



GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT



**AEROGEOPHYSIKALISCHE
VERMESSUNG**

im Bereich

**WIESEN
Bgld.**

Vollzug des Lagerstättengesetzes: Projekt ÜLG-20/95-1

AEROGEOPHYSIKALISCHE VERMESSUNG

in Bereich

WIESEN/Bgld.

von

Wolfgang Seiberl

Herbert Pirkl

und

Günther Pascher

Wien, November 1996

Geologische Bundesanstalt Wien

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	2
1. Zielsetzung und Ablauf des Projekts.....	3
2. Verwendete Meßmethoden und allgemeine Bemerkungen zu aerogeophysikalischen Messungen.....	4
3. Planung und Durchführung der Vermessung	6
3.1. Meßausrüstung.....	6
3.2. Fluglinien.....	7
3.3. Durchführung der Messungen	8
3.4. Personal.....	11
4. Datenverarbeitung und Kartenherstellung.....	12
4.1. Aufgabe der ADV	12
4.2. Datenkontrolle	13
4.3. Flugwegdaten	13
4.4. Elektromagnetische Widerstandskartierung.....	14
4.4.1. Auswertung der EM-Daten	14
4.4.2. Bedeutung der Ergebnisparameter ρ_a und d_a	15
4.5. Kartierung der anomalen magnetischen Totalintensität (ΔT).....	17
4.6. Radiometrische Kartierung.....	19
4.6.1. Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung	19
4.6.2. Korrekturen der Meßdaten.....	19
4.6.3. Herstellung der Farbrasterkarten.....	25
5. Geologie des Meßgebietes.....	26
6. Erste Auswertungs- und Interpretationsergebnisse.....	27
6.1 Elektromagnetik	27
6.2 Radiometrie	28
6.3 Magnetik.....	29
7. Anwendung und Umsetzung der Meßdaten.....	30
8. Literatur.....	32
8. Verzeichnis der Beilagen	33
Anhang A: Einsatz Neuraler Netze bei der Interpretation von aeroelektromagnetischen Messungen in der angewandten Geophysik (E. Winkler).....	34
Anhang B: Zur Geologie des Mattersburger Beckens (G. Pascher)	38

Zusammenfassung

Das komplexe aerogeophysikalische Vermessungsprogramm des Bereiches Wiesen hat besonders zur Klärung hydrogeologischer Fragen im Untersuchungsgebiet beigetragen und die Grundlage für weitere hydrogeologische und geophysikalische Arbeiten geliefert. Sowohl die geomagnetischen als auch die elektromagnetischen Messungen haben zahlreiche Störungszonen, vor allem im kristallinen Anteil des Vermessungsgebietes, identifiziert. Mit Hilfe der Elektromagnetik und Radiometrie ließ sich weiters eine litho-fazielle Gliederung (tonig-sandig-kiesig) im Tertiär des Mattersburger Beckens treffen. Es könnten dadurch die Höffigkeitsbereiche von Sanden und Kiesen eingegrenzt werden, was in einem Folgeprojekt („Tiefengrundwasser im Mattersburger Becken“, BA9) noch detaillierter untersucht werden soll.

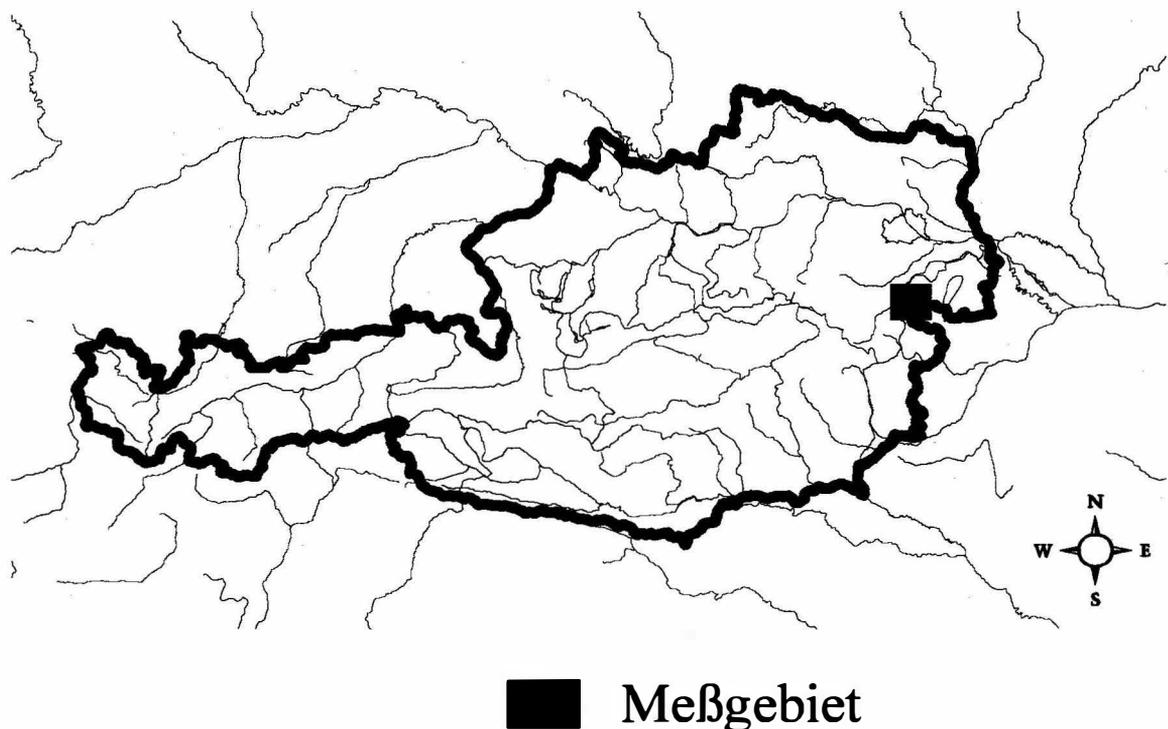


Abb. 1: Lage des Meßgebietes

1. Zielsetzung und Ablauf des Projekts

Mit der hubschraubergeophysikalischen Vermessung im Bereich von Wiesen/Bgld. sollen in erster Linie geowissenschaftliche Beiträge zur

- Unterstützung der regionalen geologischen Kartierung,

sowie zur

- Abschätzung der Grundwassersituation aus der Sicht der Aeroeophysik

im Untersuchungsgebiet erstellt werden.

Die Meßflüge im Raum Wiesen - die Lage des Meßgebietes kann der Abbildung 1 entnommen werden - fanden im Frühjahr 1995 statt. Dabei wurde ein temporärer Hubschrauberlandeplatz bei Wiesen eingerichtet. Mit der Herstellung erster Ergebniskarten wurde im Herbst 1995 begonnen. Die Fertigstellung letzterer wurde im Frühjahr 1996 abgeschlossen.

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 die Gesteine bildenden Mineralien, deren Poren- bzw. Kluftraum 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 solch eine Mindestgröße bzw. Position aufweisen, daß noch ein nutzbares Meßsignal erzeugt werden kann. Dabei muß berücksichtigt werden, daß dabei 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.

Beim Flugprogramm im Meßgebiet Wiesen wurde der Profilabstand mit 200 m festgelegt. Der Meßpunktabstand entlang der Profile ist von der jeweiligen Fluggeschwindigkeit abhängig, so z.B. beträgt die Datenabtastrate für die Radiometrie 1 Sekunde. Dies entspricht einem mittleren Punktabstand von ca. 30 m. Die elektromagnetischen Meßwerte werden 10 mal die Sekunde abgefragt; d.h. der Meßpunktabstand beträgt in diesem Fall etwa 3 m. Die Abtastrate für magnetische Messungen beträgt 5 Werte pro Sekunde, somit erhält man alle 6 m einen magnetischen Meßwert.

Trotz aller oben angeführten Einschränkungen sind aerogeophysikalische Meßverfahren bei vielen Rohstoffpotentialuntersuchungen gut geeignet, entsprechende geowissenschaftliche Grundlagen zu erstellen, da häufig nicht nur der direkte Hinweis auf höffige Gebiete von Bedeutung sein kann, sondern auch der indirekte. Die indirekte Beurteilung von

geophysikalischen Daten im Hinblick auf Geologie, Strukturen, Tektonik etc., wird in Zukunft stark an Bedeutung gewinnen.

Die im Raum Wiesen auftretenden Gesteinsserien reichen von anstehenden Granitoiden bis zu mehr oder minder schluffigen Lockergesteinen. Dazu kommt, daß der Durchfeuchtungsgrad sehr unterschiedlich ist. Für solche geologische Bedingungen empfiehlt sich die Anwendung der

- Elektromagnetik.

Als begleitendes Meßverfahren sollte auch die

- Gammastrahlenspektrometrie (Radiometrie) und die
- Magnetik

zum Einsatz kommen.

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: Natürlich radioaktive Isotope, die in höheren geochemischen Gehalten auftreten können, sind für die Elemente Kalium, Uran und Thorium bekannt. Mit entsprechenden Meßmethoden kann nun auf die Verteilung dieser drei Elemente im Untersuchungsgebiet geschlossen werden. Die Gammastrahlenspektrometrie (Radiometrie) läßt sich häufig bei der indirekten Beurteilung von aerogeophysikalischen Daten verwenden.

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 macht.

3. Planung und Durchführung der Vermessung

3.1. Meßausrüstung

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

Die Meßausrüstung hat folgende Komponenten:

- Ein elektromagnetisches Mehrfachspulensystem vom Typ DIGHEM-II. Das System induziert elektrische Ströme in den Untergrund, deren Magnetfeld (= sekundäres Feld) gemessen wird. Die zwei Sender arbeiten mit zwei unterschiedlichen Frequenzen, (900 Hz, 7200 Hz koplanar). Das sekundäre Magnetfeld wird mit zwei Empfangsspulen aufgenommen, die die gleiche Lage wie die Sendespulen haben ("maximale Kopplung") und 7,97 m von diesen entfernt sind. Sender und Empfänger sind in einer etwa 10 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 40 Meßdaten pro Sekunde für das Elektromagnetiksystem an.
- Ein Gammastrahlenspektrometer (Scintrex PGAM-1000) mit zwei nach unten gerichteten Natrium-Jodid Kristallpaketen mit einem Gesamtvolumen von 33,6 l und einem nach oben gerichteten Kristall (Volumen 4,1 l). Dieses Gerät mißt die Intensität der Gammastrahlung in jeweils 256 Energiekanälen für die nach unten und oben gerichteten Kristalle. Zusätzlich werden 6 Energiesummenbereiche aufgezeichnet: Gesamtstrahlung (0,4 - 3,0 MeV, bzw. 0,2 - 3,0 MeV), für Uran-weit (1,041 - 1,207 MeV, 1,66 - 2.41 MeV), Kalium (⁴⁰K; 1,36 - 1,56 MeV), Uran (²¹⁴Bi; 1,67 - 1,87 MeV) und Thorium (²⁰⁸Tl; 2,42 - 2,83 MeV). Die Integrationszeit beträgt 1 Sekunde.
- Ein 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 5 Meßwert pro Sekunde. Der Sensor ist in der elektromagnetischen Meßsonde eingebaut.
- Ein Infrarotsensor (8 - 13 mm) zur Messung der Erdoberflächentemperatur.
- Zur Messung der Flughöhe über Grund dient ein Radarhöhenmesser Sperry AA-220.
- Der Flugweg wird auf einer Breite von ± 100 m durch eine Videokamera aufgezeichnet.
- Eine GPS-Navigationsanlage (System Trimble 2000) stellt durch ihre Flugweganzeige eine wesentliche Unterstützung für die Meßflugdurchführung dar. Weiters können mit

3.3. Durchführung der Messungen

Navigationsunterlagen: Als Navigationsunterlage für die Hubschrauberbesatzung dienten Karten im Maßstab 1:50.000, auf der die Sollagen der Meßprofile eingetragen wurden.

Kontrolle der Geräte: Vor jedem Meßflug wurde eine Kalibrierung des Gammastrahlenspektrometers sowohl mit einer Cäsium- (^{137}Cs) als auch mit einer Thoriumquelle (^{208}Tl) durchgeführt. Bei der ersten Kalibrierung wird die Trennung der einzelnen Kanäle abgestimmt (siehe Abb.3), während beim zweiten Kalibriervorgang die richtige Lage des für das Thorium charakteristischen Energiesummenfensters (2,42 - 2,83 MeV) überprüft wird (Abb.4). Ebenso wurde die Phaseneinstellung des elektromagnetischen Meßsystems mit Hilfe eines Ferritstabes jeweils vor Flugbeginn kontrolliert und gegebenenfalls justiert.

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)
- Detektoren des Gammastrahlenspektrometers: 80 m

Die Fluggeschwindigkeit betrug über leicht welligem Gelände ca. 125 km/h, an steileren Hängen entsprechend weniger. Die durchschnittliche Meßflugdauer lag bei etwa 1,5 Stunden (inkl. An- und Abflug zum und vom Meßgebiet).

In den Wenden zwischen den Meßprofilen ist es notwendig, für jeweils ca. 1 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.

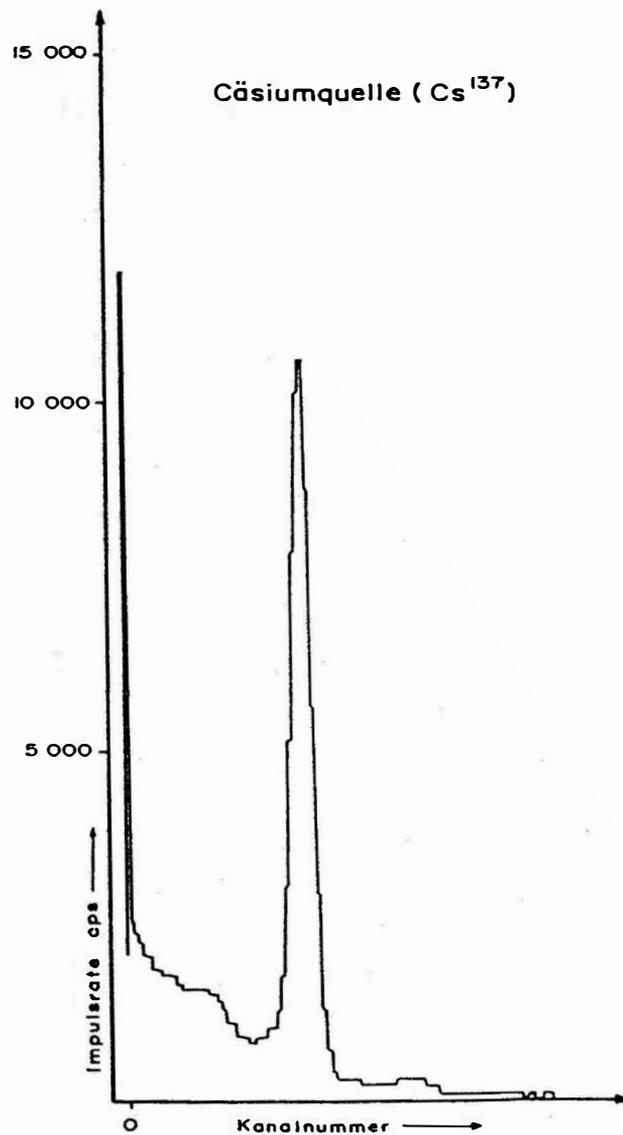


Abb. 3: GR - 800D Gammastrahlenspektrometer (Kristall I),
Beispiel einer Spektralregistrierung (10.6.1983) - Cäsiumquelle (¹³⁷Cs)

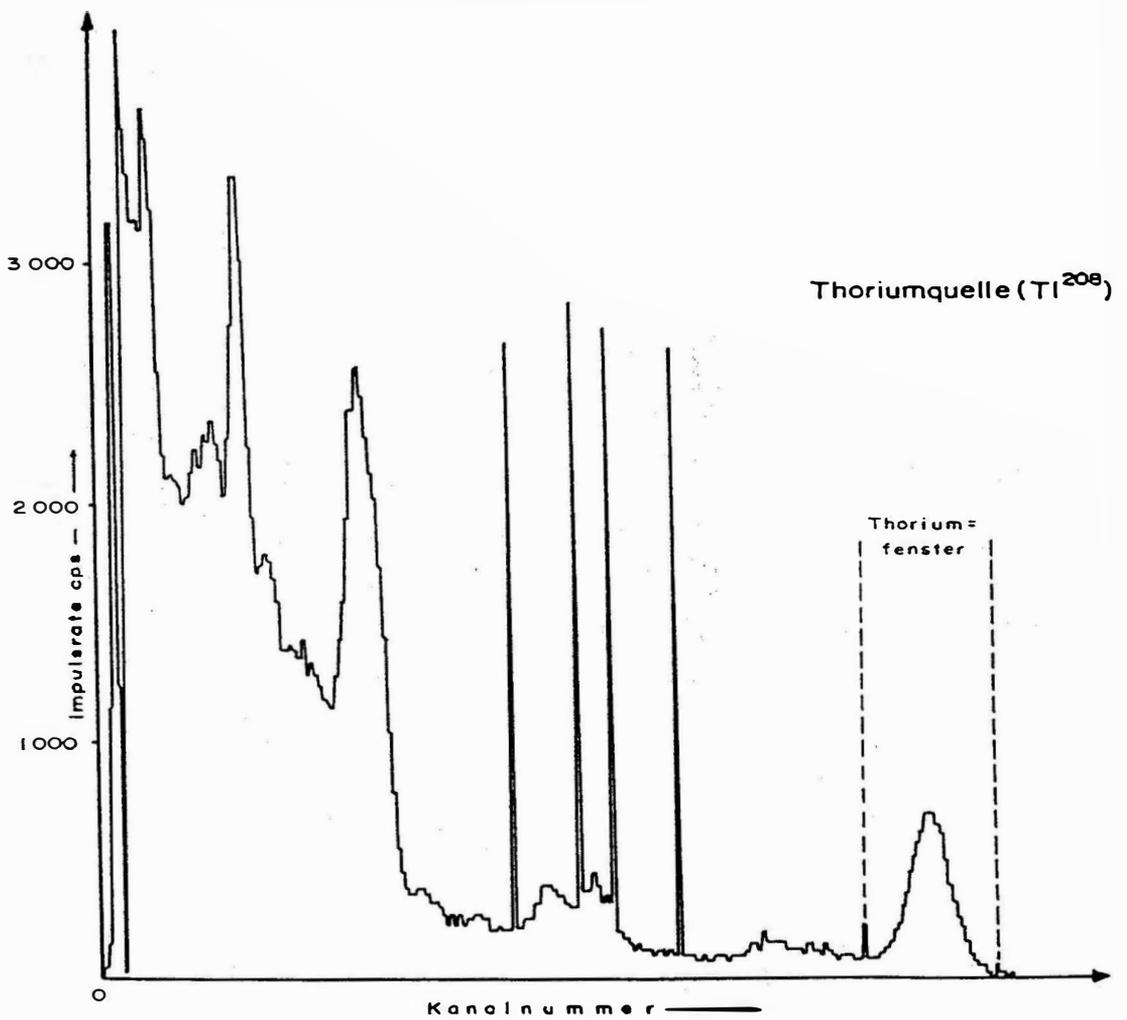


Abb.4: GR - 800D Gammastrahlenspektrometer (Kristall I),
Beispiel einer Spektralregistrierung (10.6.1983) - Thoriumquelle (^{208}Tl)

3.4. Personal

An der Durchführung der aerogeophysikalischen Arbeiten im Raum Wiesen waren folgende Personen beteiligt:

Universität Wien / Geologische Bundesanstalt:

Univ. Prof. Dr. Wolfgang Seiberl

Geologische Bundesanstalt:

Martin Heidovitsch

Klaus Motschka

Gernot Oberlercher

Robert Supper

Bundesministerium für Landesverteidigung:

Herbert Santner

Peter Lang

Harald Rosa

Robert Staudinger

Rainer Wehrle

Harald Gramang

Thomas Kropik

Oskar Schabus

4. Datenverarbeitung und Kartenherstellung

4.1. Aufgabe der ADV

Die Verarbeitung der Meßdaten des Untersuchungsgebietes fand in Wien statt, wobei die lokale Rechenanlage des Instituts für Meteorologie und Geophysik benutzt wurde.

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) und die Flughöhe auf Datenträger,
- die Koordinaten der Meßpunkte entlang der verschiedenen Flugprofile auf Datenträger,
- die Registrierdaten der geomagnetischen Basisstation bei Wiesen.
- 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 Tintenstrahldruckers profilmäßig zur Darstellung gebracht. Auf diese Weise konnte die Qualität letzterer unmittelbar im Untersuchungsgebiet überprüft werden.

Die auf den Datenträgern aufgezeichneten digitalen Daten wurden in Wien auf der Rechenanlage des Instituts für Meteorologie und Geophysik 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 sogenannte statistische Ausreißer ("spikes") überprüft. Das alles wird von Computerprogrammen vollautomatisch durchgeführt.

4.3. Flugwegdaten

Die Lage sämtlicher Profile (Beilage 1) wurde mit Hilfe der aufgezeichneten Flugwegkoordinaten rekonstruiert und an Hand der Videoaufzeichnungen überprüft. Bei der kartenmäßigen Flugwegdarstellung wird das Bundesmeldenetz benutzt.

4.4. Elektromagnetische Widerstandskartierung

4.4.1. Auswertung der EM-Daten

Mit dem DIGHEM-II - System werden

Inphase (Real) und Quadrature (Imaginär)	Komponente R Komponente Q
--	--------------------------------------

des Magnetfeldes der im Untergrund induzierten Ströme für die zwei Sendefrequenzen gemessen. Jeweils nach 3 - 4 m Wegstrecke (d.h. alle 0,1 Sekunden) werden die Daten abgefragt und auf einem Massenspeicher registriert. Die EM-Daten einiger Meßflüge enthalten Störimpulse durch "sferics", d.h. durch elektromagnetische Impulse aufgrund von luftelektrischen Entladungen, insbesondere Gewittern.

Es gibt zwei Kriterien für die Erkennung der durch Fremdfelder gestörten Registrierungen:

- irreguläre Form der Anomalien
- Aufzeichnung von Fremdfeldern mit Frequenzanteilen nahe der Meßfrequenz in den sogenannten "sferics-Kanälen".

Mit diesen Kriterien wurden stark gestörte und damit für die geophysikalische Auswertung unbrauchbare Intervalle aus den Registrierungen ausgeschieden und bei der weiteren Datenverarbeitung nicht mehr berücksichtigt.

EM-Anomalien von künstlichen Leitern, wie z.B. Blechdächern, wurden nicht beseitigt, da die gemessenen Anomalien künstlicher Leiter oft nicht eindeutig von denen geologischer Leiter zu unterscheiden sind. Eine Identifizierung künstlicher Leiter muß einer späteren Befahrung vorbehalten bleiben.

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

- Bestimmung des absoluten Nullniveaus für R und Q (an sogenannten Stützstellen) in den Registrierungen bei großer Flughöhe vor und nach jedem Meßprofil,
- Bestimmung der eingestellten Empfindlichkeit (für jeden einzelnen Meßflug) durch ein Kalibrierungsprogramm,
 - Umrechnung der Meßsignale auf das Nullniveau,
 - Transformation der Werte R und Q in zwei Ergebnisparameter, nämlich
 - den scheinbaren spezifischen Widerstand ρ_a

- die scheinbare Tiefe d_a (eines äquivalenten Halbraumes, bezogen auf die Erdoberfläche).

Bei kleinen Signalamplituden war eine deutliche, zum Teil nichtlineare Drift des Nullniveaus in den EM-Kanälen zu erkennen. Diese Drift wird vermutlich durch Temperatureffekte auf die Flugsonde verursacht, bedingt durch die Höhenunterschiede längs der Fluglinien. Deshalb waren die beiden Stützstellen für das Nullniveau bei Profilanfang und Profilende nicht immer ausreichend.

In der Folge wurden die so berechneten ρ_a - und d_a -Werte mit Hilfe eines Tintenstrahldruckers in Form von Farbrasterkarten im Maßstab 1:50.000 dargestellt (Beilage 8: Widerstand [Ωm] 900 Hz; Beilage 9: Widerstand [Ωm] 7200 Hz, Beilage 10: scheinbare Tiefe[m]).

4.4.2. Bedeutung der Ergebnisparameter ρ_a und d_a

Die Parameter ρ_a und d_a können für das Interpretationsmodell "homogener Halbraum" aus jedem Meßwertepaar R und Q berechnet werden (z.B. nach MUNDY, 1984). Die Werte ρ_a und d_a stimmen annähernd mit dem wahren spezifischen Widerstand ρ und der wahren Tiefe d eines verdeckten Leiters überein, wenn dieser

- 1) eine bestimmte Mindestausdehnung (Größenordnung 100m) und eine Mindestmächtigkeit hat,
- 2) sich in schlechtleitender Umgebung befindet.

Dies trifft für bestimmte Vererzungen, aber auch für graphitische und tonige Medien häufig zu.

Ist Bedingung 1) nicht erfüllt, d.h. der Körper ist zu klein, so ist im allgemeinen $\rho_a > \rho$ und $d_a > d$. Ist Bedingung 2) nicht erfüllt, insbesondere z.B. wegen einer elektrisch gut leitenden Überdeckung, so wird ebenfalls $\rho_a > \rho$, aber $d_a < d$.

Der Tiefenwert d_a kann daher größer, kleiner oder gleich Null sein. Bezogen auf einen Zweischichtfall, d.h. eine Deckschicht mit einem Widerstand ρ_1 und einer Mächtigkeit d_1 sowie einem (unendlich ausgedehnten) Substratum mit dem Widerstand ρ_2 , gelten folgende Zusammenhänge (FRASER, 1978):

- $d_a > 0$: $\rho_1 > \rho_2$, d.h. das Substratum ist besser leitend als die Deckschicht,
- $d_a \approx 0$: $\rho_1 \approx \rho_2$, d.h. im Bereich der Erkundungstiefe (siehe unten) ist kein guter elektrischer Leiter vorhanden,

- $d_a < 0$: $\rho_1 < \rho_2$, d.h. eine besser leitende Deckschicht (z.B. Verwitterungsschicht) liegt über einem schlechtleitenden Untergrund.

Durch das Vorzeichen von d_a können also qualitative Aussagen über die vertikale Leitfähigkeitsverteilung gemacht werden. Die Erkundungstiefe ist die Maximaltiefe, bis zu der ein guter elektrischer Leiter im Untergrund durch die Meßmethode erfaßt werden kann. Bei schlechtleitender Deckschicht und großen Zielkörpern sind mit dem DIGHEM-II - System Erkundungstiefen von 100 - 150 m zu erreichen.

Seit dem Herbst 1993 werden die elektromagnetischen Meßdaten nicht mehr über ein direktes Verfahren getrennt für beide Frequenzen ausgewertet, sondern es wird ein neurales Netz bzw. eine Modelldatenbank zur parallelen Bearbeitung beider Datensätze verwendet. Der Vorteil dieser Verfahren liegt in der erheblichen Einsparung von Rechenzeit bei der Auswertung und einer wesentlich verbesserten Stabilität und Fehlertoleranz bei der Inversionsberechnung. Im Anhang A dieses Berichtes sind die wichtigsten Punkte für die Anwendung neuraler Netze bei der Bearbeitung aeroelektromagnetischer Meßdaten zusammengefaßt.

4.5. Kartierung der anomalen magnetischen Totalintensität (ΔT)

In der Beilage 2 ist die Farbrasterkarte der magnetischen Totalintensität (ΔT) dargestellt. Diese Anomalien stellen die Feldabweichungen vom globalen Erdmagnetfeld dar, wobei letzteres durch das "Internationale Geomagnetische Referenzfeld" (IGRF) definiert wird. Da das Magnetfeld auch zeitlich veränderlich ist, stellt sich der anomale Feldanteil (ΔT), der von den unterschiedlich magnetisierbaren Gesteinen herrührt, wie folgt dar:

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

mit

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

Die zeitlichen Variationen $T(t)$ werden durch ortsfeste Stationen beobachtet, wobei im Rahmen des vorliegenden Meßprogrammes eine lokale Basistation bei Wiesen verwendet wurden. Der Verlauf des Hauptfeldes T_{int} kann für kleine Meßgebiete, wie z.B. jenes im Raum Wiesen, gut durch eine Ebene angenähert werden.

Zur Darstellung dieser sind drei Parameter notwendig, nämlich die Feldgradienten Richtung Nord bzw. Ost und ein konstanter Term. Diese Größen werden aus dem IGRF (s.o) hergeleitet und anschließend rechnerisch berücksichtigt.

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

Nach Bestimmung der Werte T_{int} , $T(t)$ und δT kann nach obiger Gleichung der anomale Anteil $\Delta T(x,y,z)$ der Totalintensität für jeden Meßpunkt $P(x,y,z)$ berechnet werden. Die Anomalien der Totalintensität werden in Form von Farbrasterkarten flächenhaft dargestellt (siehe Beilage 2: Totalintensität [nT]).

Abb. 5 zeigt eine Karte des anomale Anteil $\Delta T(x,y,z)$ der Totalintensität für das gesamte österreichische Bundesgebiet (Seiberl, 1991). Der Profilabstand bei dieser Aufnahme mit einem Flächenflugzeug betrug 2-2.2 km.

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.

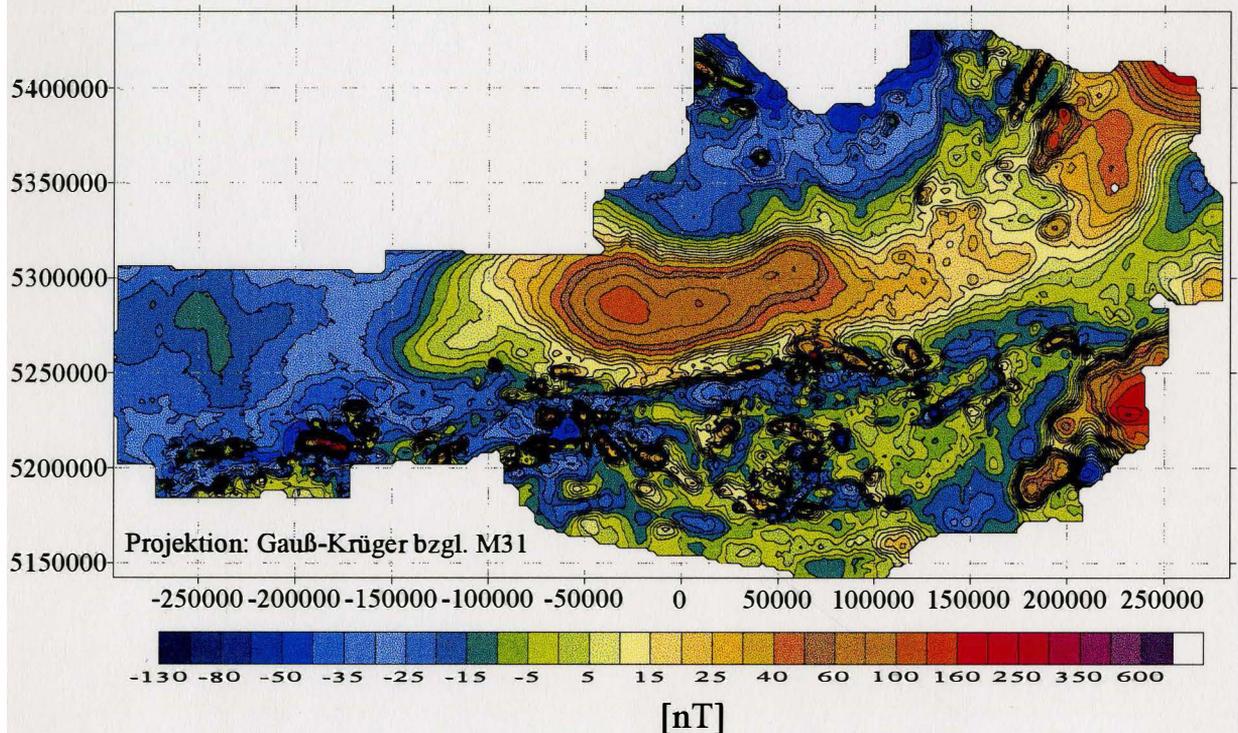


Abb. 5: Die aeromagnetische Karte der Republik Österreich

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}K .

Mit dem Gammastrahlenspektrometer PGAM-1000 wird in jeweils 255 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 (3,1 - 6,0 MeV) werden jene Gammastrahlenimpulse registriert, die von der Höhenstrahlung herrühren. Neben den Gesamtspektren, die jeweils mit einer Wiederholungsrate von einer Sekunde gemessen und abgespeichert werden, werden zusätzliche Energiefenster, die in den Bereichen der wichtigsten natürlichen Photopeaks (^{40}K - 1,46 MeV, ^{214}Bi - 1,76 MeV, ^{208}Tl - 2,62 MeV) des Kaliums, des Urans und des Thoriums liegen, sowie die Gesamtzählrate (0,2 - 3,0 MeV; 0,4 - 3,0 MeV) für spätere Kontrollen aufgezeichnet:

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

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

4.6.2. Korrekturen der Meßdaten

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

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

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

URAN

THORIUM

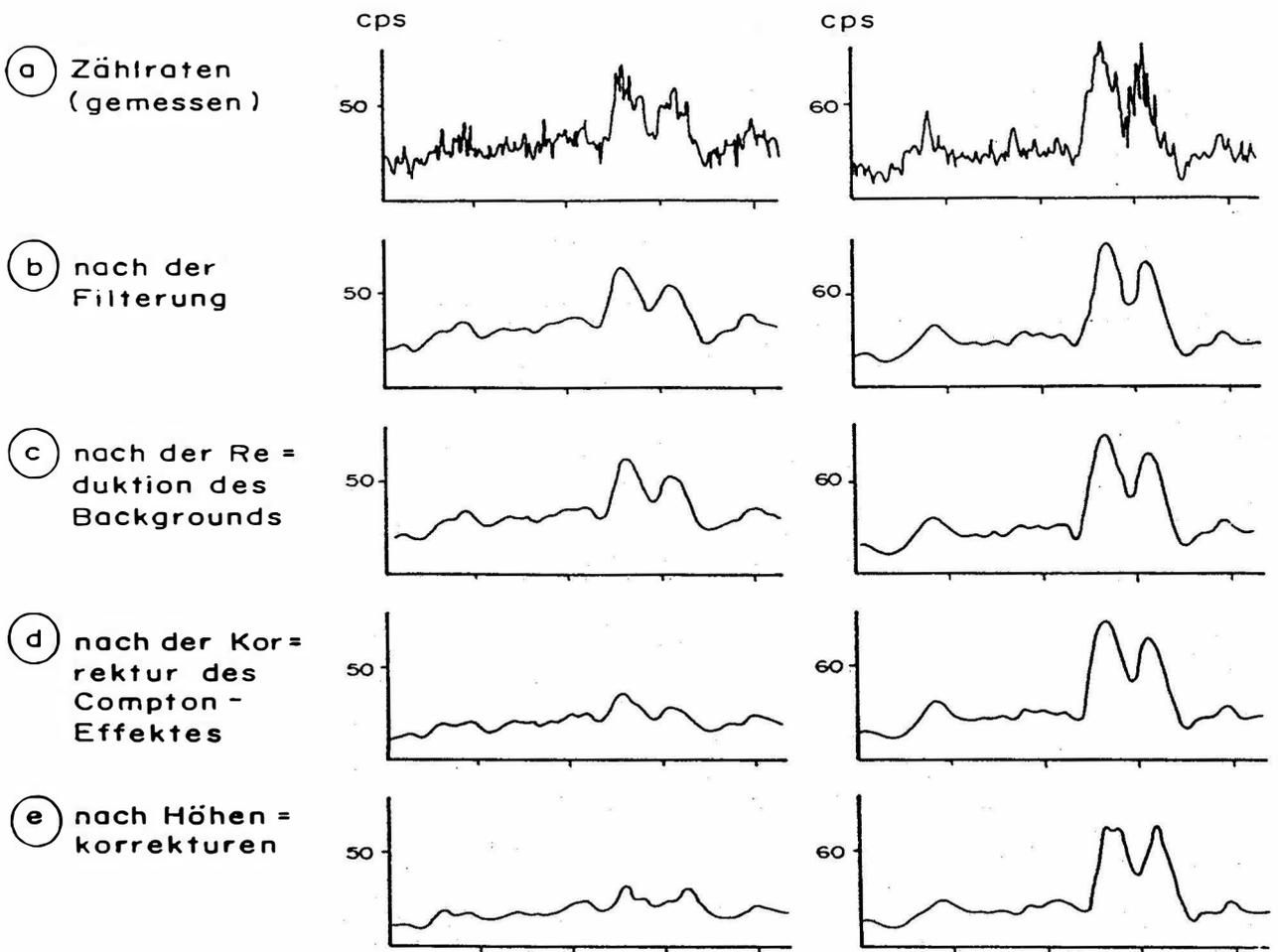


Abb.6a - e: Darstellung der Korrekturschritte in der Gammastrahlenspektrometrie.

Bei der Messung während des Fluges erhält man z.B. die in Abb.6a 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. 6b. Das Ziel der nun folgenden Korrekturschritte, die in Abb. 6c - Abb. 6e dargestellt sind, ist, die geglätteten Meßdaten noch von unerwünschten Anteilen zu befreien:

- Reduktion der kosmischen Strahlung: Die durch die kosmische Strahlung in den niederenergetischen Energiebereichen eingestreuten Anteile werden mit Hilfe der im Kanal 256 aufgezeichneten Zählraten korrigiert.

- Reduktion des "Backgrounds": Die von nicht-geologischen Quellen stammenden Strahlungsanteile, nämlich die Strahlung der die Detektor-Kristalle umgebenden Materie wird abgezogen (Abb.6c). Der Background in den einzelnen Kanälen wird durch entsprechende Steigflüge in großen 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. 6d 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. Außerdem wird die Zählrate für Uran und Kalium durch den unbekanntem Gehalt der Luft an

²²²Radon verfälscht. Es werden daher standardmäßig Steigflüge im Meßgebiet durchgeführt, um die charakteristische Höhenänderung der Gammastrahlung in diesem Gebiet zu ermitteln.

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

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

beschreiben. Für die Absorptionskonstante μ ergaben sich im Meßgebiet im Höhenbereich von 30 m bis 300 m über Grund folgende Mittelwerte:

$$\begin{aligned} \mu(\text{Total}) &= 0,002179 \\ \mu(\text{Kalium}) &= 0,002814 \\ \mu(\text{Uran}) &= 0,002426 \\ \mu(\text{Thorium}) &= 0,002271 \\ \mu(\text{Cs-137}) &= 0,002907 \end{aligned}$$

Mit den angegebenen Werten für μ und den mit dem Radarhöhenmesser gemessenen Werten für die Flughöhe h werden die Strahlungsintensitäten nach der Formel

$$I(240 \text{ ft}) = I(h) e^{+\mu(h-80\text{m})}$$

auf die Normalhöhe $h = 80 \text{ m}$ umgerechnet. Abb. 6e zeigt die Wirkung dieser Höhenkorrektur.

– 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 (z.B.: BUNDESMINISTERIUM FÜR GESUNDHEIT UND UMWELTSCHUTZ, 1986). Wie man der Abbildung 7 entnehmen kann, wurden dabei hauptsächlich Isotope mit größeren Halbwertszeiten abgelagert, die Gammastrahlenquanten mit Energien bis maximal 1,0 MeV emittieren (¹⁰³Ru 0,49 MeV;

^{137}Cs 0,66 MeV; ^{134}Cs 0,61 MeV; ^{134}Cs 0,80 MeV). Aus diesem Grund werden bei den aeroradiometrischen Messungen nur die Zählraten in den Kanälen bis ca. 1,0 MeV durch die Folgen des Reaktorunfalls von Tschernobyl beeinträchtigt.

Da das an der GBA in Verwendung stehende Aeroradiometer die Energie der Gammastrahlung im Bereich zwischen 0,2 und 3,0 MeV in 255 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 Kontaminationen (z.B. Reaktorunfall von Tschernobyl)

festgestellt werden.

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

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

wobei diese von der momentanen Bodenfeuchte abhängig ist. Es stellt somit die aus der obigen Gleichung berechnete Dosisleistung eine Größe dar, die für durchschnittlichen 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. In der Beilage 3 ist die Verteilung der Dosisleistung im Untersuchungsgebiet dargestellt.

AIRBORNE GAMMA-RAY SPECTRUM / 256 CHANNELS

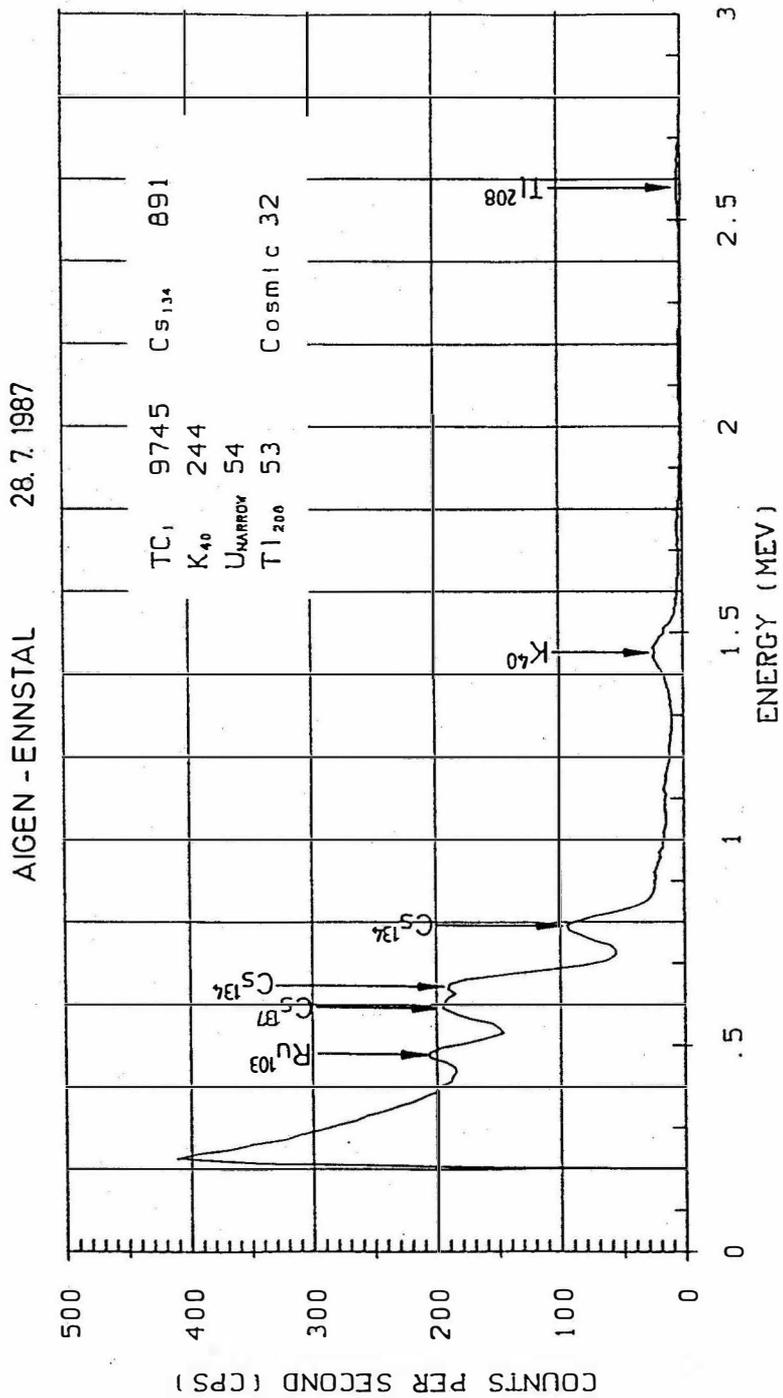


Abb.7: Beispiel eines Gammastrahlenspektrums (MeV) im Bereich des Flugfeldes Aigen im Ennstal.

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). 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 (Beilagen 4, 5 und 6).

Eine zusätzliche Problematik von Gammastrahlenmessungen in topographisch schwierigem Gelände stellt die Abweichung von einer horizontalen Meßebe (2 π -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 π) eine niedrigere Zählrate (KILLEEN, 1979).

Weiters wurden aus den vorliegenden Äquivalentwerten eine Ternärdarstellung angefertigt, um die Verhältnisse der einzelnen radioaktiven Elemente zueinander geeignet darzustellen (siehe Beilage 7).

5. Geologie des Meßgebietes

Das Meßgebiet überdeckt faktisch das gesamte Mattersburger Becken, bezieht im Norden gerade noch den Süd-Sporn des Leithagebirges ein und wird im Westen und Südwesten vom Kristallin des Rosalia-Gebirges begrenzt. Randlich reichen die Messungen im Nordwesten noch in das Wiener Becken entlang eines kurzen Abschnittes des Leithalaufes.

Für das Meßgebiet liegen moderne geologische Kartierungen sowohl im Übersichtsmaßstab 1:200.000, als z.T. auch im Maßstab 1:50.000 vor.

Der in zwei Decken gegliederte Ostausläufer des Wechselkristallins wird hauptsächlich aus Glimmerschiefer und Grobgneisen aufgebaut. Reste der permomesozoischen Sedimentauflagen mit Quarziten, Kalken und Dolomiten sind an mehreren Stellen nachgewiesen. Die Kristallinfortsetzung im Leithagebirge wird ebenfalls aus Glimmerschiefern aufgebaut, wobei dieser Kristallinrand von Leithakalkvorkommen ummantelt wird.

Das Mattersburger Becken selbst - oberes Einzugsgebiet der Wulka und seiner Nebenbäche - wird aus einer komplexen Tertiär-Sedimentabfolge in einer weiten Muldenform von Karpat (Brennberger Schotter) im Süden bis ins Pannon im Nordosten erfüllt.

Die Detaildarstellung insbesondere der lithologisch-faziellen Differenzierungen des Tertiärs können der Arbeit PASCHER (Anhang B) entnommen werden.

Das Pleistozän ist sowohl in flächenhaften Löß-Lehm-Decken quer über jungtertiären Serien, als auch als Terrassenschotterkörper entlang des Wiener Becken-Randes vertreten.

6. Erste Auswertungs- und Interpretationsergebnisse

Elektromagnetik

Die Aussagen der Meßergebnisse für die beiden Meßfrequenzen 900 und 7200 Hz (Beilagen 8 und 9) sind gut vergleichbar und ergänzen sich. In der folgenden Bearbeitung werden sie daher gemeinsam betrachtet.

Die Elektromagnetik des vorliegenden Meßgebietes läßt mehrfache Interpretationen in Hinblick auf Tektonik, lithologische Differenzierung und Abgrenzung geologischer Körper zu.

Sehr gut nachvollziehbar sind die N-S und NW-SE Störungs- und Großluftsysteme im Kristallin der Rosalia. Besonders deutlich hebt sich die Verschneidung dieser Störungsrichtungen im Bereich Sauerbrunn (Mineralwasserführung) heraus.

Die interne Differenzierung der Widerstandsverteilungen im Kristallin ist abhängig von der jeweiligen lithologie- und gefügeabhängigen Verwitterungsdynamik und der daraus resultierenden Möglichkeit der Verwitterungszonen (-auflagen).

Aufgrund der Randlage außerhalb der großen Vereisungen der Eiszeit sind im Wechselkristallin sehr häufig z.T. mehrere Meter mächtige Hangschutt- und Hanglehm-Auflagen zu beobachten.

Die Widerstandsverteilungen spiegeln somit großteils die geomorphologische Situation wieder, die wiederum auch durch das Großluftsystem mitbestimmt wird.

Gegenüber den geologischen Kartierungen ist auch festzuhalten, daß aufgrund der EM-Messungen ein randliches Abtauchen des Kristallins z.T. nur unter geringer Bedeckung nachzuweisen ist. Dieses Phänomen ist freilich im Detail jeweils zu prüfen, da sich aufgelockertes Kristallin/Kristallinschutt von lokalen Basis-Schüttungen im Tertiär in der Übersichtsauswertung wahrscheinlich nach Widerstandsdaten nur schwer trennen lassen.

Sehr gut nachvollziehbar ist anhand der elektromagnetischen Meßdaten aber auch die lithofazielle Gliederung (tonig-sandig-kiesig) im Tertiär des Mattersburger Beckens.

Auch hier sind freilich lokal interpretativ etwas abweichende Aussagen zur Lithologie gegenüber den vorliegenden Kartierungen abzuleiten! So z.B. in den Serien des Badens S Rohrbach (? geringere Ausdehnung der sandig-kiesigen Fazies), oder in sarmatischen Serien im Raum Wiesen und Ost Mattersburg, wo sich die Ausdehnung sandig-kiesigen Serien als möglicherweise größer darstellt.

Wenn man davon ausgeht, daß die Interpretation der Modellrechnung für die scheinbare Tiefe (Beilage 10) in Fällen höherer Widerstände über geringeren Widerständen reell möglich ist, wären für die kiesig-sandigen Serien im Bereich des Marzer Kogel (Ost Mattersburg), sowie Nord und Nordost Wiesen auch größere Mächtigkeiten, als aus der geologischen Karte herauslesbar, anzunehmen.

Radiometrie

Kalium (Beilage 4)

Niedrige Werte $< 2 \%$ verweisen auf geringe Gehalte von Glimmer und Feldspäten und sind somit meist kiesig-sandigen Serien zuordenbar. Gehalte $< 2 \%$ korrelieren sehr gut mit den Alluvionen entlang der Leitha, den pannonen und pliozänen Schotterkörpern, sowie der Schotterfazies der tertiären Sedimentserie. Auffällig und vorläufig nicht interpretierbar sind die geringen K-Gehalte über den Glimmerschiefern der Wechseldecke (Nordausläufer Rosalia).

Kalium-Gehalte $> 2 \%$ sind mit der schluffig-tonigen Fazies der Tertiärsedimente, pleistozänen Lößlehmdecken und der Verwitterungszone über Grobgnais und Glimmerschiefer der Südlichen Rosalia in Verbindung zu bringen.

Die Kalium-Wertevertelung kann daher bei spezifischer Detailauswertung durchaus zur Unterstützung flächiger Interpretation lithologisch-fazieller Seriengliederung herangezogen werden.

Uran (Beilage 5)

Die Uran-Wertevertelung erscheint in einem ersten Ansatz eher schwieriger zu interpretieren, ist jedoch im Großen der spezifischen Schwermineralführung des kristallinen Untergrundes einerseits und den Schwermineralspektren der Tertiärsedimente in Abhängigkeit von ihrem jeweiligen Liefergebiet zuzuordnen. Die einzelnen Anomalienmuster wären darauf zu prüfen.

Thorium (Beilage 6)

Ähnliches gilt für die Thorium-Werteverteilungen. Minima und Maxima sind jedoch deutlicher als bei Uran unterscheidbar.

Geringe Gehalte finden sich hauptsächlich in Zusammenhang mit den kiesig-sandigen Tertiärserien, sowie über Glimmerschiefer des Nordsporns der Rosalia.

Die starke Differenzierung unterschiedlicher Glimmerschiefertypen durch die radiometrischen Meßdaten wäre mit Hilfe mineralogischer Untersuchungen abzusichern.

Die Thoriumverteilung kann auch Überlegungen des jeweiligen Zusammenhanges lokaler Liefergebiete mit bestimmten Tertiärsedimenten unterstützen!

Magnetik (Beilage 2)

Die Darstellung der magnetischen Meßdaten wird in der Hauptsache durch das überregionale Feld geprägt und damit durch Tiefenstrukturen, die das kleinregionale Feld stark überlagern. Eine gezielte Filterung des regionalen Feldes ist erst vorzunehmen. Darüberhinaus sind zahlreiche künstliche Störquellen vor einer Detailauswertung aus den Meßdaten zu eliminieren.

Herausgegriffen wird in diesem ersten Auswertungsschritt nur die auffällige Ost-West-streichende Anomalie im Raum Hochwolkersdorf. Dieses Phänomen konnte bereits im westlich anschließenden Meßgebiet beobachtet werden und wurde dort mit basischen Einschaltungen innerhalb des Wechselkristallins interpretiert. Diese - im Meßbild scharf abgegrenzten Körper - sind an der Oberfläche bisher nicht nachgewiesen. Modellrechnungen können über Ausdehnung, Tiefenlage und Geometrie Auskunft geben.

7. Anwendung und Umsetzung der Meßdaten

x Geologische Grundlagenforschung

Sowohl Radiometrie, als auch Elektromagnetik unterstützen im vorliegenden Meßgebiet sowohl die Abgrenzung der einzelnen geologischen Körper, als auch deren lithofazielle Gliederung. Gegenüber den vorhandenen geologischen Kartierungen sind z.T. beträchtliche Abweichungen festzustellen. Diese Diskrepanzen wären mit Hilfe von Detailkartierungen und Bohrungen zu überprüfen.

x Rohstoffforschung

Für das Mattersburger Becken belegen systematische Erfassungen von Rohstoffabbau eine intensive Rohstoffnutzungstätigkeit in zahlreichen Kies-, Sand- und Tongruben in den letzten Jahrzehnten. Derzeit ist diese Rohstoffnutzung freilich nur mehr auf ganz wenige Abbaue konzentriert.

Die unterschiedlichen Tertiär-Sedimentserien lieferten dabei eine ganze Reihe von Rohstoffqualitäten (Kiese, hochwertige Sande, Ziegeleitone).

Insbesondere Sande aus dem Sarmat und Pannon besitzen zum Teil einen hohen Sortierungsgrad bei einheitlichem Chemismus (Mittel-/Feinsande, hoher SiO_2 -Gehalt); diese wurden zeitweise zur Formsandherstellung oder Rohstoff in der Glasindustrie eingesetzt.

Mit Hilfe der Meßdaten aus der Hubschrauber-geophysik (Kombination Radiometrie/Elektromagnetik) könnten die Höffigkeitsbereiche (Ausdehnung, Mächtigkeit) von Sanden und Kies-Sanden im Detail eingegrenzt werden. Dies gilt auch für die Vorkommen höherwertiger Tone/Tonmergel östlich und südöstlich Mattersburg.

x Geohydrologie/Wasserhöffigkeit

Hydrologische Forschungen im Umfeld des Neusiedlersees belegen, daß das Wulkaeinzugsgebiet für die langfristige Wasserbilanz des Neusiedlersees hauptsächlich bestimmend ist.

Das Basiswissen über die hydrogeologische Situation, sowie über Versickerung, Grundwasseranreicherung und Abflußvorgängen im Mattersburger Becken besitzen somit einen hohen Stellenwert. Die Meßdaten der Hubschrauber-geophysik liefern dazu entsprechende Grundlagen.

Die Erkenntnisse hinsichtlich größerer Ausdehnung kiesig-sandiger Serien im Bereich Nord Winden und Ost Mattersburg unterstützen gezielte Wasserhöffigkeitsuntersuchungen.

Auch die Frage nach Potentialen artesischer Wasservorkommen wäre anhand der neuen Datenlage wieder zu diskutieren.

8. Literatur

- BUNDESMINISTERIUM FÜR GESUNDHEIT UND UMWELTSCHUTZ: Tschernobyl und die Folgen für Österreich. - Ber. Umweltbundesamt, Wien, 1986.
- FRASER, D.C.: Resistivity mapping with an airborne multicoil electromagnetic system. Geoph., 43, Tulsa, 1978.
- GRASTY, R.L., CARSON, J.M., CHARBONNEAU, B.W., HOLMAN, P.B.: Natural background radiation in Canada. - Bulletin 360, Geol.Surv.Can., Ottawa, 1984.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (IAEA): Gamma Ray Surveys in Uranium Exploration. - Techn. Rep. Series No. 186, Vienna, 1979.
- KILLEEN, P.G.: 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, 1979.
- MUNDRY, E.: On the interpretation of airborne electromagnetic data for the two-layer case. Geophys. Prosp., 32, Den Haag, 1984.
- SEIBERL, W et al.: Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1000000, Geologische Bundesanstalt, Wien 1991.

9. Verzeichnis der Beilagen

1. Flugwegplan	1 : 50.000
2. Magnetik (Isanormalen Totalintensität ΔT) [<i>nT</i>]	1 : 50.000
3. Dosisleistung [nSv/h]	1 : 50.000
4. Kalium (⁴⁰ K) [%]	1 : 50.000
5. Uran (²¹⁴ Bi) [ppm]	1 : 50.000
6. Thorium (²⁰⁸ Tl) [ppm]	1 : 50.000
7. Ternärdarstellung K-U-Th	1 : 50.000
8. Widerstand 900 Hz [Ohmm]	1 : 50.000
9. Widerstand 7200 Hz [Ohmm]	1 : 50.000
10. scheinbare Tiefe [m]	1 : 50.000

Anhang A:

Einsatz Neuraler Netze bei der Interpretation von aeroelektromagnetischen Messungen in der angewandten Geophysik

(Edmund Winkler)

1.) Allgemeines

Ein Hauptproblem der angewandten Geophysik ist die Interpretation von Daten, dh. die Zuordnung zwischen der aus einem Versuch gewonnenen Meßdaten und einem diese Versuchsanordnung beschreibenden mathematischen Modell. Mit diesem kann man bei Eingabe aller notwendigen Modellparameter (vollständiger Parametermenge) die zu erwartenden Meßdaten berechnen, die von einer konkret vorliegenden Versuchsanordnung heraus zu erwarten sind. Diese Art der Datenverarbeitung wird Modellrechnung oder auch Vorwärtsmodellrechnung genannt. Zur Interpretation gemessener Daten ist es aber notwendig den soeben beschriebenen Rechenvorgang Modellparameter → Meßdaten in seiner Richtung umkehren zu können (Inversionsverfahren) um von den gewonnenen Daten auf unbekannte Modellparameter schließen zu können (zB. Information über die Struktur des Erduntergrundes). Dies ist in der Praxis jedoch meist mit großen Schwierigkeiten verbunden, vor allem wenn der Vorwärtsmodellrechnung nichtlineare mathematische Methoden zugrunde liegen, die zudem nicht eindeutig umkehrbar sind, und sich für das Inversionsverfahren kein analytischer Formalismus angeben läßt. Solche Situationen sind dann nur mehr mit Hilfe numerischer Optimierungsalgorithmen lösbar, die meist eine Reihe weiterer Probleme nach sich ziehen:

- 1) Sehr großer Bedarf an Rechenzeit.
- 2) Die Konvergenz ist nicht immer garantiert, und wenn, muß es nicht das Modell sein das den eingegebenen Meßdaten am besten entsprechen würde, da die Umkehr der Vorwärtsmodellrechnung nicht eindeutig ist, und eine große Empfindlichkeit gegenüber Fehlern in den Daten besteht.

Bei der hier zu beschreibenden konkreten Problemstellung der Interpretation elektromagnetischer Messungen in der Hubschraubergeophysik sind zudem noch weitere Anforderungen zu erfüllen:

- 1) aufgrund der Größe der anfallenden Datenmengen von $\sim 10^6$ Messungen /Meßgebiet ist es unbedingt erforderlich die zur Interpretation eines Datensatzes notwendige Rechenzeit gering zu halten, ohne den Einsatz von Großrechner-Rechenleistung erforderlich zu machen.
- 2) das Rechenverfahren sollte eine angemessene Fehlertoleranz zeigen

3) auf Grund der für das konkrete Problem zutreffenden Mehrdeutigkeit der Vorwärtsmodellrechnungen, sollte das Inversionsverfahren imstande sein, für die vorliegenden Daten, ein im jeweiligen (geologischen) Kontext des Meßgebietes von mehreren theoretisch in Frage kommenden Modellen das plausibelste auszuwählen.

Mit den von uns getesteten Optimierungsalgorithmen wie zB. Gauß-Newton und Levenberg-Marquardt konnten diese Anforderungen nicht, oder nur in praxisuntauglichem Ausmaße erfüllt werden.

2.) Neurale Netze

Einen völlig anderen Lösungsansatz zur Bewältigung obgenannter Probleme stellt die in den letzten Jahren einen gewaltigen Aufschwung erlebende Neurale Netze-Forschung dar. Ursprünglich in der Absicht entwickelt, die mit herkömmlicher Computertechnologie nicht bewältigbaren Probleme der optischen Mustererkennung (wovon der häufig vorgebrachte Einwand gegen den Einsatz Neuraler Netze herkommt, sie eigneten sich nur für Mustererkennungsprobleme) in den Griff zu bekommen, werden sie in der Zwischenzeit in vielen anderen Forschungsgebieten bei Problemen angewandt, die zwar hinreichend mit empirisch gewonnenen Daten beschrieben werden können (das sind konkrete Ausprägungen von Modellparameter - Meßdaten Ereignissen), für die sich jedoch keine praktisch einsetzbare algorithmische Formulierung der Problemlösung angeben läßt. Aus der theoretischen Neurale Netze-Forschung wurde nämlich bewiesen, daß für jede beliebige Funktion ein Neurales Netz existiert, das diese Funktion beliebig genau approximieren kann. Mit den heute zur Verfügung stehenden Neurale Netze-Technologie kann man auf ein konkretes Problem bezogen ein solches Netz durch Lernen von Trainingsdaten ermitteln. Unter Trainingsdaten versteht man dabei eine Menge von Daten die den Zusammenhang zwischen den bekannten Meß- und unbekanntem Modellparametern an Hand konkreter Beispiele beschreibt. Ein solches Netz ist in weiterer Folge nicht nur imstande die gelernten Trainingsdaten zu reproduzieren sondern auch noch nicht gelernte Fälle erfolgreich zu interpretieren; man sagt dazu daß ein trainiertes Netz generalisieren kann.

In unserer Anwendung ist die Meßanordnung ein elektromagnetisches Mehrfachspulensystem vom Type DIGHEM-II. Das System induziert elektrische Ströme in den Untergrund, deren Magnetfeld (sekundäres Feld) gemessen wird. Das System arbeitet mit zwei unterschiedlichen Frequenzen und Spulenanordnungen (900 Hz koaxial, 7200 Hz koplanar). Das sekundäre Magnetfeld wird mit zwei Empfangsspulen aufgenommen, und in zwei zeitliche Komponenten (inphase und quadrature) relativ zur Phase des Sendesignales aufgespalten. Das ergibt vier Meßwerte zusätzlich der mit einem Radarhöhenmesser ermittelten Meßhöhe über Grund. Die Aufgabe der Dateninterpretation ist es nun, daraus Aussagen über den geologischen Aufbau des Erduntergrundes zu machen. Dies geschieht im Rahmen der Modellvorstellung von einem homogenen, horizontal geschichteten Erduntergrund, wobei

von den einzelnen Schichten die Mächtigkeit und der elektrische Widerstand des Substrates ermittelt werden soll. Die Vorwärtsmodellrechnung für dieses Modell ist analytisch gelöst und liegt in Form eines FORTRAN-Programms vor. Zur Berechnung auch großer Mengen von Modelldaten reicht die Rechenleistung von PC's ≥ 386 . Somit sind Trainingsdaten für das Lernen eines Neuralen Netzes leicht und flexibel auf einem PC herzustellen, während Versuche das Inversionsverfahren numerisch zu implementieren auch auf einem Großrechner nicht zufriedenstellende Resultate lieferten.

Als erstes wurde ein Neutrales Netz für ein Meßgebiet trainiert, bei dem die Geologie die Annahme zuließ, daß man für einen großen Teil des Gebietes mit dem Modell des homogenen Halbraumes das Auslangen finden würde. Bei diesem Modell wird angenommen, daß der Aufbau des Erduntergrundes aus einem homogenen Material mit einem bestimmten elektrischen Widerstand besteht. Mit den erstellten Trainingsdaten wurde ein Netz trainiert, aus den 4 gemessenen Werten den gesuchten Widerstand des homogenen Erdhalbraumes und die bereits bekannte Flughöhe zu berechnen. Daß eine bekannte Meßgröße wie die Flughöhe nicht als Eingabe ins Netz (Inputparameter) sondern als Ergebnis (Outputparameter) betrachtet wird, ist darin begründet, daß wenn die vom Netz gelieferte Flughöhe mit der tatsächlichen übereinstimmt, die Annahme des homogenen Halbraummodells zutrifft. Tritt jedoch eine Differenz auf, dann ist dies ein Anzeiger dafür, daß doch zumindest ein 2-schichtiges Modell anzunehmen ist, und aus dem Vorzeichen der Differenz zwischen berechneter und gemessener Flughöhe kann man für den 2-Schichtfall bereits feststellen ob der Widerstand der ersten Schicht größer oder kleiner als der der zweiten Schicht ist. Dadurch ist es möglich zu entscheiden welche Klasse von 2-Schichtmodellen hier zutrifft: ($\rho_1 > \rho_2$ oder $\rho_1 < \rho_2$). Dies erspart es, Netze für den gesamten 2-Schichtfall zu trainieren. Anstatt dessen werden 2 Netze für die 2 Klassen von 2-Schichtfällen trainiert und das jeweils zutreffende in einem zweiten Interpretationsschritt eingesetzt.

Die Trainingsdatenmenge setzte sich aus 107 Modellen zusammen, wobei der Widerstand von 1 Ωm bis 1000 Ωm und die Flughöhe von 30 m bis 140 m variierten. Für Probleme der "function estimation" hat sich in der Neural Netze-Technik der Typ des "feed forward MLP" (Multi Layer Perceptron) am besten bewährt. Als Lernverfahren wurde eine Variante der Backpropagation (BP) Methode verwendet. Gegenüber dem Standard BP Verfahren, wurden bei unserem Lernverfahren auch die Steilheiten der Transferfunktionen in den einzelnen Units des Netzes gelernt und die Lernrate selbstständig dem Lernfortschritt angepaßt. Bei der Netzarchitektur sind Input- und Outputlayer durch die Meßdaten (4) und gesuchten Modellparameter (2) mit ebensovielen Units vorgegeben, mit der Ausnahme daß beim Inputlayer noch eine Bias Unit hinzugefügt wird. Da die Erfahrung zeigte daß mehr als 3 Netzwerkschichten keine Verbesserung des Lernverhaltens und in der Dateninterpretation brachten, besitzen unsere Netze nur einen hidden-layer. Die Anzahl der Units im hidden-layer wurde von 10 bis 20 variiert und führte zu gleichwertigen Ergebnissen. Bei feedforward-Netzen im Problemgebiet der function-estimation werden in der Literatur hauptsächlich

sigmoide Units verwendet. Bei unserer Anwendung zeigte sich jedoch daß mit Transferfunktionen vom Typus einer Gaußschen Glockenkurve im hidden layer die Netze eine wesentlich kürzere Lernzeit benötigen wie im Fall der sigmoiden Units. Da die Input- und Outputdaten unserer Netze einen Wertebereich innerhalb von [0.0 - 1.0] erfordern, war es bei der Trainingsdatenmenge notwendig die Meßdaten und Modellparameter auf diesen Bereich zu transformieren. Da die Meßwerte und der Schichtwiderstand über 3 Dekaden variieren, wurden sie zuerst logarithmiert und dann linear auf [0.1, 0.9] transformiert. Bei der Flughöhe wurde nur eine lineare Transformation angewendet, da die Werte hier nicht über mehrere Größenordnungen schwanken. In der Anwendung werden dann die vom Netz gelieferten Werte für Flughöhe und Widerstand wieder auf den realen Wertebereich rücktransformiert.

Zur Simulation der Netze wurde ein selbstentwickelter Netzwerksimulator für feedforward Netze geschrieben, aufbauend auf public domain software. Zur Auswahl stehen dabei mehrere Lernverfahren (Backpropagation with adaptive slopes, Quickpropagation, SuperSAB und RPROP) und verschiedene Unittypen (standard sigmoid, tanh, und Gaußtyp). Entwickelt in C wird er sowohl unter DOS als auch UNIX eingesetzt.

ZUR GEOLOGIE DES MATTERSBURGER BECKENS

Günther A. Pascher

B.1 ZUSAMMENFASSUNG

B.2 EINLEITUNG

B.2.1 Die regionale Stellung des Eisenstädter Beckens und der Mattersburger Bucht

B.2.2 Das kristalline Grundgebirge

Das Rosalien-, Soproner- und Leithagebirge

B.2.3 Die neogene Beckenfüllung der Mattersburger Bucht

**Ottnangien
Karpatrien
Badenien
Sarmatien
Pannonien
Oberpliozän - Altpleistozän
Quartär**

B.3 TEKTONIK

B.4 LITERATUR

B.1. ZUSAMMENFASSUNG

Die hauptsächlich auf mikropaläontologischen Methoden basierenden Untersuchungen hatten zum Ziel, eine Aufgliederung der neogenen Beckenfüllung der Mattersburger Bucht durchzuführen. Dabei wurde auf die schon aus dem Wiener Becken bekannte Zonengliederung zurückgegriffen.

Im Zusammenhang mit der kristallinen Umrahmung sei nur erwähnt, daß die bis zu mehrere Meter mächtige Glimmerschieferschuttdecke eine Grenzziehung zum Badenien bzw. Sarmatien erschwerte.

Diese geologischen Befunde wurden durch die neuen geophysikalischen Untersuchungen, die von SEIBERL und Mitarbeitern 1995/96 durchgeführt wurden (vorliegender Bericht), ergänzt. Diese geophysikalischen Untersuchungen lieferten für die nach Norden und Nordosten gegen das Becken hin abtauchenden Kristallinbreiche des Rosaliengebirges neue Ergebnisse. Der Verlauf des großen Nord/Süd- bzw. Nordwest/Südost-streichenden Beckenrandbruches konnte durch die Geophysik genauer eruiert werden. Darauf auf wird in dieser Arbeit näher im Kapitel Tektonik eingegangen.

Die Untersuchungen durch die Hubschrauber-geophysik lieferten auch für große Areale im Gebiet des Reiskogels, Mitterriegels, Hoch- und Grußkogels sowie für Teile des Rohrbacher Waldes, die von den Sedimenten des Badenien bedeckt werden, neue Erkenntnisse. Die Überdeckung der Kristallinoberkante durch diese Lockersedimente dürfte nicht sehr mächtig sein. In diesem Zusammenhang ist die bis zu 30m mächtige Verwitterungsschwarte des Kristallins ebenfalls in die Diskussion über die Neogenmächtigkeiten miteinzubeziehen. Insbesondere gilt dies, wenn man diese Sedimente als Grundwasserspeicher berücksichtigt.

Zusammenfassend kann man sagen, daß das Gebiet durch seine geographische Lage (durchwegs Wald- Wiesenbewirtschaftung, keine Bergbaue, Nähe der Staatsgrenze) und auch seine geologische Situation (Sedimentmächtigkeit, deren Porosität, Widerstand, etc.) für eine Notwasserversorgung des Großraumes Mattersburg sicherzustellen ist.

Als älteste anstehende miozäne Sedimente wurden die karpatischen Hochriegelschichten sowie die diskordant darauf liegenden Brennberger Blockschotter im Gebiet des Siegrabener Sattels gefunden. Von diesen untermiozänen Schichten durch eine Diskordanz getrennt konnten die Sedimente des Badenien (ab der Oberen Lagenidenzone) mittels Foraminiferen und Ostracoden vollständig nachgewiesen werden. Als Charakteristikum der Oberen Lagenidenzone gilt, daß deren Sedimente sowohl in schottrig-sandiger Fazies (in Grundgebirgsnähe) als auch in sandig-toniger Fazies (im Beckenbereich) vorkommen. Der grobklastische Faziesbereich wiederum konnte in einen durch Karbonatgerölle beeinflussen und in einen von Kristallinkomponenten dominierten unterteilt werden. Diese Schotter und Sande wurden aus SW'- bzw. W'-Richtung geschüttet, d. h. aus dem Gebiet des Rosalien- bzw. des Soproner Gebirges. Auf den sandig-tonigen Faziesbereich der Oberen Lagenidenzone folgen konkordant die Sandschalerzone sowie die Buliminen-Bolivinen Zone. In letzterer fand ein Faunenumschwung statt, der durch eine Transgression hervorgerufen wurde; die Buliminen-Bolivinen Zonenabfolge ist im Kartierungsgebiet allerdings nur gering mächtig entwickelt.

Vom Sarmatien, das diskordant transgredierte, ist die Nonion granosum Zone flächenmäßig am größten entwickelt. Es konnte zwar die gesamte Sarmatienschichtfolge nachgewiesen werden, das geringmächtige Mittelsarmatien aber, ließ Anzeichen einer Regression sowie zunehmende Verbrackung erkennen. Als wichtigstes Ergebnis dieser Arbeit kann die geologische Einstufung der Schotter und Konglomerate der Marzer Kogel-Gebietes angesehen werden. Die Grobklastika dürften im höchsten Sarmatien sedimentiert worden sein, da darauf Unterpannonien nachgewiesen werden konnte.

Die Ausdehnung dieser Schotterplatte stimmt auf Grund, der durch die Geophysik erstellten Karte (niedrig-ohmigen Werte 100-175 Ohmm), sehr gut mit den Geländebefunden überein. Allerdings ist der Bereich auf dieser Widerstands-Karte, der nördlich des Marzer Kogels liegt, dem grobklastischen Pannonien stratigraphisch zuzuordnen.

Unterpannonien ist in größerer Ausdehnung nur am nördlichen Rand des Kartierungsgebietes sowie als kleines isoliertes Vorkommen am Schießplatz von Schattendorf zu finden.

Die oberpliozänen bis altpleistozänen Terrassenschotter konnten in ein höheres (360-400m) und in ein tieferes (250- 350m) Niveau unterteilt werden. Reste eines postglazialen, 50m(!) tiefen Sees konnten anhand charakteristischer Süßwassostracoden nachgewiesen werden.

Größere tektonische Bewegungen fanden im Grenzbereich Kristallin/Badenenien bzw. Sarmatien und in den Beckenbereichen statt. Das Fehlen von Untersarmatien bei Wiesen ist durch einen annähernd West/Ost- streichenden Bruch zu erklären, dessen weiterer Verlauf im Wulkatal bis zum Leithagebirgsrand verfolgt werden kann. Jüngste tektonische Bewegungen wurden im Bereich des Schattendorfer- und des Draßburger Waldes sowie südlich von Walbersdorf festgestellt.

B.2. EINLEITUNG

B.2.1 Die regionale Stellung des Eisenstädter Beckens und der Mattersburger Bucht

Der bearbeitete Abschnitt liegt im weiteren Umkreis der Ortschaften Sauerbrunn, Wiesen, Mattersburg, Rohrbach, Schattendorf, Baumgarten, Hirm, Krendorf und Sigleß. Das Gebiet gehört zum Eisenstädter Beckens der Südteil wird in der Literatur als Mattersburger Bucht zitiert. Es handelt sich dabei um eine Einsenkung, die zwischen dem Rosaliengebirge auf der einen (=westlichen Seite) und dem Ödenburg-Ruster-Bergzug auf der anderen Seite (=östliche Seite) liegt.

Mit dem Wiener Becken ist das Eisenstädter Becken bzw. die Mattersburger Bucht zwischen dem Rosaliengebirge und dem Leithagebirge durch die Wr. Neustädter Pforte verbunden, während es mit der kleinen Ungarischen Tiefebene durch die Ödenburger Pforte in Verbindung steht. Dieses Becken stellt ein kleines "dreieckiges" von Brüchen umgrenztes Becken dar.

B.2.2 Das kristalline Grundgebirge

Das Rosalien-, Soproner- und Leitha Gebirge

Die Unterostalpinen Einheiten, die den vorneogen Beckenrand bilden, werden klassischerweise in die liegende Wechsel- und in die hangende Grobneiseinheit (Semmeringsystem) unterteilt (A. PAHR, 1977, 1980). Der Gesteinsbestand setzt sich aus Grauwackenphylliten und Phylliten mit tuffitischer Beimengung zusammen (= Serie der Hangenden Wechselschiefer). Dieser Gesteinsbestand wird durch einen lückenhaften "Permoskyth-Mitteltrias-Gürtel" (im Raum Forchtenstein und westlich von Wiesen vorkommend) vom Grobneiskörper des Semmeringsystems getrennt (A. TOLLMANN, 1977, S. 174). Dieser höhere Anteil des Unterostalpins baut den Beckenrand auf und setzt sich aus eintönigen phyllitischen Glimmerschiefern zusammen. Auf Grund einiger Bohrergebnisse (Brückenbau der Burgenländischen Schnellstraße S 31) wurde festgestellt, daß der Glimmerschiefer bis zu einer Tiefe von 30m verwittert ist. Durch diese mächtige Verwitterungsdecke und bedingt durch die geologische Situation ist eine Grenzziehung zwischen Kristallin und dem Neogen sehr schwierig.

Neuere Untersuchungen des Soproner Kristallins lassen eine Zweigliederung erkennen (E. DRAGANITS, 1996, S. 9). Dieser Autor differenziert in die präalpine Brennberg-Kaltes Bründl-Serie, mit einphasigem Granatwachstum, und in die Sopron-Serie, mit "normalem" alpin-diaphthoritischem zweiphasigem Granatwachstum.

B.2.3 Die neogene Beckenfüllung der Mattersburger Bucht

Zu Beginn des Obereozäns, als der Bereich des alpin-karpatischen noch festländisch war, setzte der erste Sedimentationszyklus ein. Von Südosten drang das Meer über das bis auf das Unterostalpin erodierte Gebirge ein. Die Zeugen dieses Vorstoßes sind die bekannten Eozänvorkommen bei Wimpassing an der Leitha sowie bescheidene Lithothamnienkalke bei Kirchberg am Wechsel. Diese hochmarine Ausbildung der Sedimente und das, wenn auch nur spurenhafte Auftreten, verweist dennoch auf eine bedeutende Ausdehnung dieses

ingredierenden Meeres. Diese obereozäne Transgression ist als typisch karpatisches Element zu der geodynamischen Evolution jenes Bereiches zu werten.

Auf dem gegen Süden anschließenden Festland sind aus dem Brennberger Hügelland bzw. dem Soproner Kristallin die ältesten terrestrischen Sedimente der Mattersburger Bucht bekannt. Sie sind limnischer und fluviatiler Herkunft. Der Beginn des ältesten Einbruchs muß wohl in das Ottnangien verlegt werden, während der Schwerpunkt der Subsidenz vom Baden bis ins Pannon reichte.

Otnangien - Karpatien

Fragliches Ottnangien konnte nur in Form von schillartig eingelagerten Unioniden sowie gut erhaltenen, jedoch unbestimmbaren Ostracoden festgestellt werden. Diese Fossilien wurden nicht im Anstehenden gefunden, sondern befanden sich im Inneren einer großen Konkretion, welche in die Schotter des Unterbadeniens, südlich von Rohrbach, (G. PASCHER, 1988, S. 54) umgelagert wurde.

Zu dieser Zeit bestand dort ein flachwelliges Hügelland, das gegen Süden anstieg und dessen Flußsystem gegen Norden entwässerte. Das Karpatien, welches über dem Soproner Kristallin lagert, wird in der Literatur (M. VENDEL, 1928, 1929, 1933, 1973) als Süßwasserserie von Brennberg bezeichnet und ist durch Kohleschiefer, fossilführende Tone und Sande gekennzeichnet. Zu diesem Sedimentationszyklus gehört das dem kristallinen Grundgebirge auflagernde Glanzkohlenflöz, daß immerhin eine Mächtigkeit von 16m erreichte. Dieses Kohleflöz wurde durch die darüber folgenden limnischen Sedimente, die von einem lokalen, aus Westen kommenden Flußsystem geschüttet wurden, vor der Erosion geschützt.

Nach K. NEBERT et. al. (1980) wird diese Serie dem ersten von drei Sedimentationszyklen zugeordnet. Diese rein limnisch ausgebildeten Sedimente ergeben mit dem Grundflöz den Brennberger Sedimentationszyklus (=erster Zyklus). Überträgt man den limnisch-terrestrischen- telmatischen Sedimentationszyklus auf das Brennberger Gebiet, so ergibt sich aus der Aufeinanderfolge Auwaldschotter (=fluviatil terrestrische Phase) - Lignitflöz (= limnisch telmatische Phase) - Hochriegelschichten (=limnische Phase) ein zweiter Sedimentationszyklus, der die Bezeichnung Auwalder Zyklus erhalten hat. Im Brennberger Raum liegt über den Hochriegelschichten der Brennberger Blockschotter (R. JANOSCHEK, 1931). Darüber liegen nun die Ritzinger Sande, die an ihrer Basis ein Lignitflöz führen. Sie enthalten in ihrem obersten Abschnitt Kalksteineinschlüsse mit Fossilien des Badeniens. Da diese Sedimente auch im Gebiet von Tauchen vorkommen, sieht NEBERT in ihnen einen dritten Sedimentationszyklus, den Tauchener Zyklus.

Ein aus dem Westen kommendes Fluß- und Wildbachsystem lagert im Karpatien die zunächst aus kristallinem Material bestehenden Unteren Auwaldschotter ab. Die Oberen Auwaldschotter (300 m mächtig) unterscheiden sich von den Unteren durch den auffallend hohen Gehalt an kalkalpinen Komponenten sowie Grauwackengesteinen. Diese Schotter finden sich nördlich der Ortschaft Sieggraben, wo sie sowohl an die Sieggrabener Deckscholle als auch gegen die kristallinen Gesteine des Semmeringsystems angrenzen. Die Oberen Auwaldschotter stammen nach JANOSCHEK (1931, S. 57) aus, auf dem Kristallin der Zentralalpen auflagernden Erosionsresten der Grauwackenzone, der Kalkalpen sowie aus Resten der eozänen Bedeckung. Diese Schotter werden durch den Sieggrabener Bruch,

der annähernd NNE-SSW streicht tektonisch reduziert. Er, JANOSCHEK (1931, S. 47) führt eine detaillierte Aufzählung der Gesteinstypen und der Geröllkomponenten an. Auffallend ist, daß neben den kalkalpinen Trias-, Jura- und Oberkreidegeröllen sowie den Grauwackengesteinen und Semmeringkalken, auch ein gewisser Anteil an Eozängeröllen festzustellen ist. Diese Eozängerölle sind umgelagert ebenfalls in den Sedimenten des Unterbadeniens zu finden.

In der weiteren Sedimentsequenz folgen die Hochriegelschichten. Dieser Horizont liegt zwischen den Oberen Auwaldschottern und den Brennberger Blockschottern. Diese Süßwassersedimente stellen einen mächtigen Sand- Tonmergelkomplex mit einem nicht abbauwürdigen Lignitflözchen an der Basis dar. Die Sedimente kommen sowohl im Osten (nördlich Ritzing und südlich des neuen Helenenschachtes) als auch im Westen (bei Siegraben) vor (vgl. R. JANOSCHEK, 1931, S. 51). Im Ortsgebiet von Siegraben sowie nördlich des Siegrabener Sattels finden sich ebenfalls diese zu Rutschungen neigenden Hochriegelschichten. Im Südteil des Ortes Siegraben wurden beim Straßenbau feine Kiese mit blaugrauen sandigen Tegeln sowie Tonlagen, in denen Lignitspuren waren, angefahren.

Die Brennberger Blockschotter, die als Nächstes folgen, zeichnen sich durch ihre Größe, ihren kristallinen Habitus und durch ihre geringe Abrollung aus. Zur Entstehung der Brennberger Blockschotter läßt sich folgendes feststellen: Da die oft riesigen (bis zu 2m) Gerölle wenig gerundet sind, in einer sandig-lehmigen Matrix stecken und keinerlei Sortierung aufweisen, muß als Ablagerungsvorgang ein rasches Abgleiten des ganzen Sedimentationsverbandes stattgefunden haben.

Die ungerundeten Gerölle bestehen ausschließlich aus den Gesteinen des Rosaliengebirges. Die Brennberger Blockschotter bedecken ein Gebiet (nur der österreichische Anteil) von 35-40km. Diese große zusammenhängende Masse der Blockschotter dürfte aus mehreren, übereinander geflossenen Blockschlammströmen entstanden sein. Daraus kann man den Schluß ziehen, daß sich zur Zeit des Karpatiens am Rande des Rosaliengebirges riesige Schuttmassen in einem semiariden Klima gebildet haben. Da diese Sedimente nicht mit Vegetation bedeckt waren, kann es u.a. bei Unwettern zu derartigen Blockschlammströmen kommen. Die obertags festgestellte Mächtigkeit der Brennberger Blockschotter beträgt ca. 150m. An der Südflanke des Dachgrabens stehen bei einer Jagdhütte die Brennberger Blockschotter an. In den Gräben, die in weiter Folge in den Dachgraben einmünden, sieht man immer wieder Blöcke mit über 1,5m Durchmesser. Die Textur der kristallinen Grobklastika ist verschieden. Die in einer lehmigen Matrix schwimmenden Gerölle weisen eine chaotische Verteilung auf, was u.a. für gravitative Massenverlagerungen typisch ist. Ferner ist bei diesen matrix-korngestützten Geröllen keinerlei Orientierung festzustellen.

Stratigraphisch den Blockschottern vergleichbar, sind die Ruster Schotter des Eisenstädter Beckens. Diese ehemals fluviatil geschütteten Sande und Schotter entstammen aus einem heute südöstlich von Ödenburg in der Tiefe versunkenen Bergland und wurden quer über das damals unbedeutende Leithagebirge in das südliche Wiener Becken verfrachtet. Durch Umlagerung des ingredierenden Meeres im höheren Unterbadeniens gingen großteils der fluviatile Charakter verloren.

Die erste bedeutende Transgression fand im höheren Unterbadenien statt. Damit begannen bedeutende Absenkungsprozesse, die schließlich zum gegenwärtigen Bild des Inneralpinen Wiener Beckens und seiner Randbuchten führen sollten. Es entwickelte sich eine Fülle von ineinandergreifenden Rand- und Beckenfazies. Sie alle tragen die Züge einer seichten bis nicht sehr tiefen Meeresbedeckung. Die ersten Sedimente des Eisenstädter Beckens bzw. der Mattersburger Bucht sind mächtige Schotter- und Basiskonglomerate. Die Flüsse haben ihr Material u. a. auch aus den Karpatschottern (Ruster- bzw. Burgstall-Schotter) und aus dem Rosaliengebirge entnommen. Das Rosalien- das Leitha- und das Soproner Gebirge sowie der Ruster Hügelzug, stellen zu dieser Zeit eine flache Untiefe dar. Auf diesen Untiefen, mit Ausnahme des Rosaliengebirges, bildeten sich vorwiegend die gewachsenen Leithakalkriffe, die bis zu 50m Mächtigkeit erreichten. Für das Ruster Hügelland ist die detritäre 110m mächtige Ausbildung der Leithakalke ab dem oberen Mittelbadenien charakteristisch. Die Sedimente der Unteren Lagenidenzone sind im Eisenstädter Becken und der Mattersburger Bucht nirgends obertags aufgeschlossen; sie dürften für diese Becken eine Schichtlücke darstellen. Die ehemaligen großen Ziegelgruben von Walbersdorf und Mattersburg liegen stratigraphisch alle im Mittelbadenien. Die von altersher bekannten reichen Faunen wurden von einer Vielzahl von Wissenschaftlern bearbeitet.

Die Sedimente der Oberen Lagenidenzone bedecken den überwiegenden Teil des Untersuchungsgebietes. Diese Ablagerungen lassen sich in eine Sand- Ton- und in eine Sand- Schotter-Fazies untergliedern. Der erste Faziesbereich repräsentiert den Tiefwasserbereich in der Beckenmitte, der zweite wurde in einem landnahen Milieu des Rosaliengebirges bzw. des Brennberger Hügellandes sedimentiert. Die Verschiedenheit dieser beiden Faziesbereiche ist im Gelände nur an der Grenze von Wald- zu Wiesen- bzw. Ackerflächen erkennbar. Lediglich beim Bau der Burgenlandschnellstraße (S 31) war der Verzahnungsbereich zwischen den beiden Fazies aufgeschlossen.

Sand- Schotter-Faziesbereich

Auf Grund des Vorhanden- bzw. Nichtvorhandenseins von Karbonatgeröllen läßt sich der grobklastische Faziesbereich zweifach untergliedern: In einen fast ausschließlich Kristallinschotter führenden Bereich und in einen Bereich, wo neben den Kristallinschottern auch Karbonatgerölle auftreten. Bezüglich der geologischen Position dieser beiden Bereiche muß darauf verwiesen werden, daß die karbonatführenden Schotterkomplexe immer unter die hauptsächlich Kristallingerölle führenden Schichten einfallen. Das läßt wiederum den Schluß zu, daß hier begründet durch die Sedimentationsanlieferung aus dem jeweiligen Liefergebiet dieser "offensichtliche" Wechsel entstanden sein könnte. Die Schotter, die zum überwiegenden Teil aus kristallinem Material bestehen, weisen keinen sehr hohen Rundungsgrad auf. Im Schnitt liegt der Gerölldurchmesser bei 10-15cm, während in Rinnenfüllungen Komponenten mit 50-100cm Durchmesser vorkommen. Diese großen Klastika stammen mit ziemlicher Sicherheit aus den Brennberger Blockschottern. Weiters finden sich in dieser Schotterfazies Karbonatgerölle mit hohem Rundungsgrad, die jedoch im Verhältnis zu den Kristallingeröllen relativ selten sind. In den Schottergruben östlich von Forchtenstein fallen die Schichten relativ steil gegen N bzw. NNE). Auffallend ist auch, daß in diesen karbonat-schotterreichen Bereichen vereinzelt Paleozän- bzw. Eozängerölle (Kambühelkalke) zu finden sind. Diese alttertiären, sehr fossilreichen Gerölle lassen den Schluß zu, daß vor dem Einbruch des Wiener Beckens und seiner Randbuchten noch Teile

dieser Riffe vorhanden gewesen sein müssen. Bezüglich der Geröllfunde ist es sehr wahrscheinlich, daß es sich jedoch um Umlagerungen aus den Oberen Auwaldschottern handeln dürfte.

Die Schüttungsrichtung dieser Schotterkomplexe verläuft im Gebiet von Forchtenstein einerseits von Nord nach Süd, andererseits von Nordwest nach Südost. Diese Richtung ändert sich im Gebiet des Hochkogels sowie im Rohrbacher Wald. Hier transportierte ein von SW bzw. W kommendes Flußsystem das Schottermaterial in östliche Richtung. Das Rosalingebirge, sowie die das Gebirge umrahmenden klastischen Sedimente (Brennberger Blockschotter, Auwaldschotter etc.) sind als Liefergebiet in Betracht zu ziehen. In den Schottern findet man manchmal aufgearbeitete und resedimentierte Tongerölle, deren Foraminiferengehalt auf eine "ältere" Obere Lagenidenzone hinweist. An Fossilien, von denen die Foraminiferen meistens spärlich und schlecht erhalten sind, sind des öfteren Ostreenschalen (hauptsächlich Bruchstücke) zu finden. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang der Fund einer Stockkoralle (*Tabellastrea reussiana*) in den Schottern südlich von Rohrbach.

Sand-Ton-Faziesbereich

Dieser Faziesbereich nimmt den überwiegenden Teil NE' von Forchtenstein bzw. WSW' von Mattersburg ein und ist vor allem durch Wiesengelände sowie agrarisch genutzte Flächen charakterisiert. Zwischen Hirschkreuth (dieser Bereich befindet sich in der Sandschalerzone) und Starenbühel beginnend, verläuft die Ton-Sand-Fazies als ein schmales Band Richtung Osten. Westlich von Rohrbach gewinnt dieser Faziesbereich an Breite, bis er schließlich das gesamte Gebiet nördlich von Loipersbach einnimmt. Die nördliche Begrenzung dieses Bereiches folgt in etwa dem Verlauf der Bahntrasse, während die Südbegrenzung mit dem Verlauf des Aubaches (im Ortsgebiet von Loipersbach) zusammenfällt. Von der Erosion freigelegt, findet man die Tone erst in einem Taleinschnitt östlich von Baumgarten wieder, wo sie jedoch keine allzugroße Ausdehnung aufweisen. Im Westen bzw. im Nordwesten (Raum Forchtenstein), wo der Sand- vor dem Tonanteil dominiert. Hier ist, beginnend im Bereich vom Stückelkreuz und der Rohrbrücke (=südlich davon) bis zu dem schon erwähnten Taleinschnitt östlich von Baumgarten, ausschließlich ein schokoladebrauner bis olivgrüner, blockig brechender, siltiger Ton bzw. Tonmergel vorzufinden. Dieses Sediment enthielt eine sehr gut erhaltene, vollmarine Mikrofauna, die eindeutig der Oberen Lagenidenzone zuzuordnen ist.

Die Sedimente der Sandschalerzone bedecken in der Mattersburger Bucht ein Gebiet von ca. 12 - 15km². Diese lassen sich nicht durch ihren Mikrofossilgehalt in eine Obere bzw. Untere Sandschalerzone, wohl aber durch ihre lithologische Beschaffenheit differenzieren. Lithologisch läßt sich die Sandschalerzone in zwei Bereiche unterteilen. Der erste setzt sich aus einem dunkelgraublauen, plastischen, siltigen Mergel zusammen, während der zweite Bereich einen eher sandigeren, hellgrauen bis bräunlichen Tonmergel aufweist. Der überwiegende Anteil der Mattersburger Bucht wird von diesem dunkelgrauen Mergel eingenommen. Zur Mächtigkeit wäre anzuführen, das Untersuchungen Werte um 500m Mächtigkeit ergeben haben, wovon ca. 100-120m obertags anstehen. Es ist natürlich schwierig, auf Grund der Aufschlußverhältnisse und der in den Tonen fehlenden Schichtung konkrete Angaben zu machen. Ferner ist diese Mergelentwicklung durch Einschaltungen von Diatomitlagen gekennzeichnet. Früher sehr gut zu sehen, in den ehemaligen Ziegelgruben von Walbersdorf. Die oben erwähnten dunkelblauen Mergel findet man in den Tongruben von Rohrbach (vis

a vis vom Bahnhof). Vor einigen Jahren wurden diese dunkelblauen Mergel in der ehemaligen Ziegelgrube von Mattersburg (z. Zt. Mülldeponie), ferner in der ehemaligen Ziegelei von Walbersdorf (z. Zeit das Betriebsgelände der Fa. KOCH) abgebaut. Diese dunklen Mergel wurden entlang der Eisenbahntrasse (östlich von Baumgarten), bei der Elektrifizierung der Strecke angetroffen. Stellenweise waren sie unter der Lößbedeckung, bei Aushubarbeiten in NW-Teil von Schattendorf anstehend, sichtbar.

Der Faunenumschwung in der Buliminen-Bolivinen Zone wird durch eine erneute Transgression verursacht. Die Sedimente der Buliminen-Bolivinen Zone nehmen nur einen verhältnismäßig kleinen Teil im Untersuchungsgebiet ein. G. ZSUTTY (1963) erwähnt ein ca. 250m mächtiges Schichtpaket, das sich als Streifen entlang des Südhangs des Marzer Kogels gegen den Krippelberg zieht. Im Gebiet von Walbersdorf wurde die Buliminen-Bolivinen Zone des öfteren gefunden. Nur nördlich von Schattendorf wurde diese Zone auch tatsächlich mittels Handbohrungen nachgewiesen. Ein in etwa N-S-streichender Bruch, der westlich des Krippelberges verläuft, trennt die Buliminen- Bolivinen Zone von der Sandschalerzone. In der Stadt Mattersburg und in deren unmittelbarer Umgebung findet man noch an zwei Stellen Sedimente der Buliminen-Bolivinen Zone und zwar in der dortigen Mülldeponie, die am westlichen Stadtrand liegt und in einer Sandgrube, die sich ca. 500m NNE' vom Hirschkreuth (Kote 317m) befindet. Auf Grund der Lithologie und der mikropaläontologischen Untersuchungen war es möglich, den hellgelben bis bräunlichen Mergel der Buliminen-Bolivinen Zone zuzuordnen, während der dunkelblaue Liegendmergel in die Sandschalerzone eingestuft werden konnte.

Eine zweite Lokalität wo die Buliminen-Bolivinen Zone vorkommt, befindet sich unmittelbar nördlich vom Hirschkreuth, am südlichen Stadtrand von Mattersburg. Daraus läßt sich zusammenfassend sagen, daß der Foraminifereninhalt eine Zuordnung zur Sandschalerzone möglich macht, aber eine Umlagerung während der Buliminen-Bolivinen Zone sehr wahrscheinlich ist. Hier wiederholt sich offenbar ein Vorgang, der, wie zur Zeit der Oberen Lagenidenzone, zu großflächiger Erosion von Teilen der Sandschalerzone geführt hat.

Im Kartierungsbereich östlich bzw. südöstlich von Walbersdorf gelang es Verrutschungen innerhalb des Badenien zw. des Sarmatien kartierungsmäßig zu erfassen und abzugrenzen. Im Zuge dessen wurde der Feldweg zum Marzer Kogel und dessen nähere Umgebung einer flächendeckenden Detailbeprobung unterzogen. Der Bereich der Buliminen-Bolivinen Zone SSE' von Walbersdorf wird von W-E-verlaufenden Störungen abgegrenzt. Da das Sarmatien bis auf einen kleinen Rest von Untersarmatien fehlt, ist anzunehmen, daß die Buliminen-Bolivinen Zone doch eine größere Verbreitung aufweist, als man vorerst annehmen konnte. Daraus wäre zu folgern, das diese im Liegenden der Sarmatiensedimente des Marzer Kogels und des Schattendorfer Waldes durchgehend vertreten ist. Diese Hypothese wurde durch kleinere Vorkommen von Buliminen-Bolivinen Zone rund um den Marzer Kogel bestätigt. Diese kleinen Vorkommen findet man nördlich von Schattendorf und bei Baumgarten.

Das dritte Verbreitungsgebiet der Buliminen-Bolivinen Zone, wäre der Bereich NNE' und S' des Krippelberges. Hier beschränkt sich das Vorkommen dieser Zone auf einen eher schmalen Streifen nördlich von Schattendorf. Ein von Norden nach Süden verlaufender Bruch schneidet die Buliminen-Bolivinen Zone von der angrenzenden Sandschalerzone ab.

Lithologisch ist dieser oberste Bereich des Badenien durch vorwiegend hellgraue bis gelblich-braune siltige Mergel gekennzeichnet. Einen wiederum sehr schmalen Streifen der Buliminen-Bolivinen Zone findet man südlich von Baumgarten, parallel zur Bundesstraße verlaufend. Dieses flächenmäßig kleine Vorkommen, das auf der nördlichen Seite des Krippelberges liegt, läßt vermuten, daß die Buliminen Bolivinen Sedimente, die unter den Sarmatienschottern und -sanden liegen, durchgehend vertreten sind. Die geologischen Untersuchungen bestätigen die Annahme, daß die Buliminen-Bolivinen Zone gegen Osten zu an Mächtigkeit verliert. Diese zuvor behandelten kleinen Vorkommen zu beiden Seiten des Krippelberges bekräftigen diese Behauptung.

Sarmatien

Die Sedimente des Sarmatien bedecken sowohl den mittleren Teil der Mattersburger Bucht (um Wiesen, Mattersburg, Sopron) und kommen auch im Norden (um Zillingtal, Müllendorf) des untersuchten Gebietes vor. Die Entwicklung der Sarmatienschichten zeigt eine Regressionsphase an. Die schrittweise Abschnürung von der Paratethys und das Auftreten einer brackischen Fauna im Sarmatmeer sind die Hauptmerkmale dieser Zeitspanne. Die Folge war eine entsprechend artenarme, aber individuenreiche Lebewelt. Die Faziesvielfalt an den Küsten und auf den Untiefen des Leitha- und ödenburger Gebirges sowie des Ruster Hügellandes war eine ähnliche wie im Badenien. Das Sarmatien läßt sich, wie im Badenien, in einen tonigen-sandigen und in einen sandig-grobklastischen Faziesbereich untergliedern.

Grobschotter mit kristallinen und kalkalpinen Komponenten bilden den West- und Nordwestteil der Mattersburger Bucht, während sandige Tone, Schotter und Sande das Gebiet um den Marzer Kogel aufbauen. Während das Unter- und Mittelsarmatien vorwiegend in tonig-sandiger Fazies zu finden ist, umfaßt das Obersarmatien alle Korngrößen (von Tonmergeln bis zu Schottern). Letztere bilden, wie erwähnt, die Konglomerat- und Schotterplatte des Marzer Kogels, des Schattendorfer- sowie des Draßburger Waldes.

Mächtigkeitsangaben, wie sie H. KÜPPER (1957, Taf. 2), der für das "obere Sarmat" +/- 150m angibt, sind meines Erachtens etwas übertrieben. Es wurde für die komplette Sarmatienschichtfolge eine Mächtigkeit von ca. 100-200m und zwar für den Bereich des Marzer Kogels berechnet. Im Gebiet zwischen Zillingtal und Großhöflein wurde bei einer 1941 durchgeführten Cf-Bohrung (Nr.20) das Sarmatien nach 220m Bohrtiefe noch nicht durchteuft. Badenien-Sarmatien- Mächtigkeiten wie sie R. FUCHS & O. S. SCHREIBER (1985, S. 68 u. Taf. 9) im Seewinkel vorfanden, bestätigen, daß im Eisenstädter Becken, mit wesentlich geringeren Mächtigkeiten (für das Neogen) zu rechnen ist.

Das Sarmatien in der Umgebung von Wiesen ist eine klassische Lokalität. A. PAPP bearbeitete in den Jahren 1939, 1956 und 1958 die Mollusken, deren stratigraphische Reichweite in diesem Gebiet nur einen Teil des jüngern Sarmatien umfaßt (A. PAPP, 1958, 10). Ebenso wurden von F. RÖGL und C. MÜLLER (1976) im Hangenden des Baden von Walbersdorf, am Feldweg zum Marzer Kogel, die komplette Schichtfolge des Sarmatiens mikro- und nannopaläontologisch belegt. Eine Diskordanz zwischen Unter- und Obersarmatien wurde nicht beobachtet. In den Jahren 1984 bis 1986 wurden im Zuge einer Dissertation von G. PASCHER (1988) die jungtertiäre Beckenfüllung des Mattersburger Beckens neu bearbeitet. Als wichtigstes Ergebnis dieser Arbeit kann die geologische

Einstufung der Schotter und Konglomerate des Marzer Kogel-Gebietes ins oberste Obersarmatien (G. PASCHER, 1986, 423) angesehen werden.

Stratigraphisch sind alle drei Zonen vertreten. Das Untersarmat (Elphidium reginum Zone) ist entlang der oben erwähnten Konglomerat- und Schotterplatte fast durchgehend, zumindest auf dessen SW-Seite, vorhanden. Diese Tatsache läßt den Schluß zu, daß diese Zone unter den Obersarmatien - Konglomeraten durchstreicht und westlich von Baumgarten in einem schmalen Streifen wieder zu Tage tritt. Die Elphidium hauerinum Zone, die im Untersuchungsgebiet nicht sehr mächtig wird, wurde auf Grund der namensgebenden kleinen Foraminifere (Elphidium hauerinum (d'ORB.)), sowie wegen der stellenweise auftretenden Articulina sarmatica (KARRER) eingestuft. Ergänzend sei noch erwähnt, daß in der Umgebung von Wiesen kein Untersarmatien vorgefunden wurde, wohl aber im Eisenbahneinschnitt bei Mattersburg. Im allgemeinen herrscht bei den sarmatischen Sedimenten ein eher seichtes N bis NNE -Fallen. Als maßgebliches Einstufungskriterium wurden in der Regel die Foraminifen herangezogen, zusätzlich aber auch Ostracoden.

Wie schon oben kurz erwähnt, zieht sich das Untersarmatien als schmaler Streifen E' von Walbersdorf beginnend, rund um den SW-Abhang des Marzer Kogels, und reicht bis in den NW' Ortsbereich von Schattendorf. An Hand der geologischen Karte ist ersichtlich, daß die Begrenzung des Untersarmatien von Störungszonen gebildet wird. Resümierend kann man feststellen, daß es hier, ebenso wie entlang des ganzen SW-Abhanges des Marzer Kogels, zu submarinen Rutschungen gekommen ist. Diese Rutschungen erfolgten noch während der Sedimentation d.h. im Badenien bzw. im Sarmatien. Hangkriechen bzw. staffelförmiges Absacken sowie Ausgleichsbewegungen der Hänge haben wahrscheinlich zur Zeit des Glazials eingesetzt und dauern gegenwärtig noch an.

Das erosive, diskordante Einsetzen des Untersarmatien in Form von Sanden und Schottern konnte man noch vor dem Böschchen der Ziegelgrube von Walbersdorf sehen. Das über dieser ehemaligen Ziegelgrube folgende Profil, in Richtung zum Marzer Kogel, wurde bereits von F. RÖGL et. al. (1976, S. 229, Tab. 2) und von G. PASCHER 1988 genau beprobt. Dabei konnte festgestellt werden, daß über dem Diatomit, der die Oberkannte dieser Ziegelgrube aufbaut(e) und auch am Beginn des Feldweges vorgefunden wurde, eine Wechsellagerung von teilweise braunen, feinlamellierten Mergeln und Feinsanden folgt. Ab hier setzt nun der Bereich der Verrutschung ein, der bei näherer Untersuchung wechselweise Badenien- und Sarmatienalter ergab. Das weitere Einfallen der zunächst flach lagernden Schichten erfolgte weiter im Hangenden gegen Südosten. Wie aus der geologischen Karte ersichtlich ist, wird die miozäne Schichtfolge von einem rechtwinkelig zum Feldweg verlaufenden West-Ost streichenden Bruchsystem abgeschnitten. Die paläontologischen Einstufungen in die Elphidium reginum Zone stützten sich, zumindest für diesen Bereich, auf eine nicht sehr gut erhaltene Mikrofauna in der das Leitfossil eher spärlich und schlecht erhalten vorgefunden wurde. Die Mächtigkeit beträgt für diese Zone für diesen Bereich ca. 20-30m, wobei gesagt werden muß, daß, bedingt durch die Verrutschungen, diese Angaben nur für einen kleinen Abschnitt gelten.

Weiters konnte in einem ehemals gut aufgeschlossenen Profil ca. 350m ESE' des großen, weithin sichtbaren Silos, der sich SE' von Walbersdorf befindet, die komplette Sarmatienschichtfolge nachgewiesen werden. Hier fallen die Mergel und Sande des Unteren Sarmatien eher flach gegen den Hang ein; weiter im Hangenden kommt es zu einer deutlichen Änderung der Lagerungsverhältnisse. Verrutschungen, Umlagerungen sowie pleistozäne Auswirkungen erschwerten die Einstufungen immens.

Daraus resultierte, daß die Abgrenzungen der Elphidium reginum Zone gegen das Mittelsarmatien nur durch das Mitberücksichtigen sowohl mikropaläontologischer als auch lithologischer Merkmale, vorgenommen werden konnten. In der Sand- und Tongrube, die sich unterhalb des Marzer Kogels befindet, wurden in der NW-Ecke des Abbaues Foraminiferen gefunden, die eine eindeutige Zuordnung zur Elphidium reginum Zone zuließen. In diesem Bereich lassen sich bezüglich der Mächtigkeit des Untersarmatien nur ungenaue Angaben machen; diese beträgt im Aufschluß ca. 4m. Ferner wurde das Untersarmatien in zwei Schottergruben im Draßburger Wald und zwischen den Orten Baumgarten und Draßburg nachgewiesen. In der Folge konnte das Untersarmatien bis zum Bahndamm der Raab ödenburg-Bahn verfolgt werden, wo nochmals eine eindeutige Zuordnung zur Elphidium reginum Zone getroffen werden konnte. Auffällig ist, daß die lithologischen Beschaffenheit des Materials dem aus Walbersdorf (ehemalige Ziegeleioberkannte, bzw. am Beginn des Feldweges zum Marzer Kogel) sehr ähnlich ist.

Das Mittelsarmatien (Elphidium hauerinum Zone) nimmt im Kartierungsgebiet einen sehr schmalen Streifen ein, der sich südöstlich von Walbersdorf entlang des Nord- bzw. Westabhanges des Marzer Kogels erstreckt. Zum einen Teil von Brüchen begrenzt, zum anderen Teil unter dem Obersarmatien "auskeilend", so könnte man mit wenigen Worten das Mittelsarmatien charakterisieren. Seine Sedimente repräsentieren einen eher tieferen, mergeligen Faziesbereich. Die Mächtigkeit dieser grünlichen bis ockerfarbenen Tonmergel, in der auch Mollusken und Pflanzenabdrücke zu finden sind, beträgt ca. 10-15m.

Das Obersarmatien (Nonion granosum Zone) bildet den Nord- bzw. Nordwestrand des Kartierungsgebietes. Es kommt im wesentlichen um die Ortschaften Wiesen, Marzer Kogel, Schattendorf, Draßburg vor. Die obersarmatischen Sedimente lassen sich in einen tonig-sandigen und in einen grobklastischen Faziesbereich untergliedern. Allgemein repräsentiert das Obersarmatien einen küstennahen Ablagerungsbereich. Außerdem sind die Ablagerungen des Sarmatien durch starke Schwankungen der Küstenlinie gekennzeichnet; was bei der Zuordnung der Sedimente zu den diversen Biozonen manchmal Probleme bereitet. Im Obersarmatien gehört zu den wichtigsten mikrofaunistischen Kennzeichen das Vorkommen von Protelphidium granosum (d'ORB.), sowie Ammonia beccarii (LINNE'). Stellenweise kommen auch Cibiciden vor, die typische Eigenschaften einer Kümmerform (kleinwüchsig, dünnchalig) aufweisen.

Biostratigraphisch sind alle drei Sarmatienzonen vertreten. Das Unter- und Mittelsarmatien ist vorwiegend tonig, während das Obersarmatien alle Korngrößen, vor allem aber Sande und Schotter umfassen kann. Dieser grobklastische Faziesbereich baut vor allem das Gebiet um den Marzer Kogel - Schattendorfer Wald etc. auf. Reste dieser Sedimente bilden die höchsten Erhebungen zwischen den Orten Wiesen und Mattersburg. Zum Herkunftsproblem bzw. der Genese dieser Schotter wäre folgendes zu bemerken: Sie wurden mit großer Wahrscheinlichkeit von einem Flußsystem geschüttet, das aus südlicher bis südwestlicher Richtung gekommen sein muß oder zumindest das Gebiet des heutigen Brenntenriegels bzw. des Siegrabener Sattels durchströmt haben muß. Das Material, das dieses Flußsystem im Mattersburger Becken abgelagerte, dürfte aus den Auwald- und den Brennberger Blockschottern und dem Rosaliengebirge stammen. Deltaschüttung, und das Geröllspektrum bzw. die Orientierung der Gerölle bestätigen die oben angeführten Argumente.

Das Alter dieser Schotter und Konglomerate konnte aufgrund von Mikrofossilfunden, die aus Liegendtonen bzw. -sanden stammen, eindeutig festgelegt werden. Außerdem zeugt ein

geringer Rest von Unterpannonien, welcher auf den Schottern liegt bzw. an diese tektonisch angrenzt, von einem "jungarmatischen Alter" dieser Schotter. Es dienen die Mikrofossilien, wie Foraminiferen und Ostracoden, neben den Mollusken- und Otolithenfaunen- als maßgebliches Einstufungskriterium. Da das gesamte Sarmatien, inklusive der Schotter, reich an Mikrofossilien ist, konnten die Einstufungen, trotz der Randfaziesbedingungen, doch ohne größere stratigraphische Schwierigkeiten vorgenommen werden.

Pannonien

Die im Oberbadeniens beginnende und im Sarmatien fortschreitende langsame Aussüßung des Meeres fand damals ihre Vollendung. Diese Kaspibrackischen Verhältnisse zur Zeit des Unter- und Mittelpannoniens leiteten zu dem rein limnisch-fluviatilen Milieu des oberen Pannoniens über. Wichtig zu Erwähnen wäre, daß östlich der Linie Hainburger Berge, Ruster Hügelzug, Soproner Gebirge, Geschriebenstein das eigentliche pannonische Becken an gewaltigen Bruchlinien entstand. Diese rasche Absenkung führte im Pannonische Becken zu Sedimentationsraten im Pannonien von über 2.700m. Die weite Ebene des Eisenstädter Beckens und auch der Nordteil der Mattersburger Bucht wird durch pannonische Sedimente bedeckt. Große Flächen davon sind durch pleistozäne Ablagerungen verhüllt. Die fazielle Ausbildung und der Fossilgehalt der Sedimente sind überaus reichhaltig. Während die Zone A, des Pannoniens nur aus dem Inneren des Wiener Beckens belegt ist, finden sich die fossilführende Sedimente, ab der Zone B, auch im Eisenstädter Becken sowie in der Matterburger Bucht. Im Pannonien dürfte die Molluskenfauna, mehr als in den anderen "Perioden", von diversen Umweltfaktoren abhängig bzw. beeinflusst worden sein. Von den Sarmatien-Mollusken überschreiten nur die Limnocardien, die aus den Cerastodermen hervorgehen, die Sarmatien/Pannonien-Grenze. Tiefbohrungen bestätigen, zumindest für die Beckenbereiche, daß eine kontinuierliche Sedimentation geherrscht haben muß.

In den wenigen -im Untersuchungsgebiet makrofossilführenden- Proben, wurden im wesentlichen die für die Zone B typischen Mollusken-Familien vorgefunden, wie: Micromelaniide, Thiaridae sowie Dreissenidae u. Limnocardiidae. Diese Fauna, sowie die vorgefundenen Sedimente deuten auf eine Randfazies, mit beginnender Transgression hin (kleinwüchsige Congerien u. Limnocardien). Die Ostracoden, die der "Wiener Entwicklung" (R. JIRICEK, 1985, S. 378) entsprechen, weisen ebenfalls auf einen Seichtwasserbereich hin. Ergänzend sei noch festzuhalten, daß ich in dieser Arbeit die Zonengliederung, wie sie A. PAPP (1951, S. 186-189) vorgeschlagen hat, verwendet habe. Wie schon oben kurz erwähnt, reicht ein schmaler Pannonienstreifen aus dem Eisenstädter Becken in die Mattersburger Bucht. Neben einem alten Gutshof -ca. 300m W' von Draßburg- findet man an einer Hohlwegböschung ein Profil, welches schon R. HOERNES (1900, S. 818, Fig. 1) Erwähnung findet. Der Bereich um Pöttelsdorf, bzw. Zemendorf gilt als eine der "klassischen" Lokalitäten des Pannoniens im Eisenstädter Becken (R. HOERNES, 1897, S. 58, Fig.1 u. A. PAPP, 1951, S. 186, Tab.1). Auch heute noch findet man in den Weingärten und auf den Äckern um das Zemendorfer Wasserreservoir reichlich Makrofossilien.

Ein weiteres kleines, aber geologisch sehr wichtiges Pannonienvorkommen befindet sich beim Schießplatz von Schattendorf; das ist der am höchsten gelegenen Pannonienrest (320m Seehöhe).

Hier grenzen tektonisch an die gegen Nordosten einfallenden klastischen Sedimente des oberen Sarmatiens, feingeschichtete schokoladebraune Tonmergel des Unterpannoniens (Zone B) . Die Schichtmächtigkeit der Tone beträgt im Aufschluß ca. 1-1,5m, während die kreuzgeschichteten Sedimente pannonischen Alters mit einer Mächtigkeit von ca. 10m anstehen. Die laterale Erstreckung konnte wegen der Aufschlußlosigkeit nicht genau abgegrenzt werden. Auf Grund der geologisch tektonischen Position dieser Pannoniensedimente konnte ich die Obersarmatienschotter des Marzer Kogels und des Schattendorfer Waldes zeitlich einstufen bzw. begrenzen. Demnach wären diese Schotter etc. in das obere Sarmatien zu stellen (G. PASCHER, 1986, S. 423).

Oberpliozän - Altpleistozän

Prinzipiell kann man die in der Mattersburger Bucht gefundenen Schotterreste in zwei Niveaus untergliedern: in ein höheres (360-400m) hoch gelegenes und in ein tieferes (250-350m) Niveau .

360-400m Terrassenniveau (? Oberpliozän)

Die Schotterkomponenten, die z. T. bis zu 3/4m im Durchmesser erreichen können, bestehen ausschließlich aus kristallinem Material und stecken im wesentlichen in einer sandig-tonigen rötlichen Matrix. Erhalten geblieben sind dünne, 1,5 bis max. 4m mächtige Schotterschleier. Resumierend ist festzustellen, daß diese Schotter, die näher zum Grundgebirge liegen, altersmäßig zusammengehören und somit in Anlehnung an M. VENDEL (1930, S. 142ff.) in das (!)Oberpliozän zu stellen sind.

Denn bedingt durch die Aufschlußlosigkeit, konnte keine sicherer Beweis, außer die Höhenlage, für ein oberpliozänes Alter erbracht werden.

250-350m Terrassenniveau (Altpleistozän), (=Harkauer Terrasse sensu M. VENDEL, 1930)

Die Schotter übertreffen flächenmäßig bei weitem die höher liegenden Terrassen. Ein ähnliches flächenmäßiges Verteilungsverhältnis wurde auch in der Umgebung von Sopron beobachtet. Die Geröllzusammensetzung und der Rundungsgrad unterscheiden sich ebenso, wie die Position dieser Terrassenreste von der höheren (!)oberpliozänen Terrasse. Die Höhenlage dieser Schotter beträgt im Schnitt um die 300m abgesehen von denen, die am Schreindlberg bzw. am Schattendorfer Kogel vorkommen; diese weisen eine deutlich höhere Lage auf. Die zuletzt erwähnte Terrasse (Schreindlberg etc.) ist möglicherweise nicht zu dem höheren Niveau zu zählen; und zwar weil die Gerölle eine andere Morphologie sowie andere Durchmesser aufweisen. Möglicherweise nimmt diese Terrasse eine Art "Zwischenstellung", zwischen dem höheren und dem Harkauer Niveau ein. Das Geröllspektrum besteht wiederum nur aus kristallinen Gesteinen, wobei rötlich gefärbte Quarze bzw. Quarzite vorherrschen.

Quartär

Terrassenschotter im Talnivau

Diese Schotter bestehen hauptsächlich aus kristallinem Material, doch findet man darin bereits Karbonatgerölle, die höchstwahrscheinlich aus den Sarmatienschottern stammen. In diesen 10-15cm großen Geröllen, mit sandiger Matrix, kann man umgelagerte Sarmatienfossilien sowie eingeschwemmte Pleistozänmollusken finden. Bezüglich der Höhenlage und der Geröllzusammensetzung dieser Schotterreste wäre zu sagen, daß diese bedeutend jünger sein müssen, als die beiden höher gelegenen Terrassenreste. Dieser Geröllbestand sowie die umgelagerten Pleistozänmollusken deuten auf ein eher postglaziales Alter dieser am tiefsten liegenden Schotter hin.

Kristalliner Nahschutt

Dieser Schutt setzt sich aus eckigen bis ungerundeten Glimmerschiefer-Komponenten zusammen. Diese Schotterflächen bedecken größere Teile der westlichen Talflanke des Marzerbach-Tales, sowie beim Sebastiankreuz und beim Mattersburger Wasserreservoir. Der Nahschutt liegt direkt dem Badenien bzw. dem Sarmatien auf. Darüber folgt, wie noch in der Mattersburger Mülldeponie zu sehen ist, mehrere Meter mächtige Lößbedeckung.

Pleistozäne Süßwasserablagerungen - Quartärostracoden-Fundstellen

Diese Süßwassertone wurden nur an drei Stellen -die allesamt künstliche Aufschlüsse waren- gefunden. In den meisten Fällen war der Ton mit den umgebenden Sedimenten so stark durchmischt, daß man seine ursprüngliche lithologische Beschaffenheit nicht mehr eruieren konnte. Die Alterseinstufung erfolgte mittels einer darin vorkommenden individuenreichen charakteristischen Ostracodenfauna des Quartärs. Die Schlammproben enthielten Cypridopsiden, Candonen und Ilyocypriden. Aufgrund der Höhenlage dürfte ein ca. 50m tiefer nachpliozäner See diesen Bereich des Mattersburger Beckens eingenommen haben.

Löß-eiszeitliche Spuren

Im Bereich des Mattersburger Beckens kommen nach J. FINK (1957, 1979) die typischen Löss vor: "kalkreich, mit starker Auskleidung der Kapillaren durch Kalzit, hellgelb, ohne Beimischung größerer Komponenten. Die Mächtigkeit kann mehrere Meter betragen. Dieser Beschreibung von J. FINK (1957, S. 38) ist eigentlich nichts hinzuzufügen. Große Teile der Stadt Mattersburg liegen, wie auf der geologischen Karte ersichtlich ist, auf einem Lößboden, der durchschnittlich 2m, aber auch bis zu 4m mächtig werden kann (G. PASCHER, 1987, S. 311). In der derzeitigen Mülldeponie von Mattersburg kommen die typischen Lößgastropoden wie *Succinea oblonga* DRAPARNAUD und *Trichia hispida* LINNE' vor.

Weitere lößbedeckte Flächen findet man in bzw. westlich von Baumgarten, deren Mächtigkeiten mit 1- 1,5m bei weitem nicht an die in der Mattersburger Deponie festgestellten heranreichen. Ferner findet man Lößflächen in den Niederungen und zwar hauptsächlich in und um Schattendorf. Hier konnte, bedingt durch die rege Bautätigkeit, eine Mächtigkeit von 2m festgestellt werden. Auch fanden sich hier wiederum die typischen Lößmollusken.

Trockentäler sind südöstlich von Baumgarten und Mattersburg und in den Seitentälern des Gaisgraben- und des Wulkabaches zu finden. Pleistozäne Stukturböden sieht man schön aufgeschlossen in der oberen Tongrube (unterhalb des Marzer Kogels) beim Bhf. Marz-Rohrbach. Weiters kamen "Brodelböden" bei diversen Kelleraushüben, so z. B. südlich von Marz, zum Vorschein. Ferner kommt es durch die Badenientone zu Rückstauungen bzw. befinden sich darin abflußlose Mulden, die dann durch Sümpfe und anmoorige Böden gekennzeichnet sind. Die Drainagierung des Tauscherbaches östlich von Schattendorf legte die ehemals sumpfigen Bereiche der "Zeiseln" trocken .

B.3 TEKTONIK

Im Zuge dieser Kartierung konnten im Arbeitsgebiet Störungszonen sowie deren weiterförender Verlauf festgestellt werden. Unter Zuhilfenahme der Landsat-Bildlineamentkarte von M.F. BUCHROITHNER (1984), der geologischen Karten von R. JANOSCHEK (1932), G. ZSUTTY (1963), M.R. CHAHIDA (1970) und unter Berücksichtigung der Arbeiten von A. TOLLMANN (1955), und G. FUCHS (1965, 1980) sowie die der ungarischen Geologen, nämlich P. KISHAZI und J. IVANSCICS (1977, 1985) und den geophysikalischen Untersuchungen durch W. SEIBERL und Mitarbeiter 1996 (vorliegender Bericht), konnte das folgende "tektonische Bild" der Mattersburger Bucht und der angrenzenden Gebiete erstellt werden.

Daß die tektonischen Bewegungen des Beckens an seinen Rändern bis in die jüngste Gegenwart anhalten, zeigt ein tektonisches "Abwandern" der Bruchstaffeln Richtung Beckenmitte im St. Margarethener Steinbruch. A. TOLLMANN (1977) beschreibt entlang des Leithagebirges Staffelbruchsysteme, die Pannonien in die tektonischen Vorgänge miteinbeziehen. Im Bereich der Föllikschotter, bei Hornstein, berichtet der Autor über ein "Durchsetzen" der parallel zu den Pfortebrüchen verlaufenden Störungen, aus dem Pannonien in die auflagernden Pleistozänen Schotter.

Die tektonischen Vorgänge hatten sowohl das Eisenstädter- als auch das Mattersburger Becken und die Gegend um Sopron bis zu 2000m tief abgesenkt. Diese Vorgänge, die nach der Sedimentation der Karpatenschotter erfolgten, spielten sich im wesentlichen zu Beginn des Badenien ab. Heute weiß man, daß, ähnlich wie im Wiener Becken, gewaltige Bruchlinien angelegt wurden. Bruchlinien, allerdings älteren Datums, wurden auch schon im Untermiozän angelegt. Diese betreffen hauptsächlich die kristallinen Anteile, sowohl das Rosalien-, als auch das Soproner Kristallin. Prinzipiell lassen sich in der Mattersburger Bucht die Bruchlinien in zwei Gruppen unterteilen: Untermiozäne bzw. früher(!) angelegte, sowie Mittel- (Ober)miozäne Bruchsysteme.

Erstere bewirkten nur in den Ottnangien-Karpatien-Sedimenten intensive Verstellungen oder Faltungen. D.h. nur die auf dem Kristallin liegenden Schichten (Süßwasserschichten, Auwaldschotter, Hochriegelschichten, Brennberger Blockschotter) wurden in die intensive Tektonik miteinbezogen.

Im Gegensatz dazu erfolgte im Mittelmiozän die Einsenkung an Brüchen und die beeinflusste sowohl die Badenien- als auch die Sarmatiensedimente. Diese Sedimente zeigen eine eigene Tektonik, die sich von jener, welche die ottnangischen bzw. die karpatischen Ablagerungen erfaßte, etwas unterscheidet. Während die mittelmiozänen Ablagerungen in der Mattersburger Bucht nach Norden, die der Landseer nach Süden einfallen, weisen die untermiozänen Sedimente ein nach Westen gerichtetes Einfallen auf. Dazu kann man generell sagen, daß die Sedimente ab dem Badenien aufwärts, deutlich weniger gestört sind als jene, die direkt dem Kristallin auflagern.

D.h., die beiden Beckenbereiche, nämlich die Mattersburger Bucht im Norden und die Landseer im Süden, sind ab dem Badenien voneinander getrennte Sedimentationsbereiche. Demnach wäre der Rücken, der die beiden Becken voneinander trennt, keine postsarmatische Aufwölbung, sondern stellt einen als Horst der Zentralalpen erhaltengebliebenen Rest dar, der außerdem eine intensive tektonische Zerstückelung aufweist.

Mit diesen tektonischen Verhältnissen im Brennberger Bereich befaßte sich M. VENDEL (1930, S. 22 ff.) ziemlich eingehend. Demnach hat ein Bruchsystem, mit annähernd Nord-Süd-gerichteter- und eines mit Ost-West-Streichrichtung, das Gebiet in Schollen aufgeteilt. Diese schachbrettartig angelegten Bruchlinien ergaben für das Brennberger Gebiet eine "besondere" Tektonik, die von M. VENDEL (1930, S. 24) als Sattelgraben (ähnlich einem militärischen Bocksattel) benannt wurde. Resümierend meint M. VENDEL, daß das Brennberger Kohlenrevier ein außerordentlich stark zusammengebrochenes Gebiet, mit grabenbruchartiger Lagerung der kohleführenden Schichten, darstellt. Mit dieser treffenden Erklärung charakterisiert der Autor die tektonischen Verhältnisse im Sieggrabener Bereich.

Im Zuge einer Neukartierung des Brennberger Gebietes durch P. KISHAZI & J. IVANCSICS (1977, 1985), wurden sechs Hauptverwerfungen mit N-S-Streichrichtung erkannt. W. PETRASCHECK (1925, S. 182) erwähnt ebenfalls ein N-S- bzw. E-W-gerichtetes Störungssystem. Die Verwerfungen sind stark geneigt und nur im Bergwerk nachgewiesen. D.h., daß die Störungen wohl das Kristallin und die untermiozäne Beckenfüllung erfaßten, nicht aber die mittelmiozänen Sedimente. Diese Auffassungen von PETRASCHECK und von KISHAZI et. al. sind, nur bedingt aufrecht zu erhalten.

Ein sehr wichtiger Bruch, bzw. Bruchsystem, ist im Ort Sieggraben selbst, sowie nördlich davon zu erkennen. Dieser Verwurf, der Nord-Süd streicht, scheint für den geologischen Werdegang dieses Gebietes von großer Bedeutung zu sein. Schon R. JANOSCHEK (1932, S. 113) erwähnt diesen Bruch und verfolgte ihn, beginnend vom Reisnergraben beim Holzstadel, über eine Strecke von 7km bis zur Oberger Mühle (= Mühlviertel S' von Sieggraben). Bei seinen Berechnungen kam er auf eine Sprunghöhe von mindestens 350m; d. h. der östliche Teil, mit den Hochriegelschichten und den Brennberger Blockschottern, ist um diesen Betrag gegenüber dem westlichen Kristallinteil abgesunken. Dieses Sieggrabener Bruchsystem findet seine Fortsetzungen auch in den Badeniensedimenten, wie man in einem Schotterabbau beim Bannmaisriegel deutlich sehen kann.

Schließlich ist noch die Bruchbegrenzung am West- bzw. Südwestrand zu erwähnen, von der man, außer in einer Sandgrube beim Campingplatz Forchtenstein, im Gelände nichts sehen kann. Dieser Randbruch ist bei Sauerbrunn Ursache für den Austritt der bekannten Heilquelle (H. KÜPPER, 1962). Die Streichrichtung dieses Bruches ist von Sauerbrunn bis südlich von Wiesen annähernd Nord-Süd. In weiterer Folge schwenkt er nach Südosten ein. Diese Hauptstörungslinie grenzt das Rosalienkristallin gegen die neogene Beckenfüllung ab. Seine Fortsetzung könne man sich im oberen Bereich des Dachsgrabens vorstellen. Dieser Bruch dürfte von Badien- bzw. Sarmatiensedimenten verdeckt werden, da ihn G. FUCHS (1962) ebenfalls nicht gefunden hat (freundl. mündl. Mitt. G. FUCHS (Geol. B.-A.).

Durch die von W. SEIBERL et. al. 1996 (vorliegender Bericht) durchgeführten geophysikalischen Untersuchungen der Mattersburger Bucht konnten diese Bruchrandstörungen ebenfalls verifiziert werden. Wie diese geophysikalischen Untersuchungen jedoch zeigten, werden die kristallinen Gesteine von den geringmächtigen Sedimenten des Badenien im Bereich des Reisenerkogels, des Marzauwaldes bzw. des Gruskogels überlagert. Das heißt, daß in dem Graben zwischen der Lokalität Stornpill und dem Reisenerkogel dieser Hauptbruch nach Osten umschwenkt, um nach ca. 1,5km die "gewohnte" Streichrichtung (NW-SE) wieder einzunehmen.

Das vermutlich untermiozäne Bruchsystem, welches das Kristallin des Brennberger-Soproner Gebietes schachbrettartig zerlegte, und das später reaktiviert wurde, bewirkte, daß

die Badeniensedimente (Aubach-Tal) "treppenförmig" lateral versetzt wurden. Dieses Bruchsystem, zu dem auch die Störung im Dachsgaben gehört, läßt sich auch an der Oberfläche verfolgen. Dieser Meinung widersprechen die Untersuchungen von P. KISHAZI et. al. (1977, S. 118), die die Ansicht vertreten, daß die in den Bergbauen genau eingemessenen Hauptverwerfungen meistens keine unmittelbare Verbindung mit den Geländereief aufweisen. Die Autoren gestehen aber ein, daß der Verlauf der Gräben und Wasserrinnen den vorherrschenden Bruchlinien entsprechen. Dazu wäre noch ergänzend zu sagen, daß das von ihnen untersuchte Gebiet im Bereich des Hohen Riegels-Angerwald und um Brennbergbanya (=nördlicher Teil der Landseer Bucht) liegt.

Erst ab der Oberen Lagenidenzone, also im höheren Unterbadeni, setzt die eigentliche Bildung der diversen Becken, wie Wiener-, Eisenstädter- und Mattersburger Becken, ein. An zum Teil gewaltigen, über lange Strecken, auch im Matterburger Becken verfolgbar, Bruchlinien beginnt das alpin-karpatische Deckengebäude abzusinken. Die in dieser Zeit angelegten Störungen verlaufen annähernd in WSW'-ENE' (bzw. SW'-NE') Richtung. Die wichtigste, mit relativer Sicherheit festgestellte Störung, schneidet die Zonen des Sarmatien von der Oberen Lagenidenzone normal zur Streichrichtung ab. Dieser Verwurf streicht, beginnend bei der Schreiner-mühle bis nach Mattersburg, wo er unter der Lößbedeckung verschwindet. Wenn man als Vergleich die Bildlineamentkarte von M.F. BUCHROITHNER (1984) heranzieht, dürfte dieser Bruch den Verlauf des Wulkabaches kennzeichnen, und in weiterer Folge den Beckenrandbruch am Südostfuß des Leithagebirges darstellen. Eine weitere Bruchlinie die ebenfalls SW-NE-Streichen aufweist, dürfte im Marzerbachtal und durch die Ortschaft Marz selbst verlaufen. Diese Störung ist unter anderem, verantwortlich für die scharfe Abtrennung der Buliminen-Bolivinen Zone gegen die Sandschalerzone.

Störungslinien, die im Bereich südöstlich von Walbersdorf sowie im Schattendorfer Wald angetroffen wurden, konnten nur durch eine intensive Handbohr-tätigkeit nachgewiesen werden. So trennen zwei annähernd parallel verlaufende Störungen die komplette Sarmatienschichtfolge von der Buliminen- Bolivinen Zone ab. Eine weitere Bruchlinie schneidet das Obersarmatien von den Badeni- bzw. den Unter- und Mittelsarmatiensedimenten ab. Diese befindet sich in einem fast geradlinig verlaufenden Graben, welcher sich östlich von Walbersdorf in NNW-SSE Richtung erstreckt. Zur selben Kategorie von Brüchen ist jener zu zählen, der ebenfalls annähernd N-S verläuft und wiederum die Obersarmatiensedimente von der Buliminen-Bolivinen Zone abschneidet. Bei diesen zuletzt angeführten Brüchen dürfte es sich demnach um sehr junge Störungen handeln. Auf jeden Fall haben sie ein postsarmatisches Alter.

B.4 LITERATUR

- BUCHROITHNER, M. F.: Karte der Landsat Bildlineamente von Österreich, 1 : 50.000.- Wien (Geol. B.-A.) 1984.
- CHAHIDA, M.: Das Tertiär im Westteil der Ödenburger Pforte (Burgenland).- Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 121 S., 11 Abb., 2 Tab., 5 Beil.-Taf., Wien 1970.
- DRAGANITS, E.: Kristallingeologische Neubearbeitung des südlichen Ödenburger Gebirges, Burgenland (Österreich).- Unveröff. Dipl. Nat. Wiss. Fak. Univ. Wien, 151 S., 69 Abb., 9 Tab., 1 Beil., Wien 1996.
- FINK, J.: Das Quartär zwischen Wiener Neustädter Pforte und Rechnitzer Schieferinsel.- In: KÜPPER, H. (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg Deutschkreuz, 36-48, 2 Taf., 1 Kt., Wien (Geol. B.-A.) 1957.
- FINK, J.: Paleomagnetic Research in the north-eastern foothills of the Alps and in the Vienna Basin.- Acta. Geol. Acad. Sci. Hung., 22 , 111 - 124, 7 Abb., Budapest 1979.
- FUCHS, R. & SCHREIBER, O.: Das Pannonien im östlichen Burgenland (Seewinkel).- In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.F. (Hrsg.): M 6 Pannonien (Slavonien und Serbien), 68-72, 2 Abb., Budapest (Akademiai Kiado) 1985.
- FUCHS, G.: Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge (Nö-Bgld).- Jb. Geol. B.-A., 105 , 19 - 37, Wien 1962.
- FUCHS, W.: Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland).- Jb. Geol. B.-A., 108 , 155 - 194, 3 Abb., 2 Taf., Wien 1965.
- FUCHS, W.: Das inneralpine Tertiär.- In: R. OBERHAUSER (Hrsg.) Der Geologische Aufbau Österreichs, 452 - 483, 5 Abb., Wien - New York (Springer) 1980.
- HOERNES, R.: Die vorpontische Erosion.- Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math. - naturwiss. Kl., Abt. I, 109 , 811 - 859, 5 Abb., 2 Tab., Wien 1900.
- HOERNES, R.: Sarmatische Conchylien aus dem ödenburger Comitatus.- Jb. Geol. B.-A., 57 - 94, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1897.
- JANOSCHEK, R.: Zur Geologie der Brennberger Hügellandes.- Anz. Akad. Wiss. Wien, math.- naturwiss. Kl., 69 , 2 - 4, Wien 1932.
- JANOSCHEK, R.: Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär (mittleres Burgenland).- Mitt. Geol. Ges. Wien, 24 (1931), 38 - 133, 1 Abb., 1 Kt., Wien 1931.
- JIRICEK, R.: Die Ostracoden des Pannonien.- In: PAPP, A. JAMBOR, A. & STEININGER, F. F. (Hrsg.): M 6 Pannonien (Slavonien und Serbien), 378-408, 8 Taf., 1 Tab., Budapest (Akademiai Kiado) 1985.

KISHAZI, P. & IVANSCICS, J.: Rekonstruktion der geologisch - lagerstättenkundlichen Verhältnisse des Braunkohlenbeckens von Brennberg.- Mitt. ungar. Forsch. Inst. Bergbau, 20 , 103 - 108, 3 Abb., Budapest 1977.

KISHAZI, P. & IVANSCICS, J.: Genetic petrology of the Sopron crystalline schist sequence.- Acta Geologica Hungarica, 28 (3-4), 191 - 213. Budapest 1985.

KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg - Deutschkreuz.- Geol. B.- A., 1 : 50.000, 67 S., 12 Taf., Wien 1957.

KÜPPER, H.: Geologie der Heilquelle Sauerbrunn, Burgenland.- Jb. Geol. B.-A., 105, 39 - 47, 2 Taf., 1 Abb., Wien 1962.

NEBERT, K. et. al.: Zur Geologie der neogenen Lignitvorkommen entlang des Nordostsporns der Zentralalpen (Mittelburgenland).- Jb. Geol. B.-A., 123 , 39 - 112, 27 Abb., 12 Tab., 4 Taf., wien 1980.

PAHR, A.: Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostspornes der Zentralalpen.- Verh. Geol. B.-A., 23 - 33, Wien 1977.

PAHR, A.: Das Rosalien- und Leithagebirge, sowie die Hainburger Berge.- In: R. OBERHAUSER (Red.) Der geologische Aufbau Österreichs, 326 - 332, 1 Abb., Wien (Springer) 1980.

PAPP, A.: Das Pannon des Wiener Beckens.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 39-41 (1946-1948), 99- 193, 7 Abb., 4 Tab., Wien 1951.

PAPP, A.: Morphologisch-genetische Studien an Mollusken des Sarmats von Wiesen (Burgenland).- Wiss. Arb. Bgld., 22 , 39 S., 11 Abb., Eisenstadt 1958.

PASCHER, G.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 107 Mattersburg.- Jb. Geol. B.-A., 129 , 422 - 423, Wien 1986.

PASCHER, G.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 107 Mattersburg.- Jb. Geol. B.-A., 130 , 309 - 311, Wien 1987.

PASCHER, G.: Das Neogen der Mattersburger Bucht (Burgenland).-Dissertation, Wien 1988.

PETRASCHECK, W. E.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten I und II.- 484 S., 295 Abb., zahlr. Tab., 20 Taf., Wien (Verl. f. Fachlit.) - Kattowitz 1922/1925 und 1926/1929.

RÖGL, F. & C. MÜLLER: Das Mittelmiozän und die Baden-Sarmat Grenze in Walbersdorf (Burgenland).- Ann. Nat. Mus. Wien, 80 , 221 - 232, 1 Abb., 2 Tab., Wien 1976.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Bd. 1, 766 S., 200 Abb., 25 Tab. Wien (Deuticke) 1977.

VENDEL, M.: Geologische Karte der Umgebung von Sopron, 1 : 25.000.- Sopron 1928.

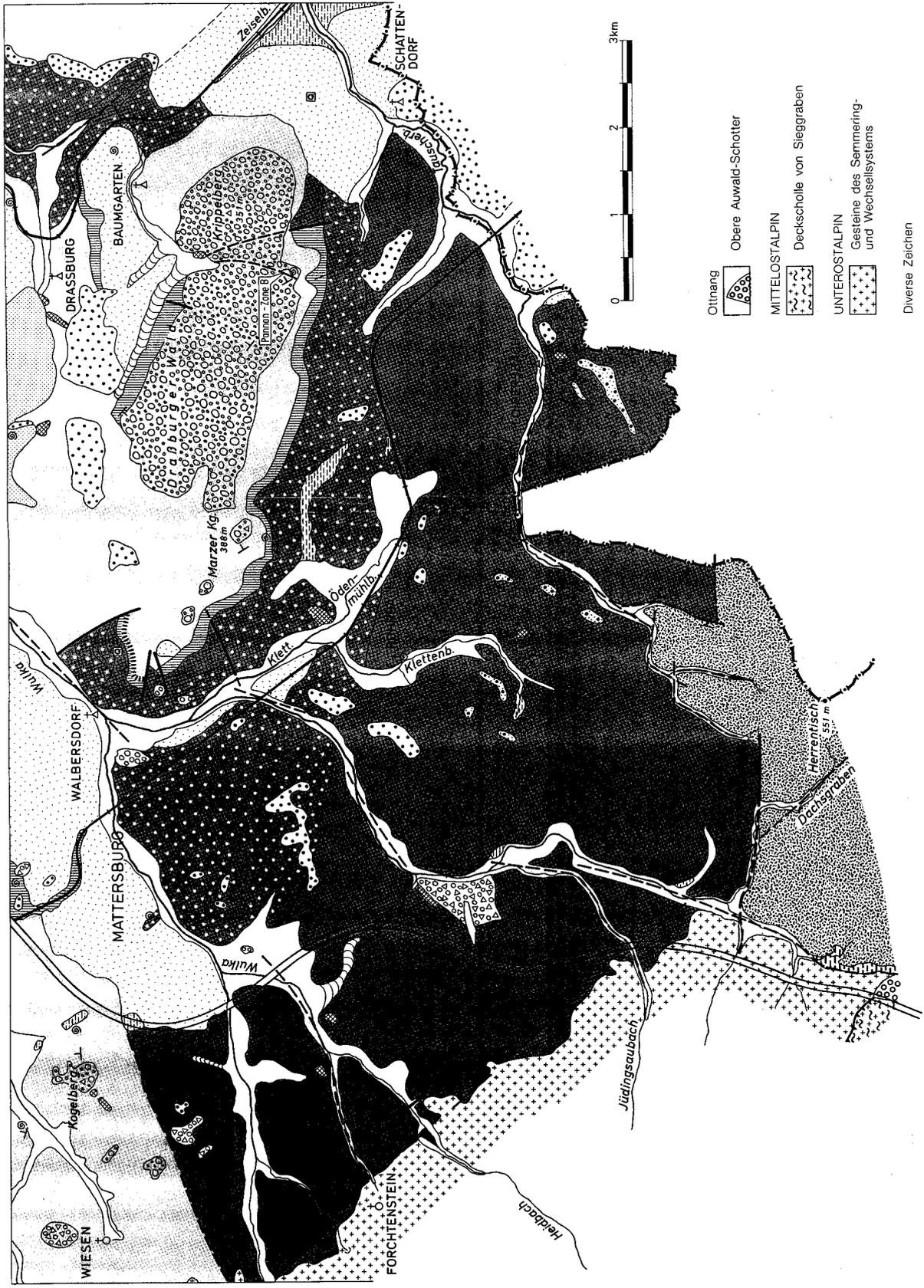
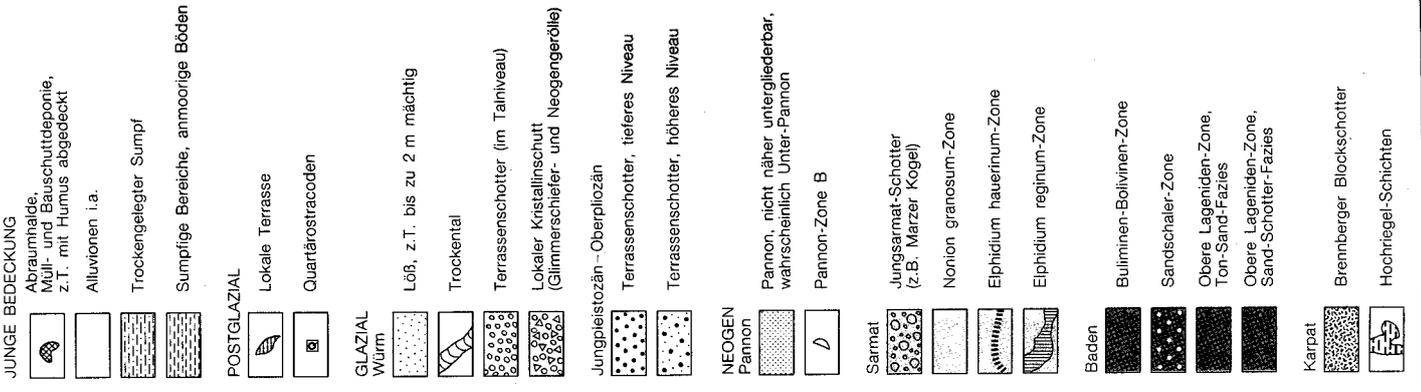
VENDEL, M.: Die Geologie der Umgebung von Sopron. I. Teil: Die kristallinen Schiefer.- Mitt. Berg.-hüttenm. Abt. Hochsch. Berg.- Forstwesen, 1 , 225 - 291, 1 geol. Kte. 1 : 50.000, Sopron 1929.

VENDEL, M.: Die Geologie der Umgebung von Sopron. II. Teil: Die Sedimentgesteine des Neogen und des Quartär.- Erdeszeti Kiserletek, 32 , 157 - 236, 355 - 437, 23 Abb., 2 Taf., Sopron 1930.

VENDEL, M.: Die Geologie der Umgebung von Sopron. II. Teil: Daten zur Geologie von Brennberg und Sopron.- Mitt. Berg.- hüttenm. Abt. Hochsch. Berg.- Forstwesen), 5 , 386-412, 1 Profil, Sopron 1933.

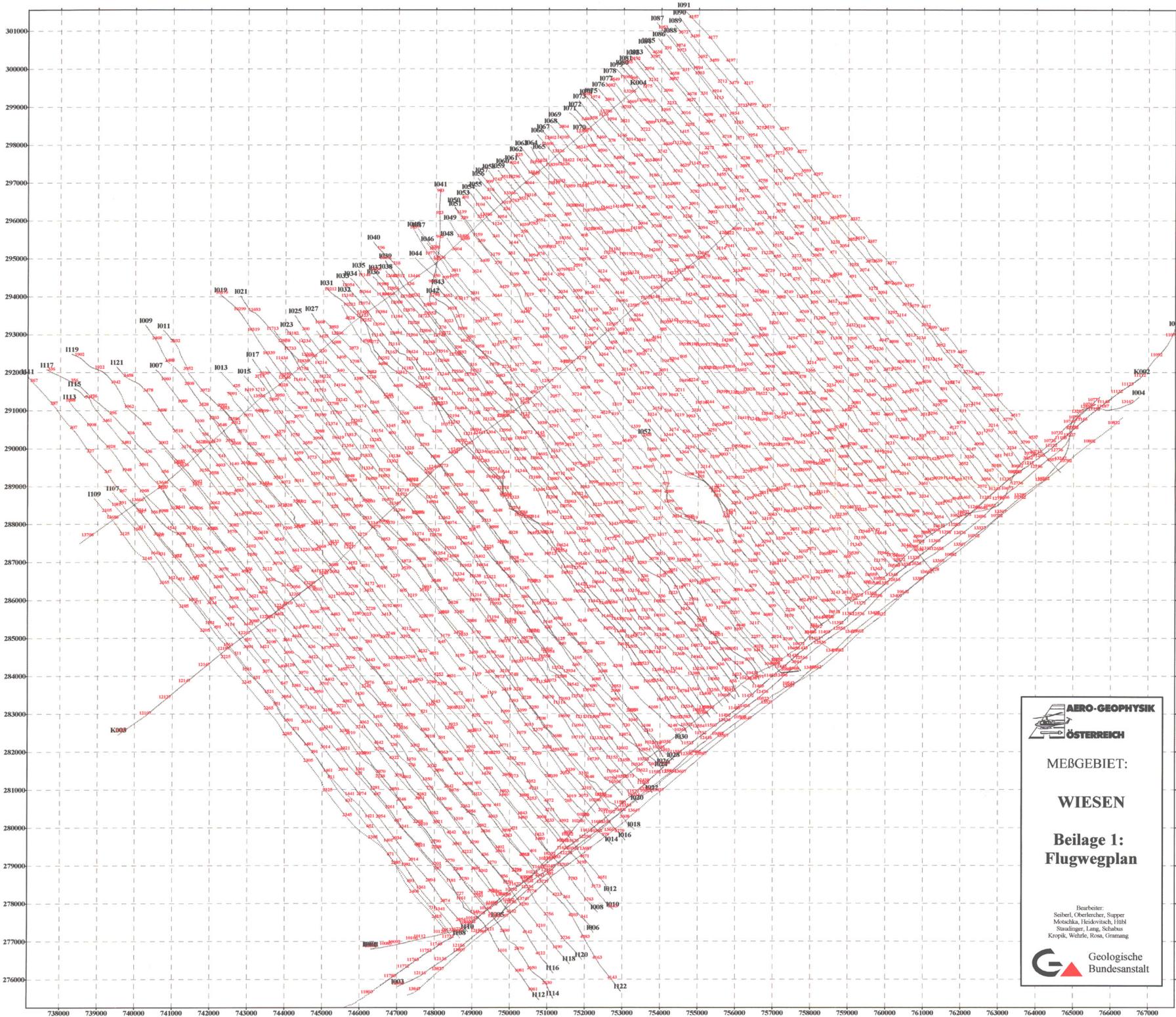
VENDEL, M.: Skizze des geologischen Aubaues der Stadt Sopron und ihrer Umgebung (W-Ungarn).- 28 S., 1 Tab., 1 Kt., Budapest (MAFI) 1973.

ZSUTTY, G.: Stratigraphische Studien im Neogen der Mattersburger Bucht.- Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 138 Bl., 2 Tab., 8 Abb., 9 Taf., 1 geol. Kt., 1 Probenkt., Wien 1963.



Das Neogen der Mattersburger Bucht

Günther PASCHER (1988)



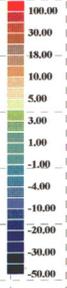
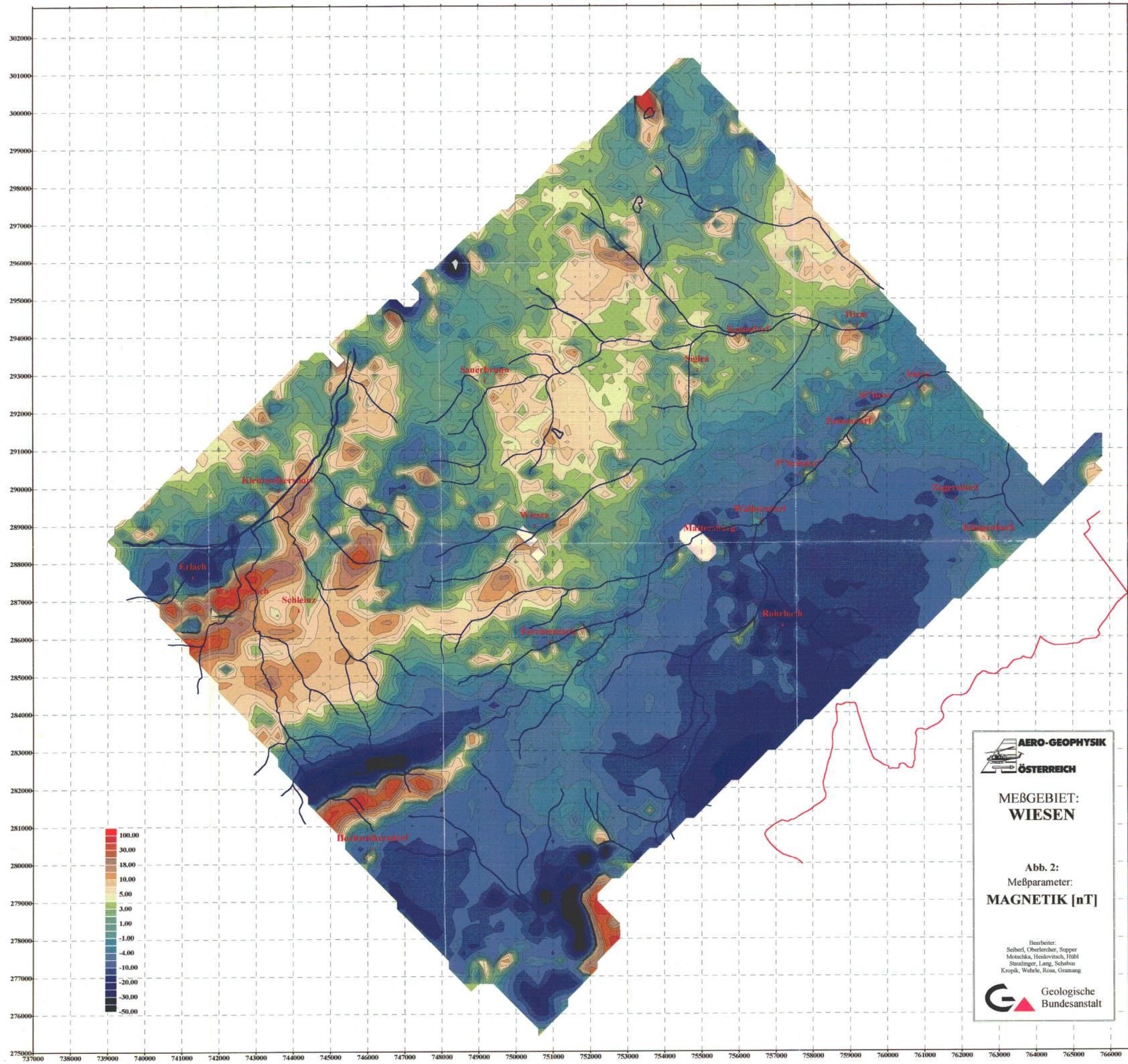
MEßGEBIET:

WIESEN

**Beilage 1:
Flugwegplan**

Bearbeiter:
Seiberl, Oberlischer, Supper,
Metzschka, Fendwitsch, Föhl,
Sinnlinger, Lang, Schabus,
Kropik, Weirle, Koss, Gramma





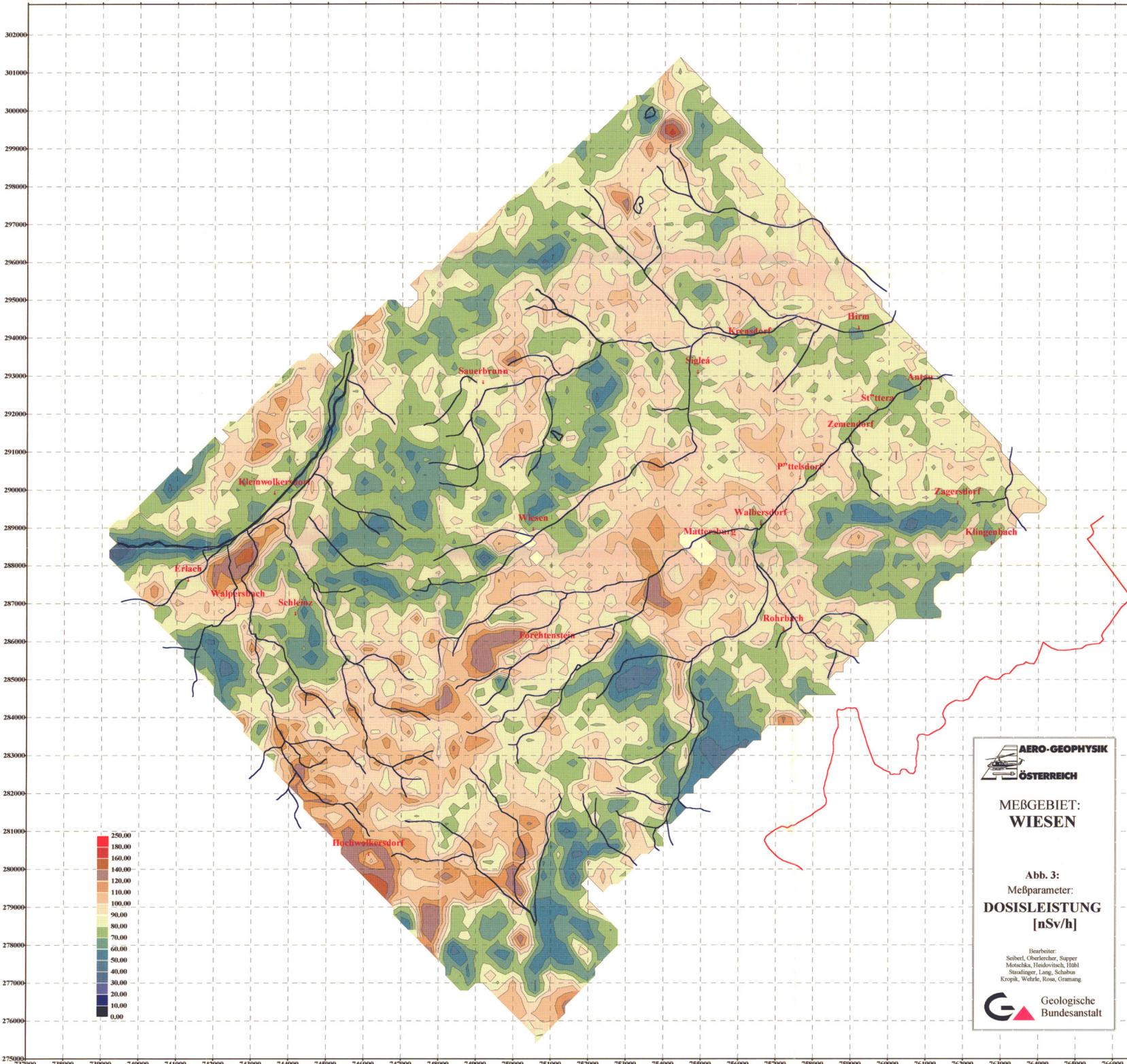

**AERO-GEOPHYSIK
ÖSTERREICH**

**MEßGEBIET:
WIESEN**

**Abb. 2:
Meßparameter:
MAGNETIK [nT]**

Bearbeiter:
Seiberl, Oberbacher, Stupper,
Metzka, Hendovtich, Hübl,
Staudinger, Lang, Schabus,
Kreppel, Wehler, Koss, Grunwald


**Geologische
Bundesanstalt**

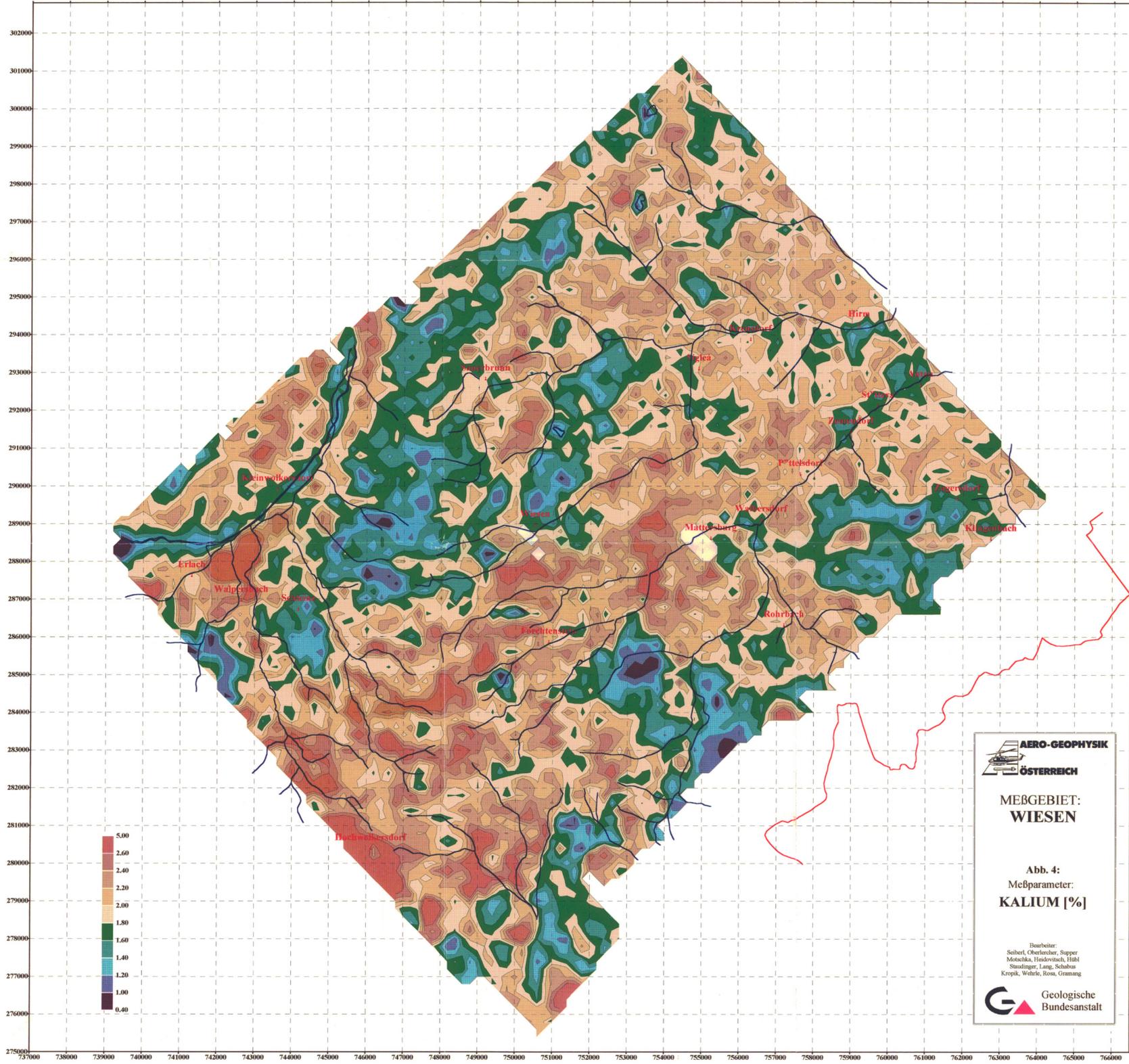


MEßGEBIET:
WIESEN

Abb. 3:
Meßparameter:
DOSISLEISTUNG
[nSv/h]

Bearbeiter:
Seiberl, Oberlecher, Supper
Motuschna, Heindoritsch, Hubl
Staudinger, Lang, Schabus
Kropf, Wehrle, Ross, Gramang



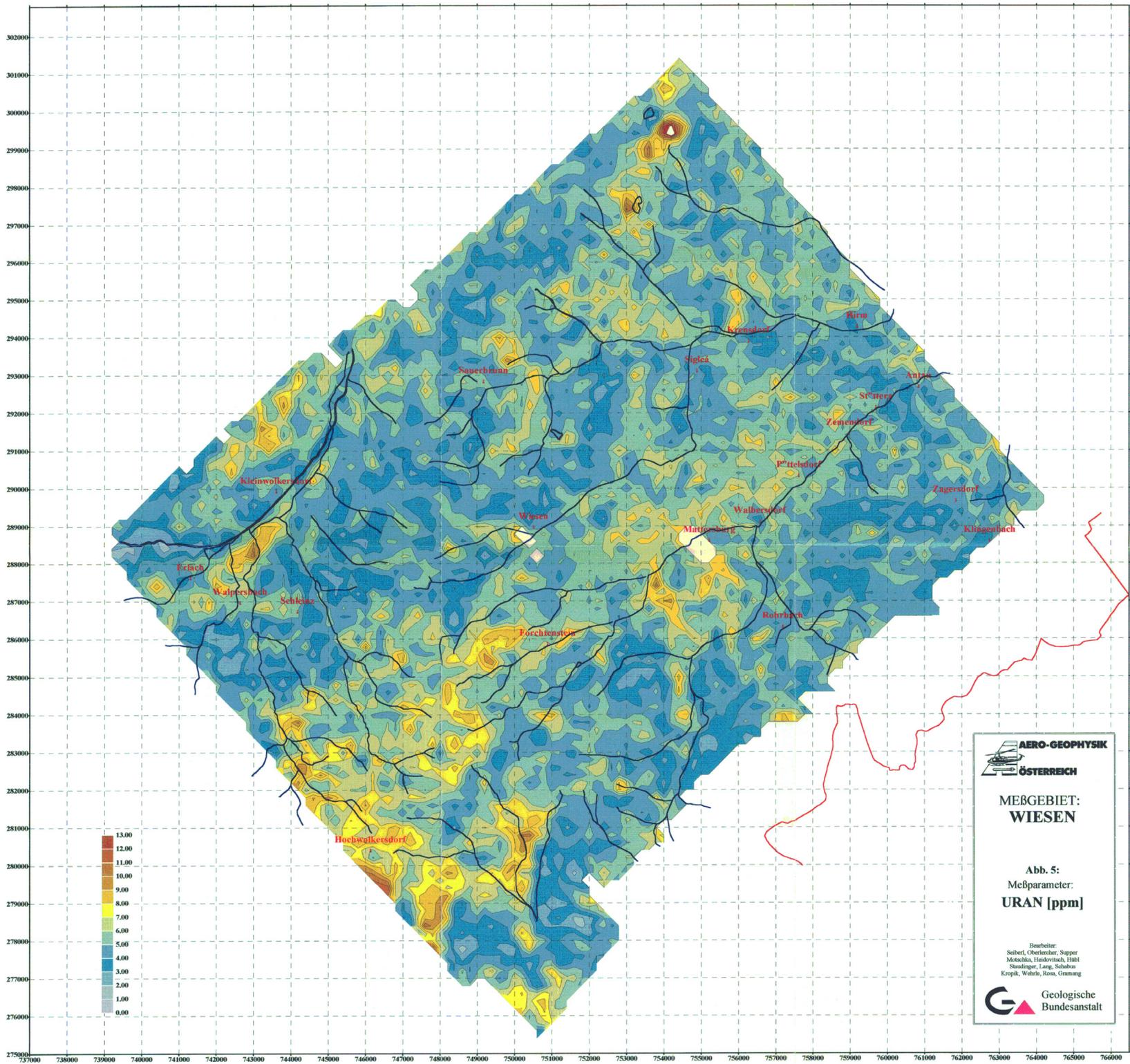


MEßGEBIET:
WIESEN

Abb. 4:
Meßparameter:
KALIUM [%]

Bearbeiter:
Seiberl, Oberhuber, Supper,
Motschka, Hendlwitsch, Haid,
Staudinger, Lang, Schabus,
Kropik, Wehrle, Rosa, Gramang





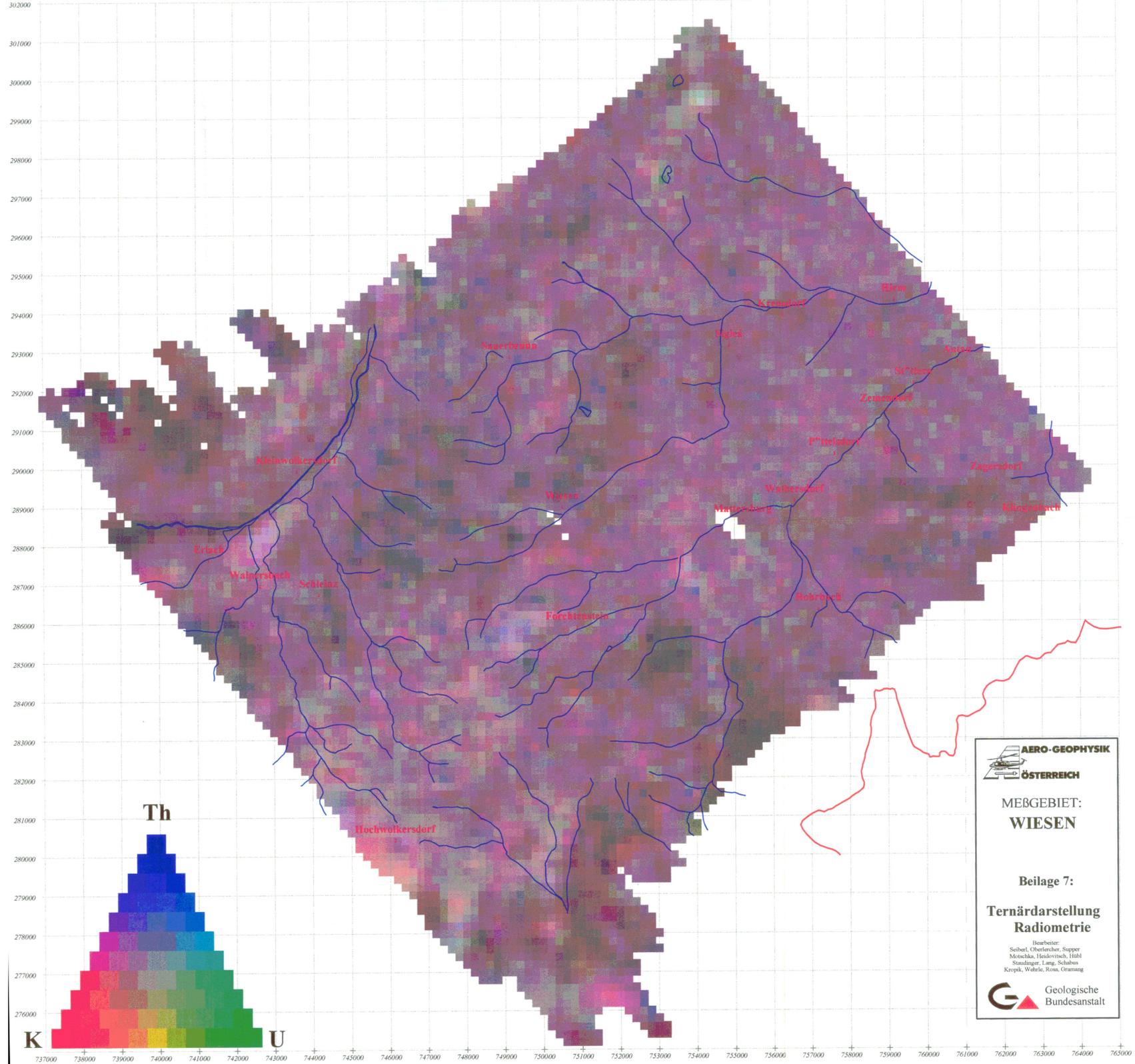
AERO-GEOPHYSIK
ÖSTERREICH

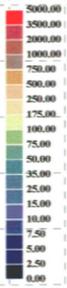
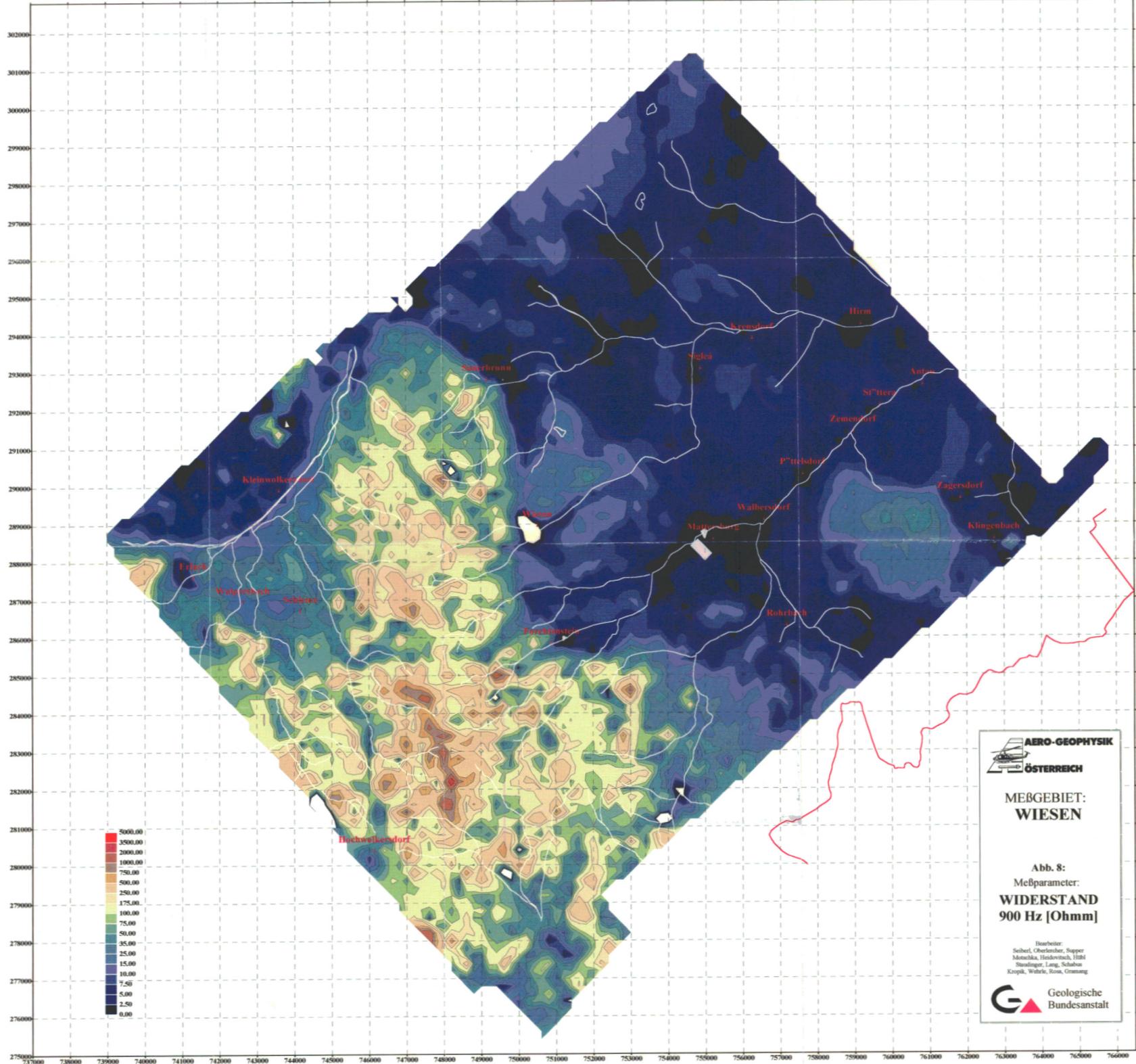
MEßGEBIET:
WIESEN

Abb. 5:
 Meßparameter:
URAN [ppm]

Bearbeiter:
 Seiberl, Oberlecher, Supper,
 Monechka, Haidvöthrich, Hirtl,
 Staudinger, Lang, Schabus,
 Kropik, Wehrle, Ross, Gramang

G Geologische
 Bundesanstalt



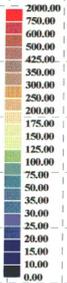
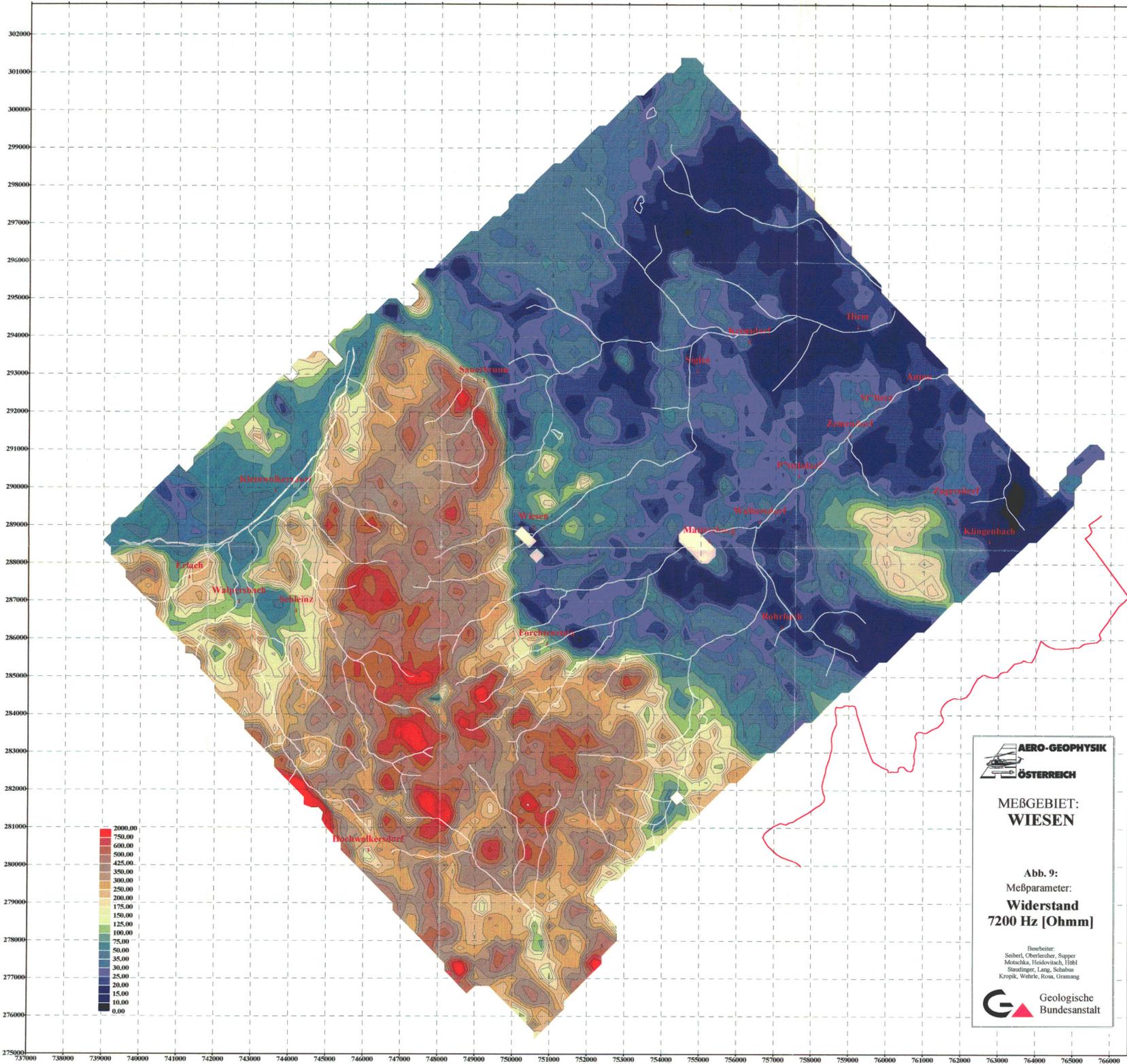


MEßGEBIET:
WIESEN

Abb. 8:
Meßparameter:
WIDERSTAND
900 Hz [Ohm]

Bearbeiter:
Schöberl, Oberleitner, Supper
Metschka, Hodosvitsch, Hüb
Staudinger, Lang, Schabus
Kropik, Wehrle, Ross, Grommig



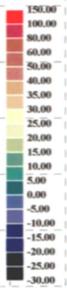
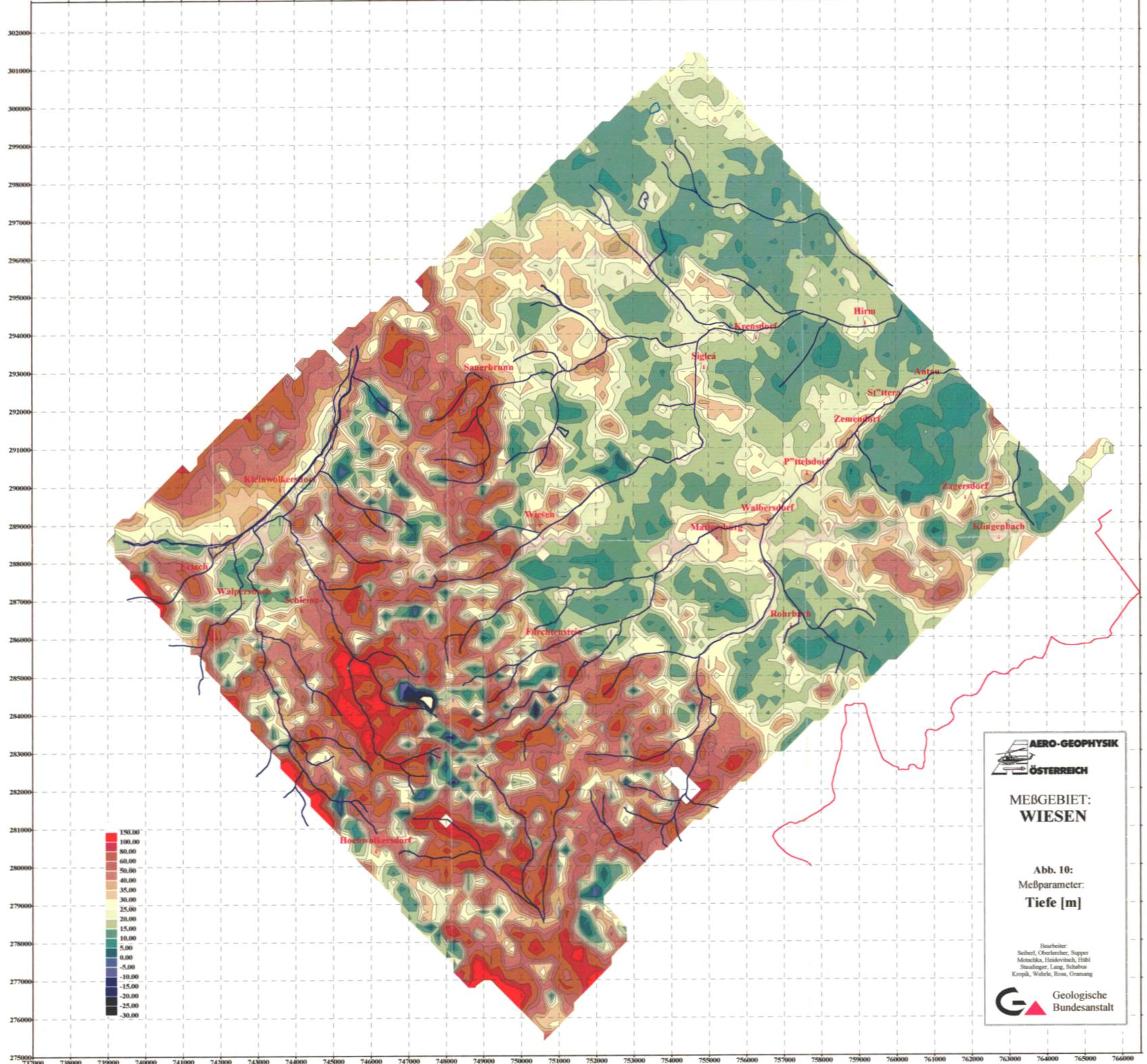


MEßGEBIET:
WIESEN

Abb. 9:
Meßparameter:
**Widerstand
7200 Hz [Ohmm]**

Bearbeiter:
Seibel, Oberbacher, Supper
Motschka, Heidwitsch, Höbl
Staudinger, Lang, Schabus
Kropf, Wehrle, Ross, Grommig





AERO-GEOPHYSIK
ÖSTERREICH

MEßGEBIET:
WIESEN

Abb. 10:
Meßparameter:
Tiefe [m]

Bearbeiter:
 Seiberl, Oberleitner, Supper,
 Mutschke, Hockwiesner, Hübli,
 Staudinger, Lang, Schabus,
 Kropf, Wehrle, Ross, Gramma

Geologische Bundesanstalt