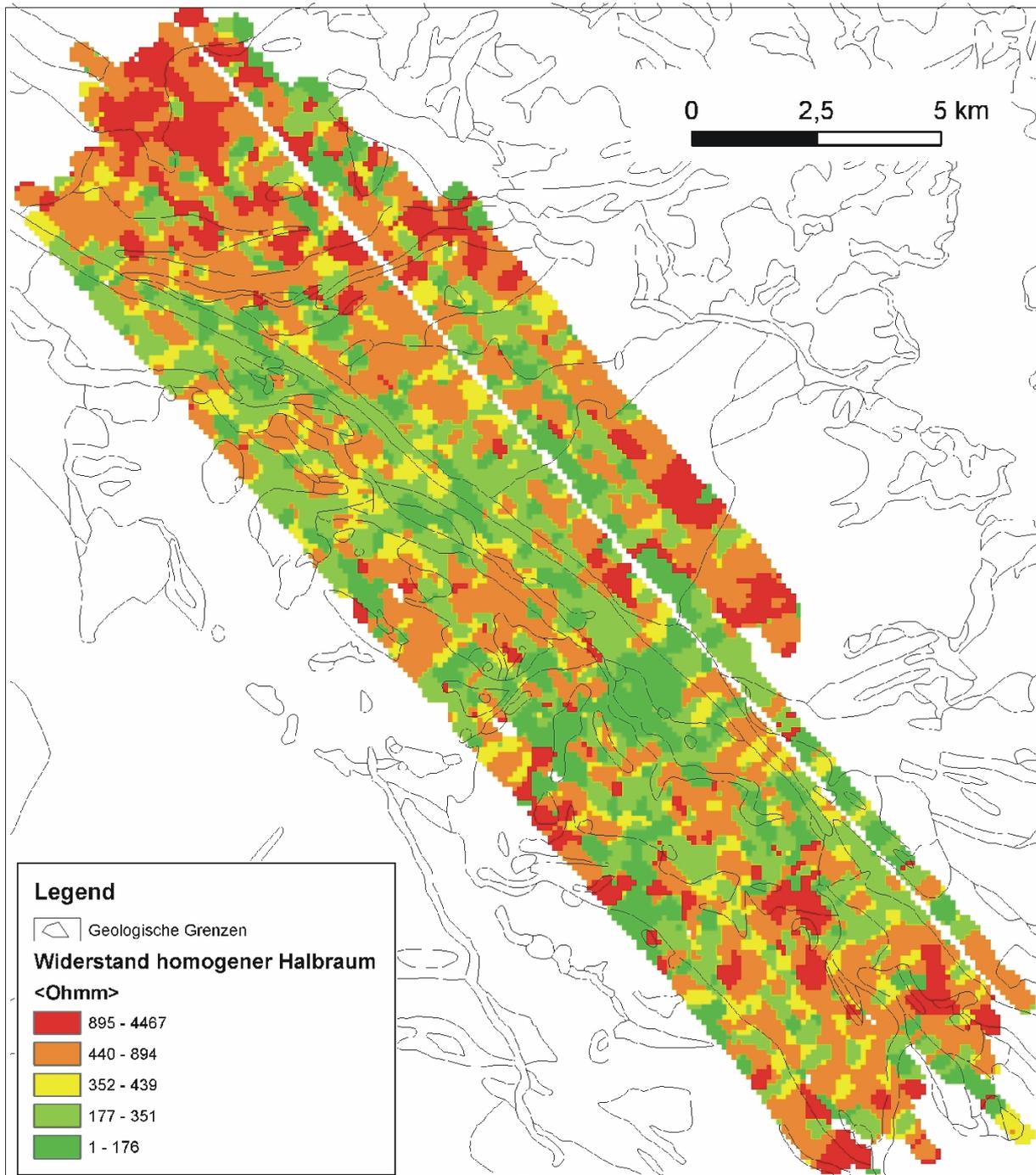


Abb. 6.9: Verteilung des spezifischen Widerstandes für das Modell eines homogenen Halbraums [ $\Omega\text{m}$ ]. Eingezeichnet sind weiters die geologischen Grenzen nach der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200 000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

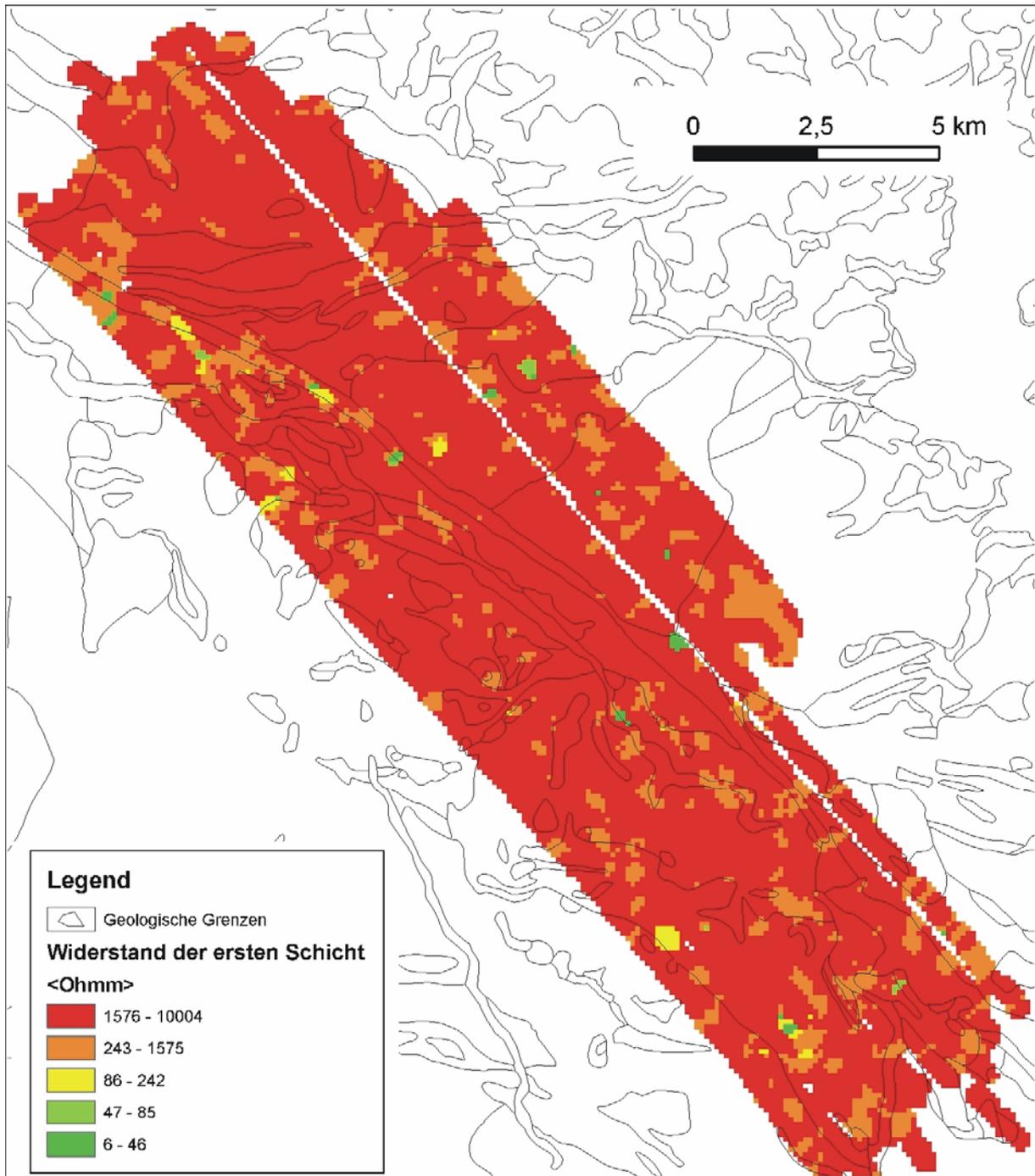


Abb. 6.10: Verteilung des spezifischen Widerstandes der ersten Schicht für ein Zweischichtmodell [ $\Omega\text{m}$ ]. Eingezeichnet sind weiters die geologischen Grenzen nach der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200 000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

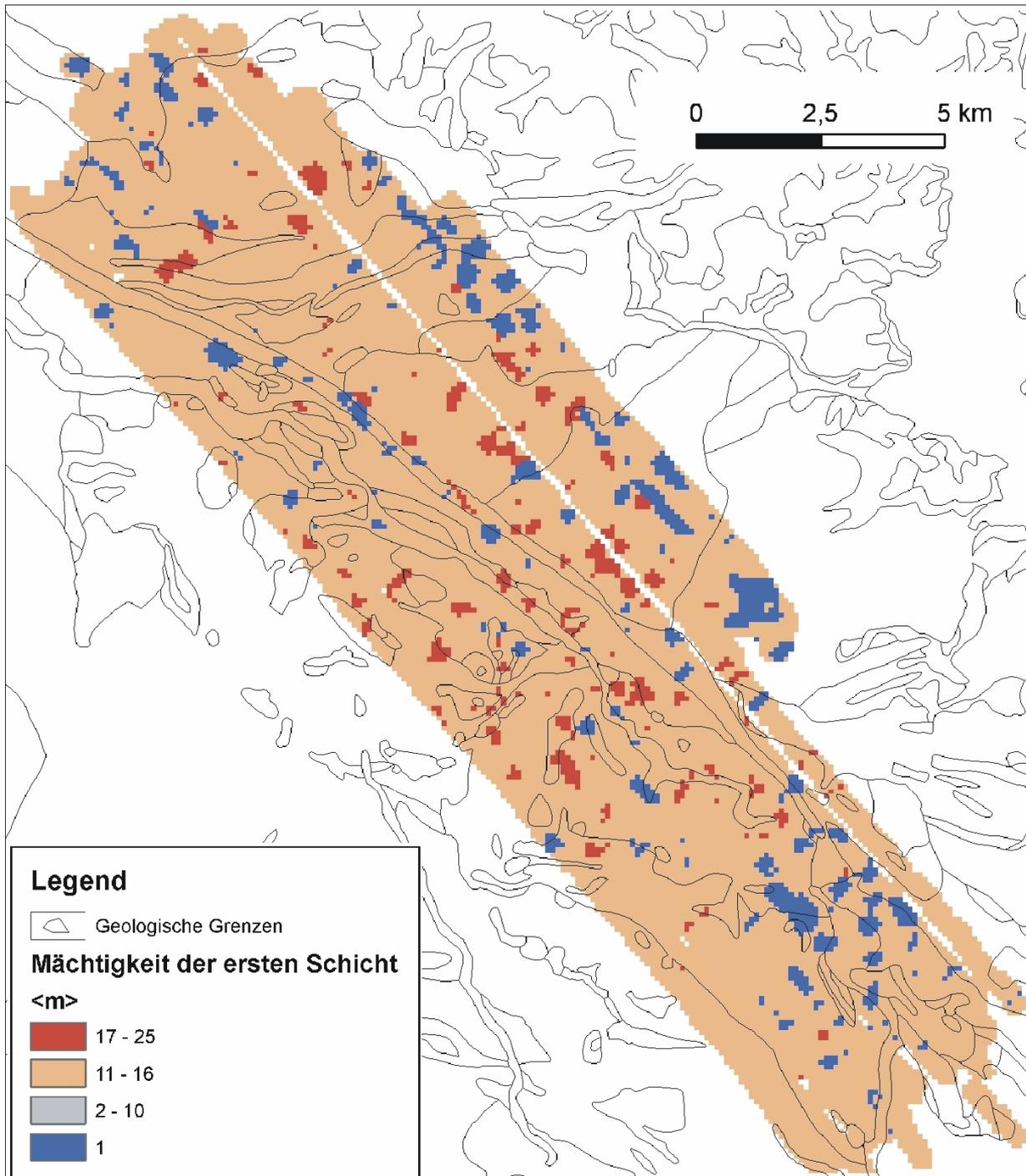


Abb. 6.11: Verteilung der Mächtigkeit der ersten Schicht für ein Zweischichtmodell [in m]. Eingezeichnet sind weiters die geologischen Grenzen nach der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200 000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

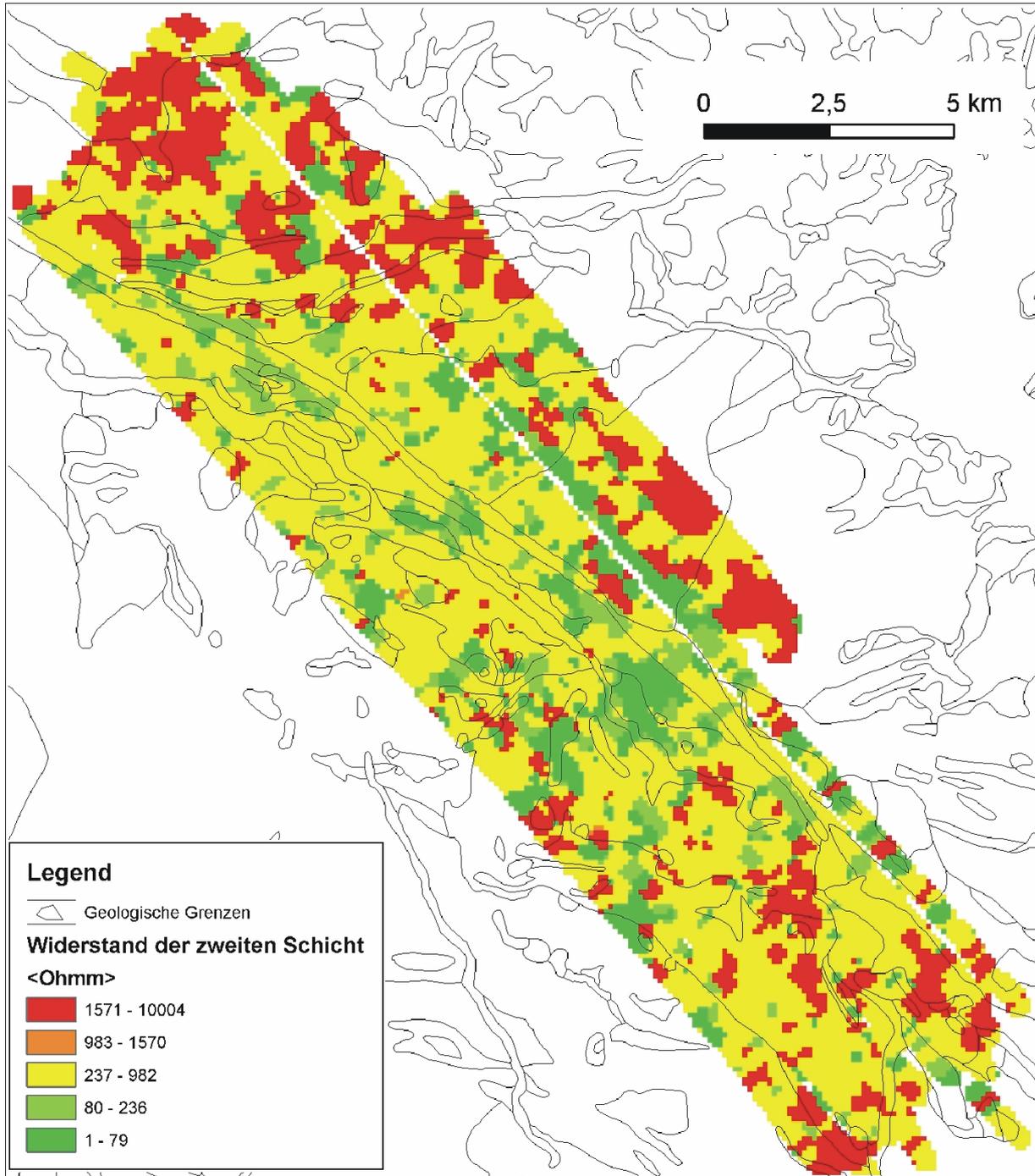


Abb. 6.12: Verteilung des spezifischen Widerstandes der zweiten Schicht für ein Zweischichtmodell [ $\Omega\text{m}$ ]. Eingezeichnet sind weiters die geologischen Grenzen nach der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200 000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

In zwei kleinen, lokal eng begrenzten Bereichen zeigt die höhere Schicht deutlich geringere Widerstände als die zweite Schicht. Das könnte auf einen anthropogenen Einfluss hinweisen. Aus der Auswertung der topographischen Karte ergaben sich allerdings keine diesbezüglichen Hinweise.

Eine eindeutige Zuordnung elektromagnetischer Anomalien zu anthropogenen Störfaktoren war im gesamten Messbereich bisher in keinem einzigen Fall möglich (weitgehend mangels Kenntnis der lokalen Situation), da eine Interpretation ausschließlich anhand von topographischen Karten nur Hinweise gibt, aber keine genügende Sicherheit.

Es ergibt sich aus dem bisher gesagten, dass für eine weitergehende detaillierte Interpretation der elektromagnetischen Daten eine genaue Kenntnis der lokalen topographischen und geologischen Situation notwendig ist.

Hinsichtlich der Bewertung von Hoffungsgebieten für Massenrohstoffe können die Daten der Aerogeophysik von wirtschaftlichem Interesse sein.

Im Untersuchungsgebiet sind nur wenige Rohstoffvorkommen dokumentiert: Das Graphitvorkommen Paniberg, das Kaolinvorkommen Schlägl (WEBER, 1999), das Tonvorkommen Damreith-Lichtenau (WIMMER-FREY et al., 1992) und das Pegmatitvorkommen Natschlag (FUCHS & THIELE, 1968, WEBER, 1999). Die Koordinaten der einzelnen Vorkommen, bezogen auf BMN-Koordinaten M 31, sind der CD IRIS 2 entnommen und in der Tabelle 6.4 angeführt.

Name des Vorkommens	Lage der Vorkommen		abgebautes Material (Wertstoff)
	Rechtswert(M31)	Hochwert (M31)	
Paniberg	488 500	397 100	Graphit
Ulrichsberg	494 820	395 430	Flussspat
Schlägl	497 250	389 250	Kaolin
Natschlag	496 670	387 950	Quarz, Feldspat
Damreith-Lichtenau- Haslach	501 500	384 500	Ton

Tabelle 6.4: Geographische Kenndaten zu den wichtigsten mineralischen Rohstoffen im Untersuchungsgebiet (nach WEBER, 1999).

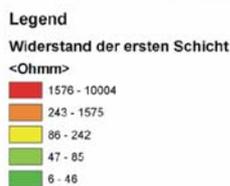
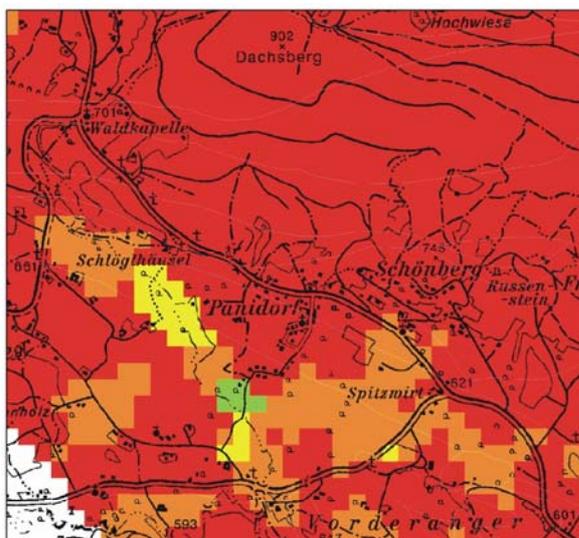
Da Graphit bzw. Tone geringe elektrische Widerstände aufweisen, sollten solche Lagerstätten mittels der EM gut nachweisbar sein. Dies trifft hier für die Vorkommen Paniberg, Schlägl und Damreith-Lichtenau-Haslach zu.

- Graphitvorkommen Paniberg (siehe Abb. 6.13)

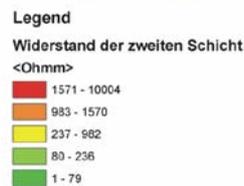
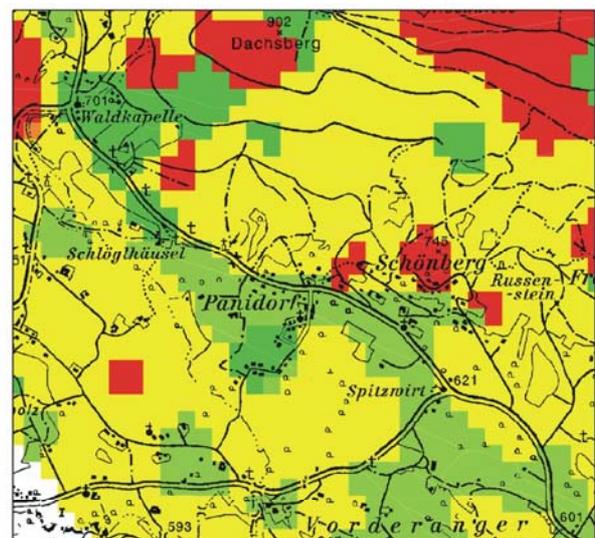
Das aus älteren Arbeiten (z. B. HOLZER 1964, dort auch als „Vorkommen Klaffer“ bezeichnet) bekannte Vorkommen liegt in biotitführenden Schiefergneisen. Es konnte laut einem Bericht der GBA (SCHERMANN et al., 1979) allerdings im Gelände nicht eindeutig identifiziert werden. Die geologischen Untersuchungen sind dabei durch die extrem schlechten Aufschlussverhältnisse beeinträchtigt.

Die Mineralisation wurde im Bereich zwischen Panidorf und der Kapelle von Schönberg vermutet. Im Gelände wurde nördlich der Straße ein „Hang mit von Granitblöcken überrolltem Kriechschutt“ und südlich der Straße „ein eher flaches Gelände mit reichlich Vernässungen“ beschrieben (SCHERMANN et al., 1979).

Diese Beobachtungen decken sich sehr gut mit den Daten der Aero-Elektromagnetik (Widerstand der ersten Schicht (= oberflächennaher Bereich) Abb. 6.13 a). Im Widerstand der zweiten Schicht tritt allerdings auch eine bemerkenswerte Zone geringen Widerstands auf, die exakt in den Bereich der gesuchten Mineralisation passt und eine Richtung aufweist, die dem regionalen Streichen (WNW-ESE) der Gesteine entspricht (Abb. 6.13 b). Dies könnte als Hinweis auf die gesuchte Graphitmineralisation gedeutet werden.



a)



b)

Abb. 6.13: Elektromagnetik im Bereich des Graphitvorkommens Panidorf-Schönberg (zu Details siehe Text). a) Widerstand der ersten Schicht b) Widerstand der zweiten Schicht. Der vermutete Lagerstättenbereich liegt im Zentrum der Abbildung.

- Tonvorkommen Damreith-Lichtenau-Haslach (siehe Abb. 6.14)

Die Lage des Vorkommens ist bei WIMMER-FREY et al. (1992) angegeben. Es handelt sich um einen seit 1978 stillgelegten Tonabbau von Steinzeugtonen, Ziegeltonen bzw. Ziegellehmen in Talalluvionen (WIMMER-FREY et al., 1992). Das Vorkommen wird bei HADITSCH (1992) als Lagerstätte geringerer Bedeutung zwar grundsätzlich als höffig, aber zu wenig erforscht eingestuft. Die Daten der EM (Abb. 6.14) zeigen anhand relativ hoher Widerstandswerte, dass hier wohl mit keinen bedeutenderen Reserven an Tonmineralen zu rechnen ist.

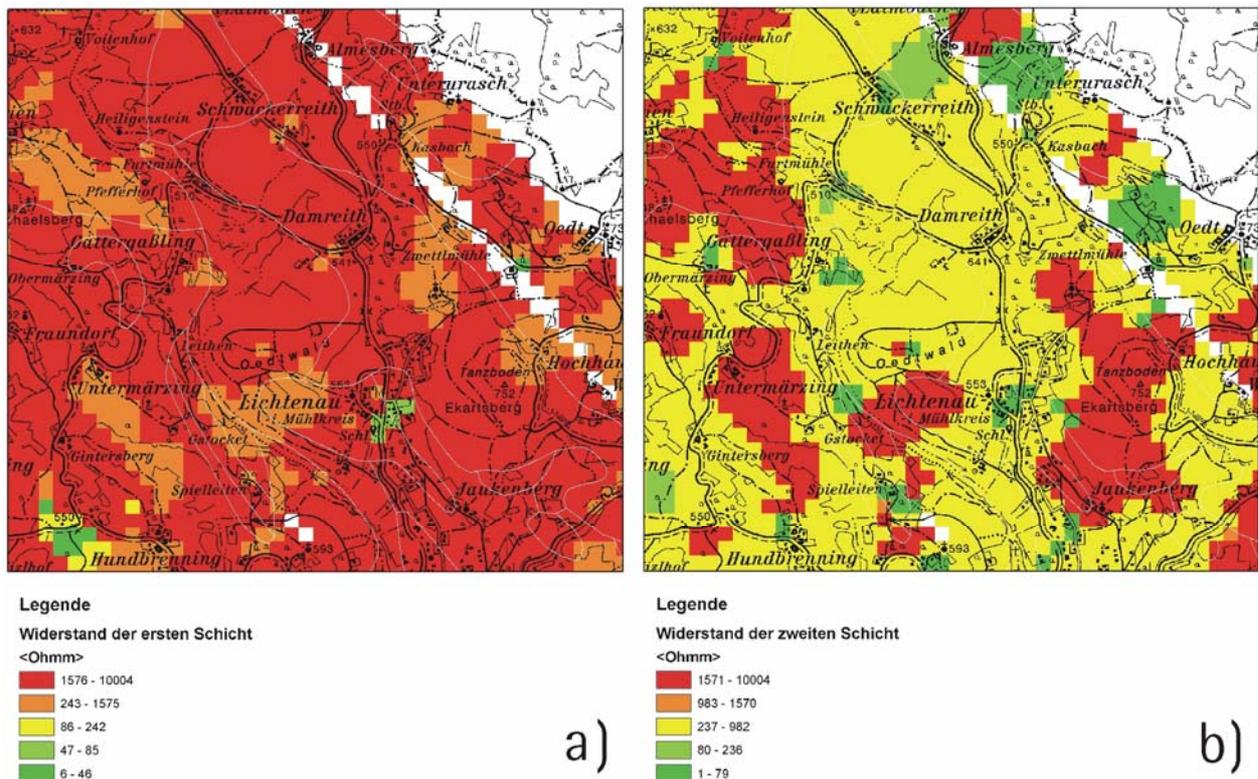


Abb. 6.14: Elektromagnetik im Bereich des Tonvorkommens Damreith-Lichtenau-Haslach (zu Details siehe WIMMER-FREY et al. 1992). a) Widerstand der ersten Schicht b) Widerstand der zweiten Schicht. Der ehemalige Abbaubereich liegt im Zentrum der Abbildung.

- Kaolinvorkommen Schlägl (siehe Abb. 6.15)

Es handelt sich um ein Kaolinvorkommen auf sekundärer Lagerstätte. Ausgangsgesteine sind alterierte Granite (HADITSCH, 1992, WEBER, 1999). Das Vorkommen wird als Lagerstätte geringerer Bedeutung zwar grundsätzlich als höffig, aber zu wenig erforscht eingestuft (HADITSCH, 1992). Die Lagerstätte sollte im Wesentlichen im Bereich zwischen dem Bahnhof Aigen-Schlägl und dem Stift Schlägl auftreten (WEBER, 1999). Auf der topographischen Karte ÖK50 ist eine Reihe von Teichen eingetragen, von denen einer als „Ziegelteich“ bezeichnet ist.

Unter einer Deckschicht mit z. T. recht hohen Widerständen liegt eine zweite Schicht, die aufgrund ihrer geringen Widerstandswerte durchaus als hoffig für Tonlagerstätten angesehen werden kann (Abb. 6.15 b). Die Mächtigkeit der darüber liegenden Deckschicht (ersten Schicht) beträgt in diesem Bereich zwischen 10 und 25 m (siehe Abb. 6.11).

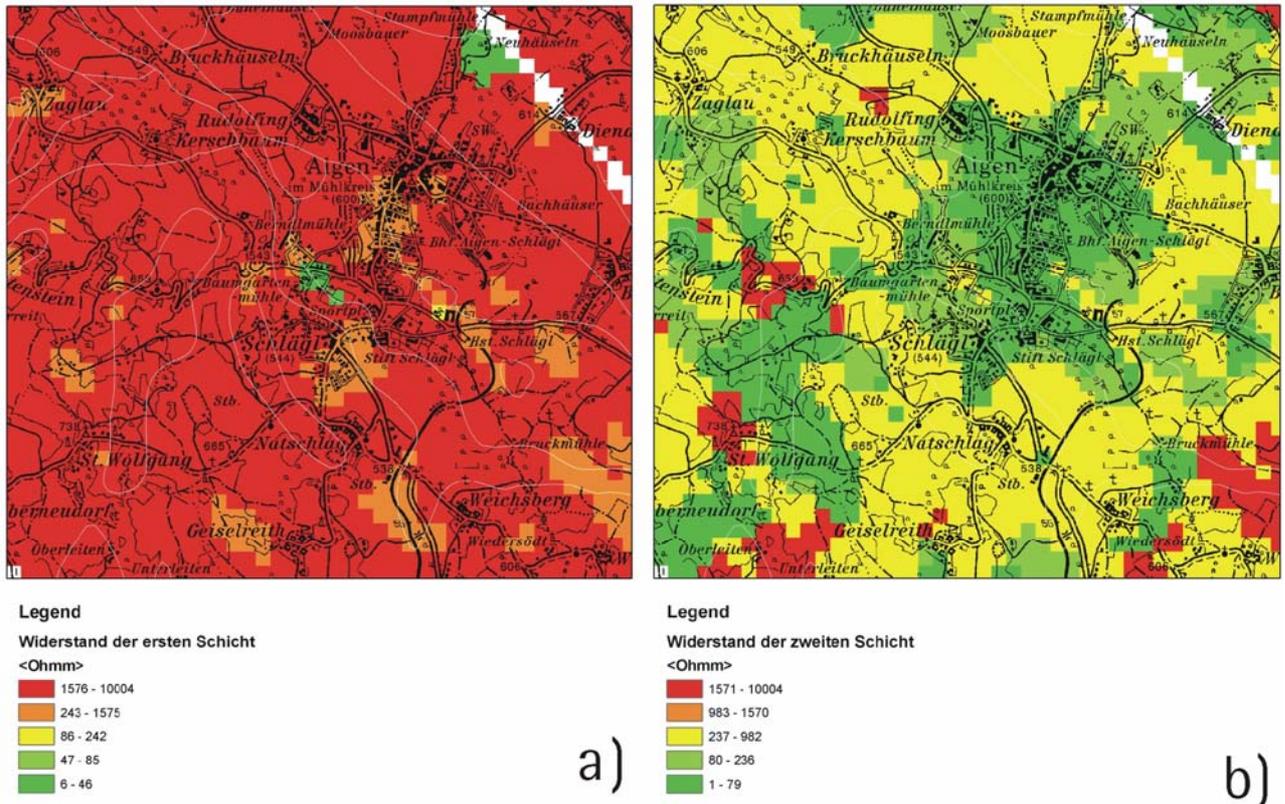


Abb. 6.15: Elektromagnetik im Bereich des Tonvorkommens Schlögl (die Lagerstätte sollte im Wesentlichen im Bereich zwischen dem Bahnhof Aigen-Schlögl und dem Stift Schlögl auftreten (WEBER 1999), und des Pegmatitvorkommens Natschlag, welches durch den Steinbruch identifiziert ist (zu Details siehe WEBER 1999). a) Widerstand der ersten Schicht b) Widerstand der zweiten Schicht. Der ehemalige Abbaubereich liegt im Zentrum der Abbildung.

- Für die Quarz-Feldspat-Vorkommen bei Natschlag und das Flussspatvorkommen Ulrichsberg, welche alle an Pegmatite in Mauthausener Granit bzw. in Sulzberggranit gebunden sind, konnten aus den Messungen der Hubschrauber-geophysik keine lagerstättenrelevanten Daten abgelesen werden.

## 6.4 Magnetik

Eine Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität des Hubschraubermessgebiets Ulrichsberg ist in Abb. 6.16 dargestellt.

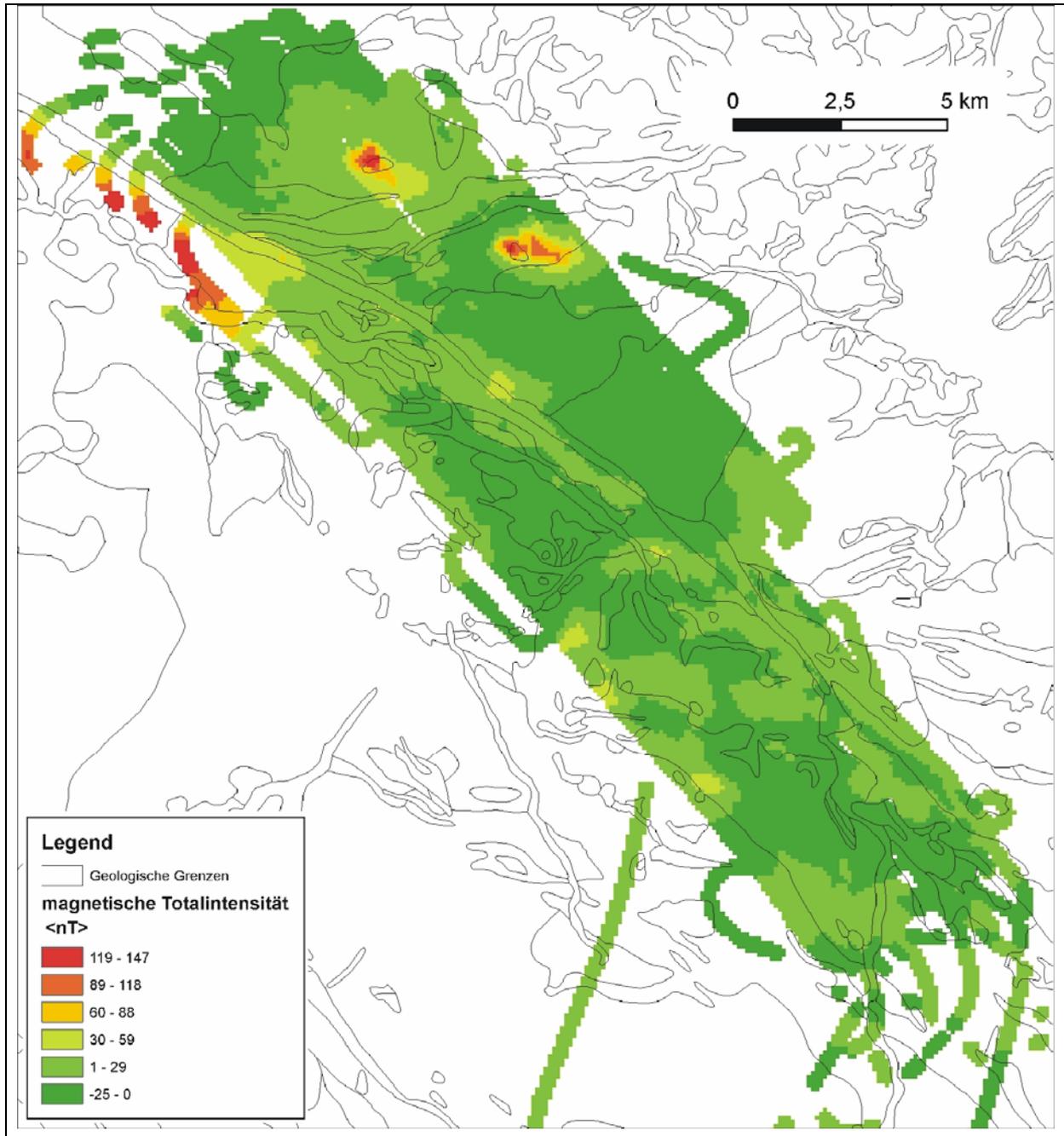


Abb. 6.16: Werte der magnetischen Totalintensität. Eingezeichnet sind weiters die geologischen Grenzen nach der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200 000 (KRENMAYR & SCHNABEL 2006).

Das Magnetfeld ist durch einen relativ ruhigen Feldverlauf und geringe Magnetisierungen mit wenigen kleinen aber markanten Anomalien charakterisiert.

Es treten allerdings auch einige kleine, recht unerwartete Maxima auf. Eines findet sich über einer Enklave von Orthogneis innerhalb von Paragneisen etwa 3 km E Schwarzenberg im

Mühlkreis, ein zweites scheint mit einem Paragneiseinschluss in Weinsberger Granit, etwa 3 km SE davon (etwa 5 km N Ulrichsberg) verbunden zu sein. Beide Anomalien sind klein ( $< 2 \text{ km}^2$ ), aber doch markant, und in beiden Fällen ist die Ursache ungeklärt.

Etwas klarer ist die Interpretation, wenn gesamte Gesteinsserien betrachtet werden. So zeigen im Allgemeinen Paragneise zumeist höhere Magnetisierungen als die Granite und innerhalb dieser sind die älteren stärker magnetisiert als die jüngeren.

Am SW-Rand des Messgebiets liegen mehrere kleine Maxima, die bereits von SEIBERL & HEINZ (1986) erfasst und in Zusammenhang mit oberflächennahen dioritischen Intrusionen interpretiert wurden. Diorite weisen allerdings im Bereich des Südböhmischen Plutons meist eher geringe magnetische Suszeptibilitäten auf (siehe unten). Hohe Suszeptibilitäten finden sich meist bei sekundär bzw. hydrothermal mineralisierten Graniten (bis zu  $6,0 \times 10^{-3} \text{ SI}$ ), aber auch Amphibolite (bis zu  $46,0 \times 10^{-3} \text{ SI}$ ) und natürlich Serpentinite (bis zu  $34 \times 10^{-3} \text{ SI}$ ) haben oft sehr hohe Suszeptibilitätswerte (JILG, 1992).

Ein größeres Maximum ist an der NW Ecke des Hubschraubermessgebiets in wenigen Fluglinien gerade noch angeschnitten. Dieses Maximum W Julbach liegt zum Großteil auf bayerischem Territorium. Eine von R. ARNDT 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 (siehe unten). Diese Anomalie tritt, im Gegensatz zu den vorher genannten, 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). 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).

"Tektonische Mischserien" wurden auch von FUCHS & THIELE (1968) am Pfahl und an der Donaustörung beschrieben.

### **Magnetische Suszeptibilität:**

Die Werte der magnetischen Suszeptibilitäten der Gesteine des Mühlviertels wurden detailliert von JILG (1992) und LENZ et al. (1996) bearbeitet. Es zeigte sich dabei, dass die Magnetisierungskontraste innerhalb des Kristallins zumeist sehr gering sind. Es treten allerdings gerade bei den jüngeren Plutoniten (Feinkorngranite, Eisgarner Granit, etc.) z. T. deutlich erhöhte Suszeptibilitäten auf (JILG 1992), was auf lokale Kontaktphänomene zurückgeführt werden könnte. Solche sind durch HÜBL (1993), ARIC et al. (1997) und GNOJEK & PRÝICHYSTAL (1997) in benachbarten Gebieten beschrieben. Weitere Daten zu magnetischen Suszeptibilitäten dieses Gebiets finden sich bei STEINHAUSER et al. (1988 a &

1988 b), sowie bei MEURERS et al. (1990) [die wohl zum Großteil in die Zusammenfassung von JILG (1992) eingegangen sind].

In der Tabelle 6.5 sind die Werte der magnetischen Suszeptibilität für die wichtigsten Gesteinstypen des westlichen Mühlviertels aufgelistet (nach JILG, 1992). Die Suszeptibilitätswerte der einzelnen Granittypen weisen aber im Gesamtbereich der Böhmisches Masse beträchtliche Bandbreiten auf (vergleiche z. B. MEURERS et al., 1990), sodass diese Werte stets mit Vorbehalt anzuwenden sind. Die Abb. 6.17 zeigt die Suszeptibilitätsverteilung für einige Granittypen (Weinsberger Granit in unterschiedlichen Ausformungen, Eisgarner Granit, Schärddinger Granit) in einem Diagramm von LENZ et al. (1996). Die Werte der magnetischen Suszeptibilität liegen zwischen  $0,025$  und  $0,7 \times 10^{-3}$  (SI).

	n	Minimum	Maximum	Mittelwert	Medianwert
Böhmerwaldscholle					
Paragneis	4	0,24	0,31	0,27	0,27
Weinsberger Granit	4	0,16	0,32	0,24	0,25
Eisgarner Granit	6	0,00	0,20	0,11	0,14
Mühlscholle					
Paragneis	20	0,08	1,40	0,44	0,28
Weinsberger Granit	11	0,16	3,00	0,53	0,32
Feinkorngranit	6	0,32	1,36	0,67	0,50
Diorit	6	0,32	1,36	0,67	0,50

Tab. 6.5: Werte der magnetischen Suszeptibilität ( $\times 10^{-3}$  SI) von einigen Gesteinstypen der Böhmerwaldscholle und der Mühlscholle (n = Anzahl der Proben) (aus JILG, 1992).

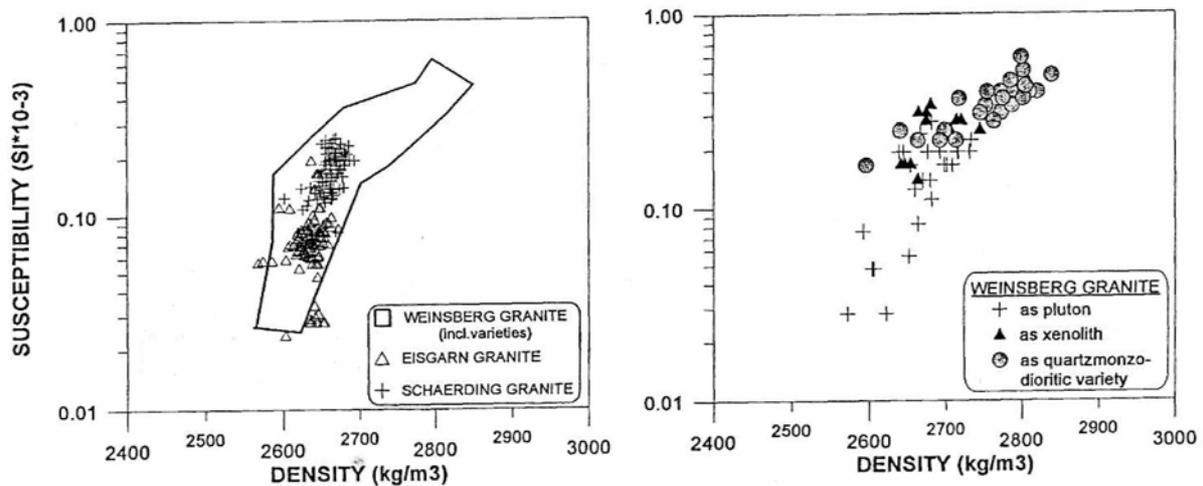


Abb. 6.17: Suszeptibilitäts- und Dichteverteilung einiger Granittypen des Mühlviertels (insbesondere verschiedene Typen des Weinsberger Granits) und des Sauwaldes (LENZ et al., 1996).

### Aeromagnetik von Österreich (AMVÖ):

Im Rahmen des vorliegenden Projekts wurden zum besseren Verständnis der regionalen Situation der Magnetik auch die Daten der AMVÖ für praktisch das gesamte Mühlviertel und die nähere Umgebung neu berechnet.

Die Aufnahmen zur AMVÖ wurden in den Jahren 1978 bis 1982 mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers, das als Sonde unter einem Tragflächenflugzeug mitgeführt wurde, durchgeführt. Die Befliegung erfolgte im Untersuchungsgebiet in konstanten Höhen von 1000 bzw. 1400 m über Adria Null. Der Abstand zwischen den einzelnen E-W verlaufenden Messprofilen betrug etwa 2 km, der zwischen den N-S verlaufenden Kontrollprofilen etwa 10 km. Angaben zur Mess- und Auswertemethodik finden sich bei HEINZ et al. (1987) und GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987).

Die Ergebnisse wurden in Form einer Isanomalenkarte der magnetischen Totalintensität dargestellt (HEINZ et al., 1987, SEIBERL, 1991). In dieser sind die, durch die magnetischen Eigenschaften der oberen bis obersten Erdkruste bedingten, Abweichungen der Totalintensität des Erdmagnetfeldes ( $\Delta T$ ) vom globalen „International Geomagnetic Reference Field“ (IGRF) als Anomalien erkennbar.

Die Abb. 6.18 stellt die Ergebnisse anhand neuer Berechnungen von A. AHL dar, die zum Pol reduziert durchgeführt wurden (die magnetische Inklination wird mit  $90^\circ$  angenommen wodurch die Anomalien direkt über den Störkörpern zu liegen kommen und die Minima verschwinden). Die Werte in Abb. 6.18 sind z. T. feldfortgesetzt auf einen einheitlichen Horizont von 1400 m.

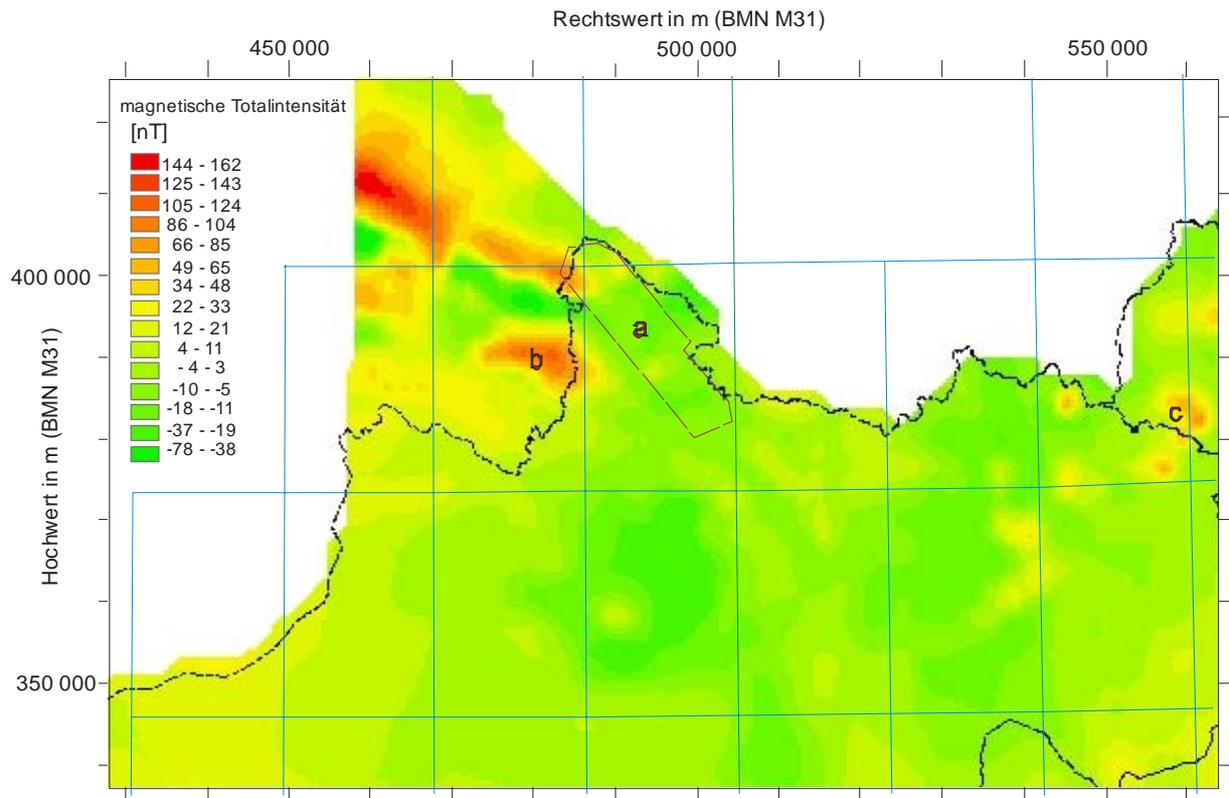


Abb. 6.18: Magnetische Totalintensität im Bereich des Mühlviertels: AMVÖ (Flughorizont 1400 m, polreduziert). Der violett abgegrenzte Bereich (a) markiert den Messbereich der hubschrauber-geophysikalischen Messungen (Messgebiet Ulrichsberg). Mit (b) und (c) sind die beiden magnetischen Anomalien bezeichnet, für die Modellrechnungen vorliegen: b) Anomalie W Julbach, c) Anomalie bei Liebenau (siehe Text).

Die geologische Situation ist geprägt durch einen deutlichen Übergang von einem östlicheren Bereich, der durch überwiegend variszische Plutonite und NE-SW Streichen geprägt ist, zu einem westlicheren Bereich mit wesentlichem Anteil an variszischen Migmatiten und Anatexiten, sowie einer Änderung der regionalen Streichrichtung zu NW-SE bis WNW-ESE. Einen allgemeinen Überblick geben die Publikationen von FUCHS & THIELE (1968), FUCHS & MATURA (1980) und FRASL & FINGER (1991).

Im österreichischen Anteil des bearbeiteten Gebiets treten nur kleine lokale Anomalien auf. Da die Dioritkörper, die relativ häufig auftreten, hier nur geringe magnetische Suszeptibilitäten aufweisen, dürfte der Großteil dieser Anomalien auf sekundäre Magnetitbildung in Zusammenhang mit lokalen Kontakt- und Alterationsphänomenen am Rand von Granitintrusionen zurückzuführen sein. Solche sind im angrenzenden Gebiet des niederösterreichischen Waldviertels gut dokumentiert (HÜBL, 1993, ARIC et al, 1997). Es können aber auch größere Granitkomplexe, wie z. B. der Karlstift Granit, durch erhöhte Gehalte von sekundär gebildetem Magnetit charakterisiert sein (ARIC et al, 1997, GNOJEK & PRÝICHYSTAL, 1997). Die magnetischen Störkörper stehen dort z. T. an der Oberfläche an und können in Tiefen bis zu 2000 m unter GOK nachgewiesen werden (HÜBL, 1993).

Im Weinsberger Granit ist Magnetkies als sekundäres Mineral beschrieben (SEIBERL & HEINZ 1986).

Etwas anders sieht die Situation im angrenzenden Bayern aus (NW Ecke des Untersuchungsgebiets in Abb. 6.18), wo sehr markante magnetische Anomalien zu beobachten sind. Eine zieht direkt entlang der Pfahlstörung. An der Oberfläche stehen hier Haidmühler Granit, ein grobkörniger Zweiglimmergranit, und nördlich anschließend Steinberggranit an, welche als Störkörper nicht in Betracht kommen. Es sind hier allerdings Amphibolite wesentlich häufiger als weiter östlich (Geol. Karte 1:200.000 Blatt Deggendorf, BABUREK et al., 1999). Auch die Anomalie W Julbach liegt zum Großteil in Bayern. Laut der Geol. Karte 1:200.000 Blatt Passau liegt hier eine moldanubische Bunte Serie vor, die zahlreiche Amphiboliteinschaltungen, Metabasite und Metagabbros aufweist (UNGER et al., 1999, FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996). Ob diese an der Oberfläche anstehenden Gesteine als Quelle der magnetischen Anomalie in Frage kommen, müsste durch Messungen der magnetischen Suszeptibilität im Gelände nachgeprüft werden. Ansonsten würde es sich auch hier um tiefer liegende Störkörper unbekannter Zusammensetzung handeln.

Das im Bereich des Alpenvorlandes erbohrte Kristallin im Untergrund von Molasse- und Flyschzone ist dem Moldanubikum zuzuordnen (WIESENER et al., 1976). Es handelt sich überwiegend um Paragneise, Migmatite, Granodiorite und Granite, die Ähnlichkeiten mit Graniten des Sauwaldes oder dem Schärddinger Granit aufweisen (WIESENER et al., 1976). Diese Gesteine kommen aufgrund ihrer relativ niedrigen magnetischen Suszeptibilität, die im Vergleich mit lithologisch ähnlichen Gesteinen zu erwarten ist, nicht als Ursache der vereinzelt leicht erhöhten Magnetisierung im Untergrund in Frage.

### 2D und 3D Modellierungen der Magnetik:

Für zwei magnetische Anomalien liegen Modellrechnungen vor. Die Lage ist in der Abb. 6.18 eingetragen.

Eine Modellierung der Tiefenerstreckung einer magnetischen Anomalie W von Julbach, die zum größeren Teil auf bayrischem Staatsgebiet liegt, wurde von R. ARNDT (1995, unveröffentlicht) nach dem Algorithmus von WANG & HANSEN berechnet (siehe ARNDT 1993). Dieses Verfahren modelliert den Störkörper durch Tiefenpunkte. Die Ergebnisse sind in der Abbildung 6.19 dargestellt. Referenzhöhe des Modells in Abb. 6.19 ist der Messhorizont = Flughorizont mit 1400 m über NN. Die topographischen Höhen im Gebiet der Modellrechnung liegen zwischen 700 und 900 m. Daraus folgt, dass der Großteil des Störkörpers in einer Tiefe von mindestens 1000 m und bis zu 2500 m unter der Geländeoberfläche anzunehmen ist.

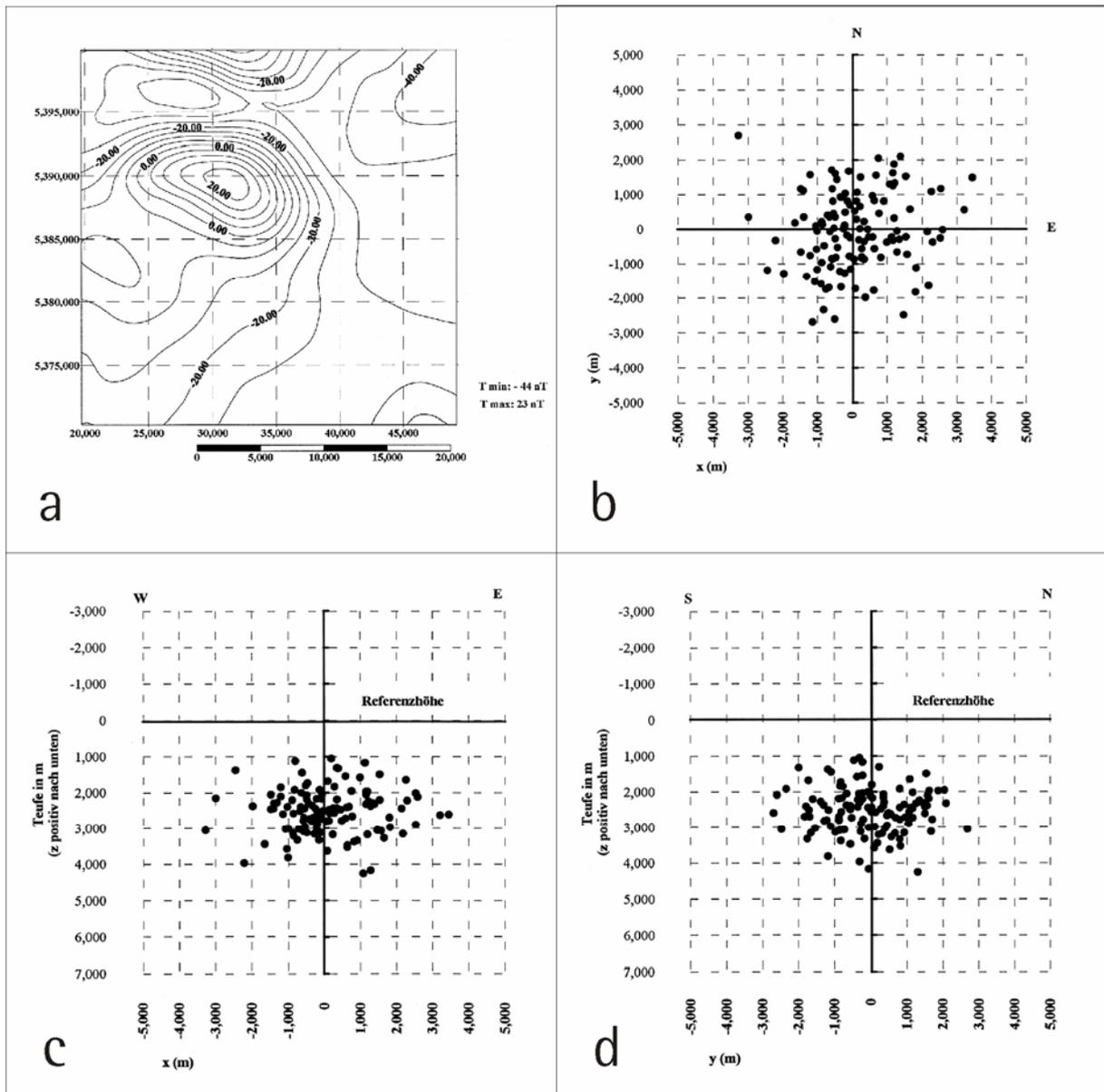


Abb. 6.19: Modellierung der magnetischen Anomalie W Julbach (ARNDT, 1995):

- a) geographische Lage der Anomalie in BMN Koordinaten M 31
- b) horizontale Verteilung der berechneten Tiefenpunkte (auf die Anomalie zentriert)
- c) Lage der berechneten Tiefenpunkte im E-W Profil
- d) Lage der berechneten Tiefenpunkte im N-S Profil

Eine kleine markante Anomalie findet sich bei Liebenau E Freistadt und markiert genau die Grenze zwischen Karlstift Granit und Weinsberger Granit. Es wurden dort Suszeptibilitäten bis zu  $28 \times 10^{-3}$  [SI] gemessen (GNOJEK & PRÝICHYSTAL, 1997), die offensichtlich auf eine lokale Magnetitbildung im Kontaktbereich zurückzuführen sind. Modellrechnungen (2D und 2½D) nach dem TALWANI-Verfahren durch HÜBL (1993) ergaben, dass die Störkörper als schmale Zone beschrieben werden können, die sich mit unterschiedlichem Einfallen und in variabler Tiefe von 100 bis zu maximal 2000 m unter der Geländeoberkante (GOK) entlang der lithologischen Grenze verfolgen lassen. Die räumliche Lage der Störkörper ist anhand einer Reihe von modellierten 2D Profilen (HÜBL, 1993) in Abb. 6.20 dargestellt.

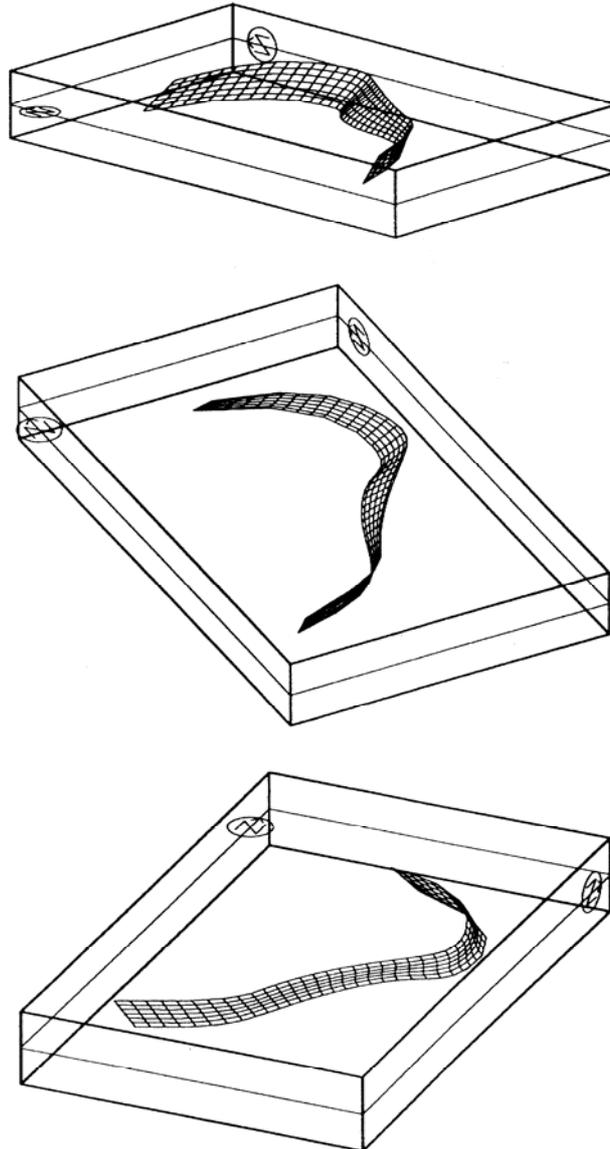


Abb. 6.20: Die 3D-Darstellungen der Modellrechenergebnisse im Bereich der Anomaliegruppe „Liebenau“ zeigt die räumliche Lage der Zone, in welcher die magnetischen Störkörper auftreten aus variablem Blickwinkel (aus HÜBL, 1993).

### Interpretation der Struktur anhand der Magnetik:

Die Magnetik kann Informationen über Untergrundaufbau und Störungsmuster liefern. Magnetische Strukturen ergeben sich aufgrund der Magnetisierbarkeitskontraste aneinandergrenzender Gesteine, die durch die jeweiligen magnetischen Suszeptibilitäten [ $\kappa$ ] charakterisiert werden. Es kann sich dabei um verschiedene Gesteinskörper aber auch um lithologische Varietäten innerhalb eines einzelnen Gesteinskörpers handeln.

Die großen Störungszonen, die den Bau des Kristallins wesentlich prägen, sind im magnetischen Muster deutlich nachzuvollziehen. Es handelt sich um ein konjugiertes System von Störungszonen bei denen es sich um duktil bis spröde deformierte Scherzonen handelt. 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 sinistrales System (Rodel-Störungszone) (HEINZ, 1990, HANDLER et al., 1991, WALLBRECHER et al., 1993, 1994, BRANDMAYR et al., 1995).

In der Abb. 6.21 sind die wichtigsten Störungszone des Mühlviertels (nach FUCHS & MATURA, 1976) und des nördlichen Untergrundes der Molassezone (nach KRÖLL et al., 2006) in die polreduzierte Magnetikkarte eingetragen.

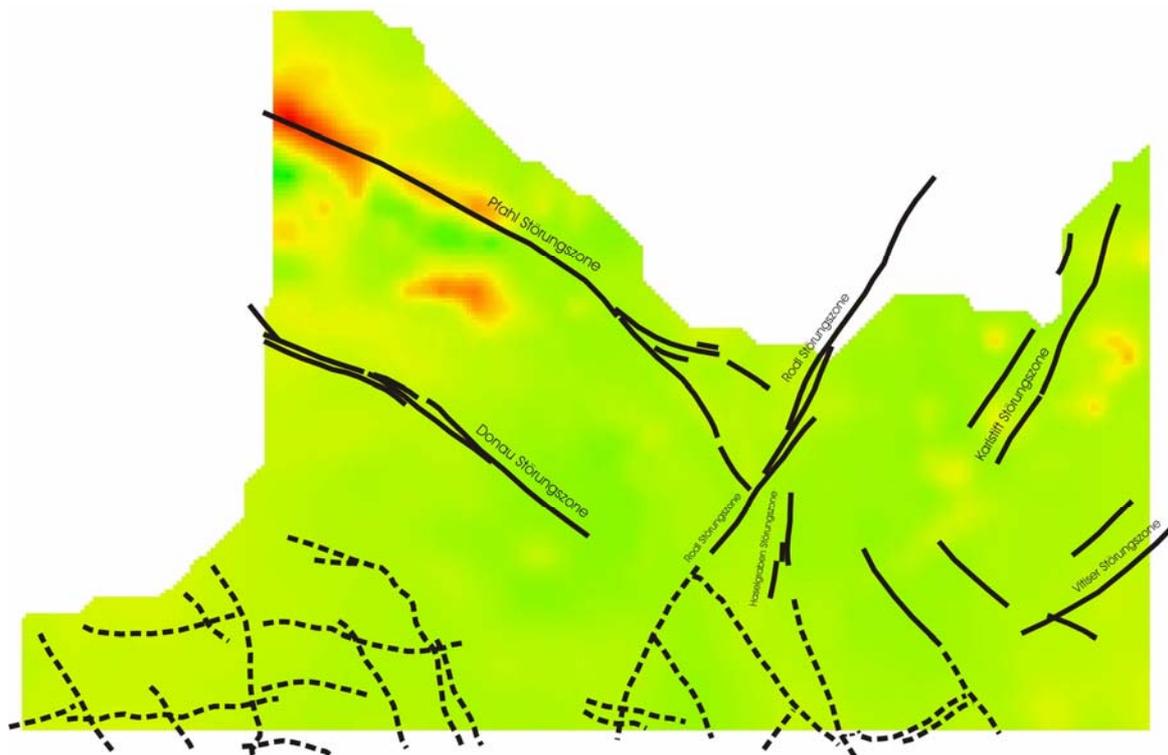


Abb. 6.21: Darstellung der geologisch bzw. geophysikalisch kartierten Strukturen (FUCHS & MATURA, 1976, KRÖLL et al., 2006) des Mühlviertels (durchgezogene Linien) und des nördlichen Untergrundes der oberösterreichischen Molassezone (strichlierte Linien).

Weiters wurde eine rein optische Auswertung der in der Magnetikkarte erkennbaren Strukturen durchgeführt. Dazu wurde die Karte in vier unterschiedlichen Darstellungsmöglichkeiten (verschiedene statistische Gewichtung der Daten etc.) ausgedruckt und die Strukturen nachgezeichnet. Diese wurden dann übereinander gelegt und daraus eine Kartenskizze mit den besten Übereinstimmungen der Strukturen gezeichnet.

Die Ergebnisse sind in Abb. 6.22 zusammengefasst. Es ergibt sich eine gute Übereinstimmung mit den an der Oberfläche des Kristallins kartierten Strukturen sowie einer Reihe weiterer Lineamente, die sehr gut in das regionale geologische Bild passen. Es ist allerdings keine Aussage darüber möglich, auf welche Tiefe des Untergrundes sich diese beziehen.

Abweichungen zwischen den kartierten und den anhand der Magnetikkarten abgeleiteten Strukturen treten im Bereich der Pfahlstörungszone auf, da dort ein deutliches Maximum direkt an der Störungszone auftritt und somit die magnetisch erfassten Lineamente automatisch von der Störungszone weg verschoben werden. Auch der nördliche Anteil der

Rodl-Störungszone wird bei der strukturellen Auswertung nicht erfasst, möglicherweise auch hier, weil magnetische Störkörper im Bereich der Störungszone selbst auftreten.

Diese Auswertungsmethodik ist allerdings sicherlich noch verbesserungsbedürftig.

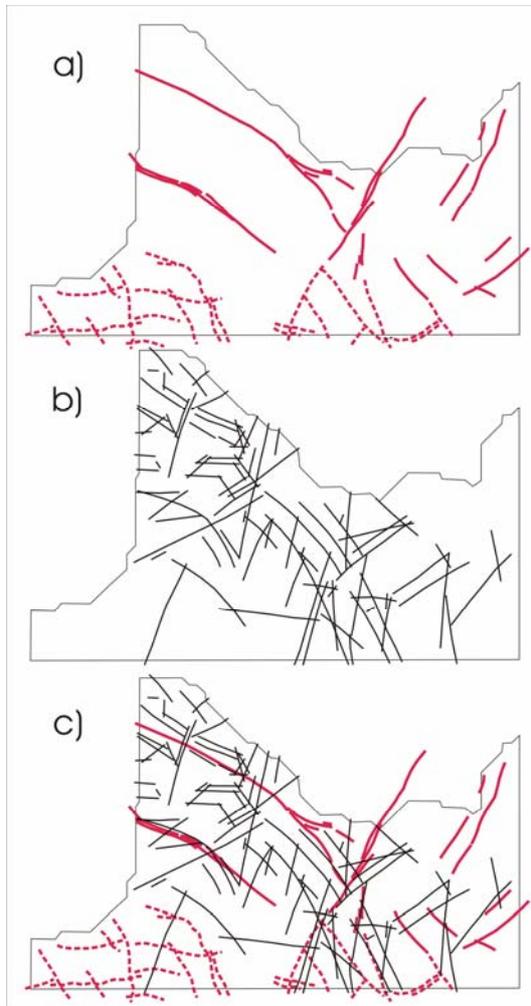


Abb. 6.22: Gegenüberstellung der geologisch, bzw. geophysikalisch kartierten Strukturen (FUCHS & MATURA, 1976, KRÖLL et al., 2006) des Mühlviertels und der nördlichen oberösterreichischen Molassezone mit der Lineamentauswertung anhand der aeromagnetischen Messungen (neu ausgewertete polreduzierte Daten der AMVÖ):

a) Strukturen der Böhmischen Masse (durchgezogene Linien) und des Molasseuntergrundes (strichlierte Linien), in rot.

b) Lineamente anhand der Auswertung der aeromagnetischen Messungen der AMVÖ in schwarz (zu Details der Auswertung siehe Text).

c) Verteilung der beiden Strukturen übereinander gelegt.

## 7. Literatur

- ALLETSGRUBER, I. (2007): Radongehalte in Grundwässern des Mühlviertels (Oberösterreich): Geologische und hydrogeologische Faktoren. – Dipl.-Arb. Universität Salzburg.
- ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., HEINZ, H., MEURERS, B., SEIBERL, W., ÁDÁM, A. & SMYTHE, D. (1997): Geophysical Investigations in the Southern Bohemian Massif. – Jahrbuch Geologische Bundesanstalt, 140, 9-28, 17 Fig., 4 Tab., 2 Pl.; Wien.
- ARNDT, R. (1993): Drei-dimensionale Interpretation und Visualisierung von Potentialfeldern.– Fallstudien aus dem Ostalpenraum. – Unveröff. Diss. Formal- Naturwiss. Fak. Univ. Wien, VIII + 141 S., 17 Abb., 7 Tab., 44 Dias in Beilage; Wien.
- BABUREK, J., PELC, C., OTT, W.-D. & UNGER, H. J. (1999): Deggendorf CC 7142. – Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, BGR; Hannover.
- 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.
- 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, Heft 2, 137-277, Wien.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR GESUNDHEIT UND UMWELTSCHUTZ (1986): Tschernobyl und die Folgen für Österreich. – Ber. Umweltbundesamt, Wien.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR INNERES (2007): Strahlenschutzratgeber. – Abteilung II/4 – Zivilschutz, Staatliches Krisen- und Katastrophenschutzmanagement, Wien.
- 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.
- DITTO, M., FIMML, W., KORNER, M. & WEISZ, J. (1999): Radon-222 im Grundwasser. Ein österreichweiter Überblick. – Bericht Bundesanstalt für Lebensmitteluntersuchung und -forschung, Wien.
- FINGER, F. (1986): Die Synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). – Jahrbuch Geologische Bundesanstalt, 128, 383-402, Wien.
- FRASL, G., FUCHS, G., KURZWEIL, H., THIELE, O., VORHYZKA, K., VORHYZKA, E., ZIRKEL, E. & SCHADLER, J. (1965): Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich 1:100.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FRASL, G. & FINGER, F. (1988): Führer zur Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauwald am 22. und 23. September 1988. – Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien.

- FRASL, G. & FINGER, F. (1991): Geologisch-petrographische Exkursion in den Österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths. - Beih. Europ. J. Mineral. 3, 23-40, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000, 4. neubearbeitete Auflage, 329 S., 67 Abb., 21 Tab., 8 Beil., München.
- 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, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der Böhmisches Masse. - Jahrbuch Geologische Bundesanstalt, 119, 1-43, 2 geol. Kt. 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).
- GASSER, V. (2005): Radionuklide im Grundwasser des östlichen Mühlviertels (Böhmisches Masse). - Diplom - Arbeit Universität Salzburg.
- GNOJEK, I & PRICHYSTAL, A (1997): Ground Geophysical Mapping in the Central Part of the Moldanubian Pluton. - Jahrbuch Geologische Bundesanstalt, 140, 193-250, 57 Fig., 5 Tab., 1 Plate; Wien.
- GRASTY, R. L., CARSON, J. M., CHARBONNEAU, B. W. & HOLMAN, P. B. (1984): Natural Background Radiation in Canada. - Geological Survey of Canada, Bulletin 360.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht). - 32 S., 5 Abb, 1 Beil., 1 Anh., Inst. f. Meteor. u. Geophys., Univ. Wien.
- HADITSCH, J. G. (1992): Versuch einer ersten Beurteilung der Verfügbarkeit von Lagerstätten bzw. Vorkommen von Steinen, Erden und Industriemineralen in Österreich in Hinblick auf neue Anwendungen und neue Techniken. - Bericht Projekt Rohstoffe für Zukunftstechnologien, Österr. Akad. Wiss., Teilschrift II, 138 S.; Wien.
- HANDLER, R., BRANDMAYR, M. & WALLBRECHER, E. (1991): The Rodl Shear Zone in the southern Bohemian Massif. - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, 1991, 69-86, 6 Fig.; Stuttgart.
- HEINZ, H. (1990): Geophysikal analysis of some fracture zones in the Herzynian and Alpine system. - In: H. P. Rossmannith: Mechanics of Jointed and Faulted Rocks, 157-161, 5 Fig.; Rotterdam.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Oberösterreich. - Bericht Projekt OC-1c/84, 14 S., 4 Abb., 5 Beil.; Wien.
- 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. Met. & 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, Vienna.
- 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.
- 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.
- KOVACS, A., HOLLADAY, J. S. & BERGERON, C.J. (1995): The footprint/altitude ratio for helicopter electromagnetic sounding of sea-ice thickness: Comparison of theoretical and field estimates. – Geophysics, Vol 60, No. 2.
- KRENMAYR, H. G. & SCHNABEL, W. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRENN, E. (2000): Zur Petrologie und Geologie der sogenannten Migmagranite des Südböhmischen Batholits. – Dipl.-Arb. Univ. Salzburg.
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006): Molassezone Salzburg-Oberösterreich: Strukturkarte der Molassebasis 1:200.000. – Geol. B.-A.; Wien.
- 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.
- MEURERS, B., STEINHAUSER, P. & JILG, W. (1990): Gesteinsphysikalische Aufnahme der Böhmisches Masse in ausgewählten Teilen des Mühlviertels. – Geophys. Forschungsber. 29 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001h/86), 39 Bl., 9 Abb., 2 Anh.; Wien.
- 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.
- SCHERMANN, O., HEINZ, H., THIELE, O., HAUSWIRTH, E. K. & SPAZEK, H. (1979): Prospektion auf Flinzgrafit im Raum Aigen im Mühlkreis – Ulrichsberg. – Unveröff. Endbericht für das Projekt O-A6/79, 6 S., 7 Beil. mit zahlreichen Karten und Diagrammen; Wien (GBA Archiv).
- SCHUBERT, G. (1989): Geologie und Petrographie des Peuerbacher Granits und seiner Umrahmung. – Dipl.-Arb. Univ. Salzburg.
- SCHUBERT, G., FINGER, F., GASSER, V. & LETTNER, H. (2003): Radionuklide im Grundwasser des kristallinen Untergrunds im Mühlviertel. – unpubl. Projektbericht, Geologische Bundesanstalt, Wien.

- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1 : 1,000.000 (Isanomalien der Totalintensität). - Geologische Bundesanstalt (Hrsg.), Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aerogeophysikalische Vermessung von Teilen des Westlichen Mühlviertels Nord und Süd. - Unveröff Bericht Proj. OC-1b/83, Österr. Akad. Wiss., Wien.
- 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.
- TROLL, G. (1965): Die blastokataklastischen Kristallingesteine der Stallwanger Furche, Bayerischer Wald.- Geol. Bav. 58, 22-33; München.
- THIELE, O. & FUCHS, G.(1965): Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich, 1:100.000 - GBA, Wien.
- UNGER, H. J., OTT, W.-D., KRENMAYR, H. G., ROETZEL, R. & BABUREK, J. (1999): Passau CC 7942.- Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Hannover.
- WALLBRECHER, E., BRANDMAYR, 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., BRANDMAYR, 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.
- WEBER, L. (1999): Interaktives RohstoffInformationssystem IRIS- Metallogenetische Karte von Österreich. - CD IRIS 2.1, Geol. B.-A., Wien.
- WIESENEDER, 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., LETOUZÈ-ZEZULA, G., MÜLLER, H. W. & SCHWAIGHOFER, B. (1992): Tonlagerstätten und Tonvorkommen Österreichs. - 57 S., zahlr. Abb., GBA und Univ Bodenkultur Wien; Wien.

