

AERO-GEOPHYSIK
ÖSTERREICH

Aerogeophysikalische Vermessung

von Teilen des

**WESTLICHEN
MÜHLVIERTELS**

Nord & Süd

1. Eingangsdatum 1987-04-02	2. Berichtsart Forschungsbericht	3. ARCHIV - Nr. A 06487
4. Titel des Berichtes Aerogeophysikalische Vermessung von Teilen des westlichen Mühlviertels Nord & Süd.	5. Standort TEXT R	KARTE/BEIL.
6. Ordnungszahl	7. A.Z.	
11. Verfasser Seiberl, Wolfgang Heinz, Herbert	8. VERTRAULICHKEIT : 3	9. Abschlußdatum Wien, 1986-12
12. Durchführende Institution (Name , Anschrift) Österreichische Akademie der Wissenschaften Geol... Bundes... FA Geophys...	13. Ber.-Nr./Auftraggeber	10. Veröffentlichungsdatum
17. Fördernde Institution (Name , Anschrift) Österreichische Akademie der Wissenschaften	14. Projekt - Code 0-C-001b/83	15. Seitenzahlen 41
20. Projekttitel Aerogeophysik Österreich	16. Literaturangaben	18. Abbildungen 11
23. Vorgelegt bei (Titel , Ort , Datum) ÖK - Bl. - Nr. 13;14;30;31;	19. Tabellen	21. Beilagen 9
Schlagwörter Mühlviertel; Aerogeophysik; Sauerwald; Kontaktzonen 3 2 1 2 4 3 1	22. Tafeln	

Sachbearbeiter Hö	B G L Ö	G E O K A R T 69	Sicherheitsfilm M 1126-E
Kopie an Redaktion	Katalog	Mikrofilm W	

AEROGEOPHYSIKALISCHE VERMESSUNG

von Teilen des

WESTLICHEN MÜHLVIERTELS

Nord & Süd

Auftragsforschungsprojekt OC-1b/83

von
Wolfgang Seiberl
und
Herbert Heinz

Wien, Dezember 1986

Österreichische Akademie der Wissenschaften

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	1
1. Projektziel und Ablauf des Projekts	2
2. Planung und Durchführung der Vermessung	3
2.1. Meßausrüstung	3
2.2. Fluglinien	4
2.3. Durchführung der Messungen	4
2.4. Personal	6
3. Datenverarbeitung und Kartenherstellung	8
3.1. Aufgabe der ADV	8
3.2. Datenkontrolle	10
3.3. Flugwegdaten	10
3.4. Elektromagnetische Messungen	10
3.5. Kartierung der anomalen magnetischen Totalintensität (ΔT)	12
3.6. Radiometrische Kartierung	13
3.6.1. Die Quellen der natürlichen Gammastrahlung	13
3.6.2. Korrekturen der Meßdaten	14
3.6.3. Herstellung der Isolinienpläne	16
4. Geologie des Meßgebietes; Anlage 9	17
5. Ergebnisse	21
5.1. Widerstandskartierung; Anlage 2	21
5.2. Isoanomalien der Totalintensität ΔT ; Anlage 3	22
5.3. Gammastrahlenspektrometrie	22
5.3.1. Gesamtstrahlung (Total count); Anlage 4	22
5.3.2 Kalium (K^{40}); Anlage 5	23
5.3.3. Uran (Bi^{214}); Anlage 6	23
5.3.4. Thorium (Tl^{208}); Anlage 7	24
5.3.5. U/Th - Verhältnis; Anlage 8	24
6. Empfehlungen	25
7. Literatur	26
8. Verzeichnis der Anlagen	27
9. Anhang	28
A. Einfluß der Hangneigung auf elektromagnetische Messungen aus der Luft	28
B. Einfluß der Topographie auf die Anomalien der magnetischen Totalintensität (ΔT)	38

Zusammenfassung

Die attraktivsten Ergebnisse aus dem Meßgebiet sind die nun schon (aus ähnlichen Bereichen) bekannten Phänomene untereinander gekoppelter Leitfähigkeits-, magnetischer und radiometrischer Anomalien in der Umgebung von Kontaktzonen. Dies gilt hier vor allem für die Kontakte Feinkorngranite zu Grobkongneisen, untergeordnet auch für solche zwischen Weinsberger Graniten und ihrem Nebengestein (Hybridzonen). Auch die Diorite erscheinen von lagerstättenkundlichem Interesse.

Hohe Thoriumzählraten in den Perlgneisen südlich der Donau bedürfen weiterer Untersuchungen.

1. Projektziel und Ablauf des Projekts

Als Ergebnis einer hubschraubergeophysikalischen Befliegung durch die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover) im grenznahen Bereich zu Österreich konnte bei Wildenranna (Bayern) ein lagerstättenkundlich interessanter Graphitzug aufgefunden werden, der bis auf ca. einen Kilometer an die österreichische Staatsgrenze heranstreicht. Es wurde daher als Projektziel definiert, daß vor allem mit elektromagnetischen Messungen vom Hubschrauber aus eine mögliche Fortsetzung des erwähnten Graphitzuges auf österreichisches Staatsgebiet festgestellt werden sollte.

Ursprünglich sollten die Meßflüge im Mühlviertel (siehe Abb.1) im Sommer 1983 durchgeführt werden. Durch die verspätete Gerätebestellung sowie der verspäteten Bereitstellung des Meßhubschraubers trat eine erhebliche Verzögerung bei der Projektabwicklung ein. Daher war es erst nach Einschulung der Projektmitarbeiter möglich, das Projektgebiet im Herbst 1984 zu befliegen. Dabei wurde ein Feldflughafen bei Rohrbach eingerichtet.

Eine weitere Verzögerung in der Projektabwicklung trat dadurch auf, daß ein vollkommen neues Softwarepaket zur Auswertung und Darstellung der Meßdaten zu entwickeln war. Zusätzlich mußte während dieser Arbeiten wegen diverser Hardwareprobleme an der Rechenanlage der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik auf jene des interuniversitären Rechenzentrums gewechselt werden.

Mit der Herstellung erster Ergebniskarten konnte im Frühjahr 1986 begonnen werden. Die Fertigstellung letzterer wurde im Herbst 1986 abgeschlossen.



Abb.1: Lage des Meßgebietes in Österreich

2. Planung und Durchführung der Vermessung

2.1. Meßausrüstung

Die aerogeophysikalischen Messungen wurden mit einem Hubschrauber des Bundesheeres vom Typ Augusta-Bell 212 (mit Doppelturbine), Kennzeichen 5D-HU, durchgeführt.

Die Meßausrüstung hat folgende Komponenten:

- 1) Ein elektromagnetisches Mehrfachspulensystem vom Typ DIGHEM-II. Das System induziert elektrische Ströme im Untergrund, deren Magnetfeld (= sekundäres Feld) gemessen wird. Die beiden Sender (mit vertikaler bzw. horizontaler Spulenachse) arbeiten mit zwei unterschiedlichen Frequenzen, 900 Hz (T1R1) und 3600 Hz (T2R2). Das sekundäre Magnetfeld wird mit zwei Empfangsspulen aufgenommen, die die gleiche Lage wie die Sendespulen haben ("maximale Kopplung") und 7,98m von diesen entfernt sind. Sender und Empfänger sind in einer etwa 10m langen Flugsonde ("bird") untergebracht, die an einem 30m 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 4 Meßdaten pro Sekunde, es fallen also 16 Meßdaten pro Sekunde für das Elektromagnetiksystem an.
- 2) Ein Gammastrahlenspektrometer (Geometrics GR-800B) mit zwei Natrium-Jodid Kristallen mit einem Gesamtvolumen von 33,6 l. Dieses Gerät mißt die Intensität der Gammastrahlung in 256 Energiekanälen, wobei derzeit nur 5 Energiesummenbereiche, nämlich für die Gesamtstrahlung (0,4–3,0 MeV), für Uran-weit (1,041 – 1,207 MeV, 1,66 – 2,41 MeV), Kalium (K^{40} ; 1,36 – 1,56 MeV), Uran (Bi^{214} ; 1,67 – 1,87 MeV) und Thorium (Tl^{208} ; 2,42 – 2,83 MeV), digital auf Magnetband aufgezeichnet werden. Die Integrationszeit beträgt 1 Sekunde für alle Energiesummenbereiche.
- 3) Ein Protonen-Präzessions-Magnetometer vom Typ Geometrics G-801/3. Es mißt die Totalintensität des erdmagnetischen Feldes mit einer Anzeigegenauigkeit von $\frac{1}{2}$ nT. Die Meßrate beträgt 1 Meßwert pro Sekunde. Der Sensor hängt an einem Kabel etwa 20m unter dem Hubschrauber.
- 4) Zur Messung der Flughöhe über Grund dient ein Radarhöhenmesser Sperry AA-220.
- 5) Der Flugweg wird auf einer Breite von $\pm 100\text{m}$ durch eine Flugwegkamera (Autamax GS 2) auf 35mm-Film aufgezeichnet.
- 6) Ein Magnetbandgerät (Kennedy 9800) registriert Signale von 16 Kanälen in digitaler Form. Ein Sechs- und ein Zweikanal-Analogschreiber dienen v.a. als Monitor für die geophysikalischen Meßwerte. Zusätzlich können die digital registrierten Daten mit Hilfe eines Mikrorechners (Modell G-715) während der Aufzeichnung auf einem Bildschirm kontrolliert werden.
- 7) Eine Dopplernavigationsanlage (System LDNS der Firma Singer-Kearfott, USA) stellt durch ihre Flugweganzeige eine wesentliche Unterstützung für die Meßflugdurchführung dar. Weiters können mit diesem Gerät die Flugwegkoordinaten (im UTM-System) unmittelbar auf einem Magnetband aufgezeichnet werden.

- 8) Das ganze Meßsystem wird von einem Datenerfassungssystem vom Typ Geometrics G-714 gesteuert.

Der Datenfluß des Hubschrauber-Meßsystems ist in Abb. 2 vereinfacht dargestellt.

2.2. Fluglinien

Flugrichtung: Folgende Richtung wurde für die Fluglinien gewählt:

Meßprofile ...	$20^{\circ} \rightarrow 200^{\circ}$
	$40^{\circ} \rightarrow 220^{\circ}$
Kontrollprofile ...	$130^{\circ} \rightarrow 310^{\circ}$

Für die später folgende Datenverarbeitung wurden vier Kontrollprofile vermessen, die die Meßprofile möglichst im rechten Winkel schneiden sollten.

Abstand: Der Soll-Abstand der Meßprofile beträgt 200m.

Flugprofilkennung: Die Fluglinien haben eine achtstellige alphanumerische Bezeichnung, worin eine zweistellige Buchstabenkennung für das Meßgebiet beinhaltet ist.

2.3. Durchführung der Messungen

Navigationsunterlagen: Als Navigationsunterlage diente die Österreichische Karte im Maßstab 1:50.000, auf der die Sollagen der Meßprofile eingetragen wurden.

Kontrolle der Geräte: Vor jedem Meßflug wurde eine Eichung des Gammastrahlenspektrometers sowohl mit einer Cäsium- (Cs^{137}) als auch mit einer Thoriumquelle (Tl^{208}) durchgeführt. Bei der ersten Eichung wird die Trennung der einzelnen Kanäle abgestimmt (siehe Abb. 3), während beim zweiten Eichvorgang 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: Wegen der relativ schwierigen topographischen Verhältnisse im Raum "Westliches Mühlviertel" stellte die Befliegung des Projektgebietes erhebliche Anforderungen sowohl an das Hubschrauberpersonal als auch an das eingesetzte Gerät. Während der Messungen auf den Profilen wurde eine Sollflughöhe des Hubschraubers von 80m angestrebt. Das entspricht folgenden Meßhöhen über Grund für die Sensoren der geophysikalischen Geräte:

— EM-Sonde:	50m
— Magnetometer-Sonde:	60m
— Detektoren des Gammastrahlenspektrometers:	80m

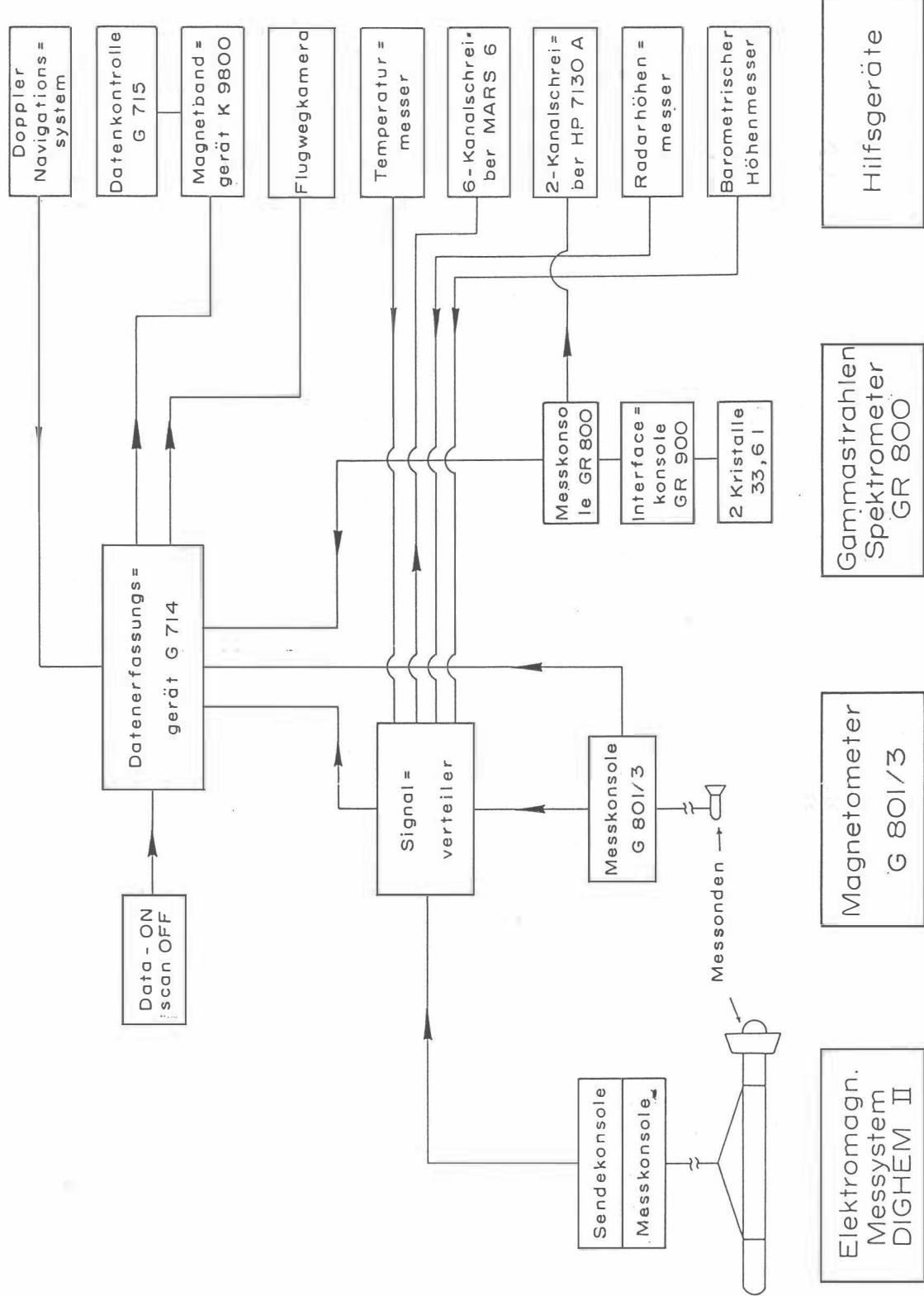


Abb.2: Datenfluß des Hubschrauber-Meßsystems

Bei der Morphologie des Meßgebietes war es nur selten möglich, diese Sollflughöhe einzuhalten.

halten.

Die Fluggeschwindigkeit betrug über leicht welligem Gelände ca. 125 km/h, an steileren Hängen entsprechend weniger. Die durchschnittliche Meßflugdauer lag bei etwa $1\frac{1}{2}$ h (inkl. An- und Abflug zum und vom Meßgebiet).

In den Wenden zwischen den Meßprofilen ist es notwendig, die Flughöhen für jeweils ca. 1 min auf etwa 350m zu erhöhen. 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.

Insgesamt wurden 19 Meßflüge absolviert, wobei ein sogenannter "Steigflug", bei dem die Höhenabhängigkeit der Gammastrahlenenergie im Meßgebiet bestimmt wird, beinhaltet ist.

2.4. Personal

Bei der Durchführung der aerogeophysikalischen Arbeiten im Raum Weitra waren folgende Personen beteiligt:

Geologische Bundesanstalt/Universität Wien:

Univ.Prof. Dr.Wolfgang Seiberl

Geologische Bundesanstalt:

Dr.Herbert Heinz

Franz Strauß

Österreichische Akademie der Wissenschaften:

Dr.Udo Strauß

Norbert Blaumoser

Horst Eichberger

Michael Herdy

Robert Köhazy

Maria Loibnegger

Erwin Scharrer

Bundesministerium für Landesverteidigung:

Dieter Hirschmann

Peter Lang

Harald Rosa

Robert Staudinger

Rainer Wehrle

Harald Gramang

Oskar Schabus

Die administrative Abwicklung des Projekts erfolgte durch die Österreichische Akademie der Wissenschaften und die Geologische Bundesanstalt.

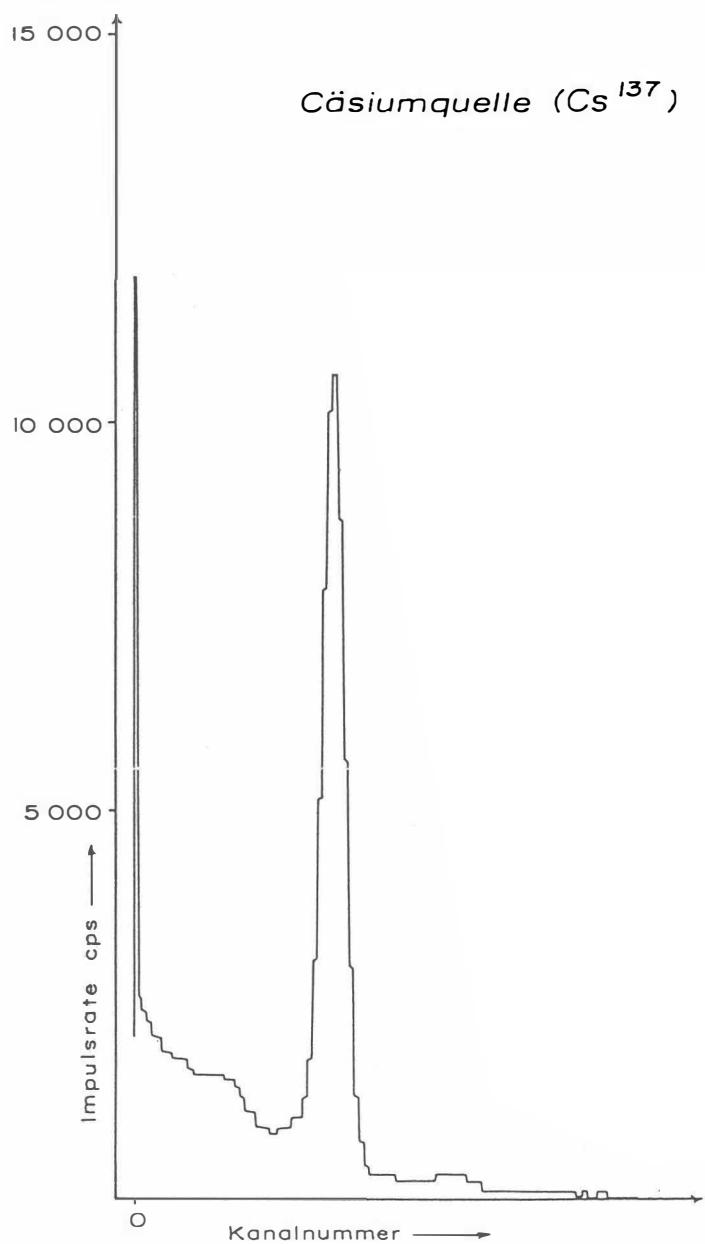


Abb.3: GR - 800 Gammastrahlenspektrometer (Kristall I) Spektralregistrierung (10.6.1983) - Cäsiumquelle (Cs^{137})

3. Datenverarbeitung und Kartenherstellung

3.1. Aufgabe der ADV

Die Verarbeitung der Meßdaten des Projektgebietes fand in Wien statt, wobei die Rechenanlage des interuniversitären Rechenzentrums (Cyber 720) benutzt wurde.

Die Datenverarbeitung hat im wesentlichen drei Aufgaben:

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

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

- 1) Die geophysikalischen Meßdaten (mit Zeitmarken) und die Flughöhe vom Magnetband,
- 2) die georteten Paßpunkte der Flugwegrekonstruktion,
- 3) die Registrierdaten des magnetischen Observatoriums Wien-Kobenzl (magnetischer Tagsgang),
- 4) eine Reihe von Gerätekonstanten und Eichgrößen, die z.T. für jeden Meßflug neu bestimmt werden müssen,
- 5) Flugberichte mit Angaben über Flugnummer, Fluglinien und Abweichungen von der Norm (z.B. Unterbrechung von Fluglinien, besondere Störungen),
- 6) topographische Unterlagen für die Ergebniskarten.

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

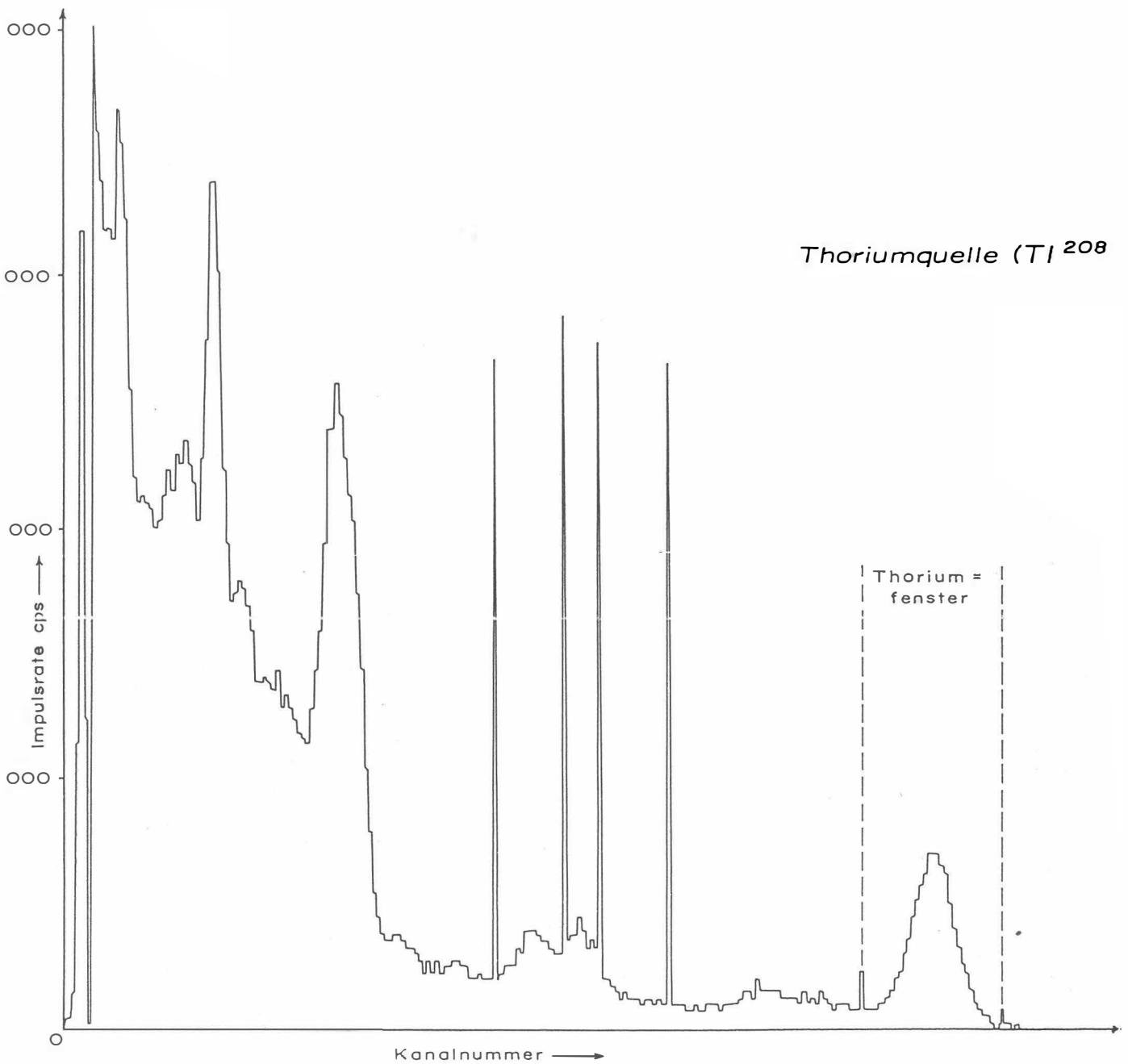


Abb.4: GR - 800 Gammastrahlenspektrometer (Kristall I) Spektralregistrierung (10.6.1983) — Thoriumquelle (Tl^{208})

3.2. Datenkontrolle

Nach jedem Meßflug wurden vom verantwortlichen Flugmeßingenieur die Analogaufzeichnungen der Meßdaten gesichtet und gegebenenfalls die Beseitigung von Geräte- oder Bedienungsfehlern veranlaßt.

Die auf Magnetband aufgezeichneten digitalen Daten wurden in Wien auf der Rechenanlage des interuniversitären Rechenzentrums 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 Promille-Bereich der gesamten Daten bewegen, die aber trotzdem korrigiert werden müssen. Weiters werden am Beginn der Auswertung die Meßdaten auf Plausibilität und sogenannte statistische Ausreißer ("spike") überprüft. Das alles wird von Computerprogrammen vollautomatisch durchgeführt.

Die Flugwegfilme wurden in Wien entwickelt, überprüft und für eine weitere Verwendung archiviert.

3.3. Flugwegdaten

Da im Meßgebiet "Westliches Mühlviertel" die Doppler-Navigationsanlage für längere Zeit ausgefallen war, mußte teilweise auf die Flugwegrekonstruktion an Hand der 35mm - Filme zurückgegriffen werden. Ansonsten wurden die auf Magnetband aufgezeichneten Flugwegkoordinaten zur Flugwegdarstellung (Anlage 1) verwendet. Dabei wurden die ursprünglichen UTM-Koordinaten in das lokale Gauß-Krüger-System (M31) transformiert.

3.4. Elektromagnetische Messungen

Mit dem DIGHEM-II-System werden

Inphase (Real)	Komponente R
und	
Quadratur (Imaginär)	Komponente Q

des Magnetfeldes der im Untergrund induzierten Ströme für zwei Sendefrequenzen (900 Hz u. 3600 Hz) gemessen. Jeweils nach 8 – 12 m Wegstrecke (d.h. alle 0,25 sec) werden die Daten abgefragt und auf Magnetband registriert. Einen größeren Aufwand erforderte die Behandlung der Elektromagnetik-Meßdaten. Diese waren im Meßgebiet — zum Teil durch die Besiedlung bedingt — durch Stromleitungen und durch künstliche Leiter gestört. Die EM-Daten einiger Meßflüge enthalten zudem 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:

- 1) irreguläre Form der Anomalien
- 2) 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 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.

Bei der Datenverarbeitung werden zuerst aus den Rohdaten

- das absolute Nullniveau für R und Q (an sogenannten Stützstellen) aus den Registrierungen in großer Flughöhe vor und nach jedem Meßprofil und
- die eingestellte Empfindlichkeit (für jeden einzelnen Meßflug)

bestimmt.

Bei kleinen Signalamplituden (z.B. über Gesteinen mit hohem spezifischen Widerstand) 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 vor und nach einem Profil nicht immer ausreichend. Besonders bei längeren Meßprofilen war es nötig, zusätzliche Stützstellen auf dem Profil einzuführen. Hierbei wurde ausgenutzt, daß tiefere Täler oft nur in größeren Flughöhen überflogen werden konnten, wobei die Amplitude des Sekundärfeldes nahe Null war.

Da im Zuge der Meßflüge der Analog – Digitalwandler manchmal nicht ordnungsgemäß gearbeitet hat, wurden kleine elektromagnetische Anomalien (< 14 ppm) bei der Aufzeichnung auf das Magnetband fallweise unterdrückt. Weiters ist für einen größeren Teil des Meßgebietes der 3600 Hz - Signalanalysator ausgefallen, sodaß für diesen Bereich nur die elektromagnetischen Daten für die 900 Hz - Meßspulenanzordnung vorliegen. Es wurden daher nur die auf Meßstreifen vorliegenden analogen Aufzeichnungen zur Auswertung herangezogen. Dabei wurden – so weit vorhanden – die Maximalamplituden der R - und Q -Komponenten des elektromagnetischen Signals für 3600 Hz in ppm (parts per million) umgerechnet und neben der Lage des Q -Komponentenmaximums entlang der Flugprofile kartennäßig dargestellt (Anlage 3). Für jene Profile, für die keine 3600 Hz - Daten verfügbar sind, wurden in gleicher Weise die entsprechenden Ergebnisse für 900 Hz bei der Datenverarbeitung herangezogen. Um bei der Interpretation auch die Form der Anomalien zu berücksichtigen, wurden die Anomalienhalbwertsbreiten durch unterschiedlich lange Balken wiedergegeben.

Wie im Anhang A quantitativ abgeleitet wird, sind bei den Messungen über geneigter Erdoberfläche bestimmte Veränderungen der Ergebnisparameter gegenüber jener der horizontalen Ebene zu erwarten. Bei Verwendung eines horizontalen Spulensystems ist für

Hangneigungen $> 30^\circ$ mit einer Verkleinerung der Meßwerte zu rechnen. Bei bekannter Hangneigung lassen sich derartige topographische Effekte korrigieren (SENGPIEL, 1985).

3.5. Kartierung der anomalen magnetischen Totalintensität (ΔT)

In der Anlage 3 wird der Isolinienplan der magnetischen Totalintensität (ΔT) gebracht. 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 Feldbeitrag (ΔT), der von den unterschiedlich magnetisierbaren Gesteinen herröhrt, 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 in Österreich das Observatorium Wien-Kobenzl verwendet wird. Der Verlauf des Hauptfeldes T_{int} kann für kleine Meßgebiete, wie z.B. Österreich, gut durch eine Ebene angenähert werden, sodaß nur die beiden Gradienten des IGRF (zur Epoche 1977,7)

$$\frac{\partial T}{\partial \varphi} = 2.67 \text{nT/km Richtung N},$$

sowie

$$\frac{\partial T}{\partial \lambda} = 0.75 \text{nT/km Richtung O}$$

und eine Konstante ($T_c = 47.241 \text{ nT}$) zu seiner Darstellung notwendig sind.

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 vielen Kreuzungspunkten werden unter Anwendung statistischer Verfahren Korrekturwerte ermittelt und die Restfehler damit zum Großteil beseitigt.

Ein etwaiges hochfrequentes Rauschen in den gemessenen Werten $T(x, y, z)$ wird bereits zu Beginn der Verarbeitung der magnetischen Daten durch Anwendung von sorgfältig angepaßten digitalen Filtern minimiert.

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 Isolinienplänen flächenhaft dargestellt. Wegen der starken Dynamik des anomalen Magnetfeldes sind die Isolinien mit verschiedenen Strichstärken dargestellt, nämlich:

- dünne Linien im Abstand von 5nT
- mittelstarke Linien im Abstand von 10nT
- starke Linien im Abstand von 100nT
- Nulllinien strichliert.

Bei der Bearbeitung von magnetischen Anomalien, die in topographisch schwierigem Gelände gemessen wurden, muß der Einfluß der Geländeform bedacht werden. So machen sich z.B. unterschiedliche Hangneigungen, Bergkämme usw. erheblich im Anomalienmuster bemerkbar (SEREN, 1980). In diesem Zusammenhang sei auf die Ausführungen im Anhang B verwiesen.

3.6. Radiometrische Kartierung

3.6.1. 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 K^{40} .

Aus dem gesamten Energiespektrum der Gammastrahlung werden die für diese Elemente charakteristischen Energieintervalle (Fenster) verwendet — die Bereiche der Photopeaks von K^{40} (bei 1,46 MeV), des U-Tochterprodukts Bi^{214} (1,76 MeV) und des Th-Tochterprodukts Tl^{208} (2,62 MeV):

Kalium - Kanal: 1,36 – 1,56 MeV

Uran - Kanal: 1,67 – 1,87 MeV

Thorium - Kanal: 2,42 – 2,83 MeV

Außerdem wird die gesamte Energie der Gammastrahlung von 0,4 – 3,0 MeV gemessen.

3.6.2. 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. Bei der Messung während des Fluges erhält man z.B. die in Abb. 5a gezeigten Zählraten in cps — 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. 5b. Das Ziel der nun folgenden Korrekturschritte, die in Abb. 5c – Abb. 5e dargestellt sind, ist, die geglätteten Meßdaten noch von unerwünschten Anteilen zu befreien:

- Reduktion des “Backgrounds”: Die von nicht-geologischen Quellen stammende Strahlung, nämlich die Strahlung des die Detektor-Kristalle umgebenden Materials und die kosmische Strahlung, werden abgezogen (Abb. 5c). Der Background in den einzelnen Kanälen wird durch entsprechende Steigflüge über Wasserflächen gewonnen.
- Reduktion des Comptoneffektes: Beim Durchgang durch Materie wird die Gammastrahlung unter Energieverlust gestreut. Dies hat zur Folge, daß z.B. ein bestimmter Anteil der Strahlung (“stripping ratio”) von Th-Quellen in den Uran- und Kaliumkanal sowie von U-Quellen in den K-Kanal fällt (zur Definition des stripping ratios siehe z.B. (IAEA,1979)). Die stripping ratios haben für die beschriebene Meßkonfiguration und die vorne angegebenen Fenstereinstellungen folgende Werte:

Compton-Streuungskoeffizienten:

S_{UTh} (Th in den U-Kanal): 0,27

S_{ThU} (U in den Th-Kanal): 0,065

S_{KTh} (Th in den K-Kanal): 0,17

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 Streuungskoeffizienten S_{UTh} in der Form

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

geschieht.

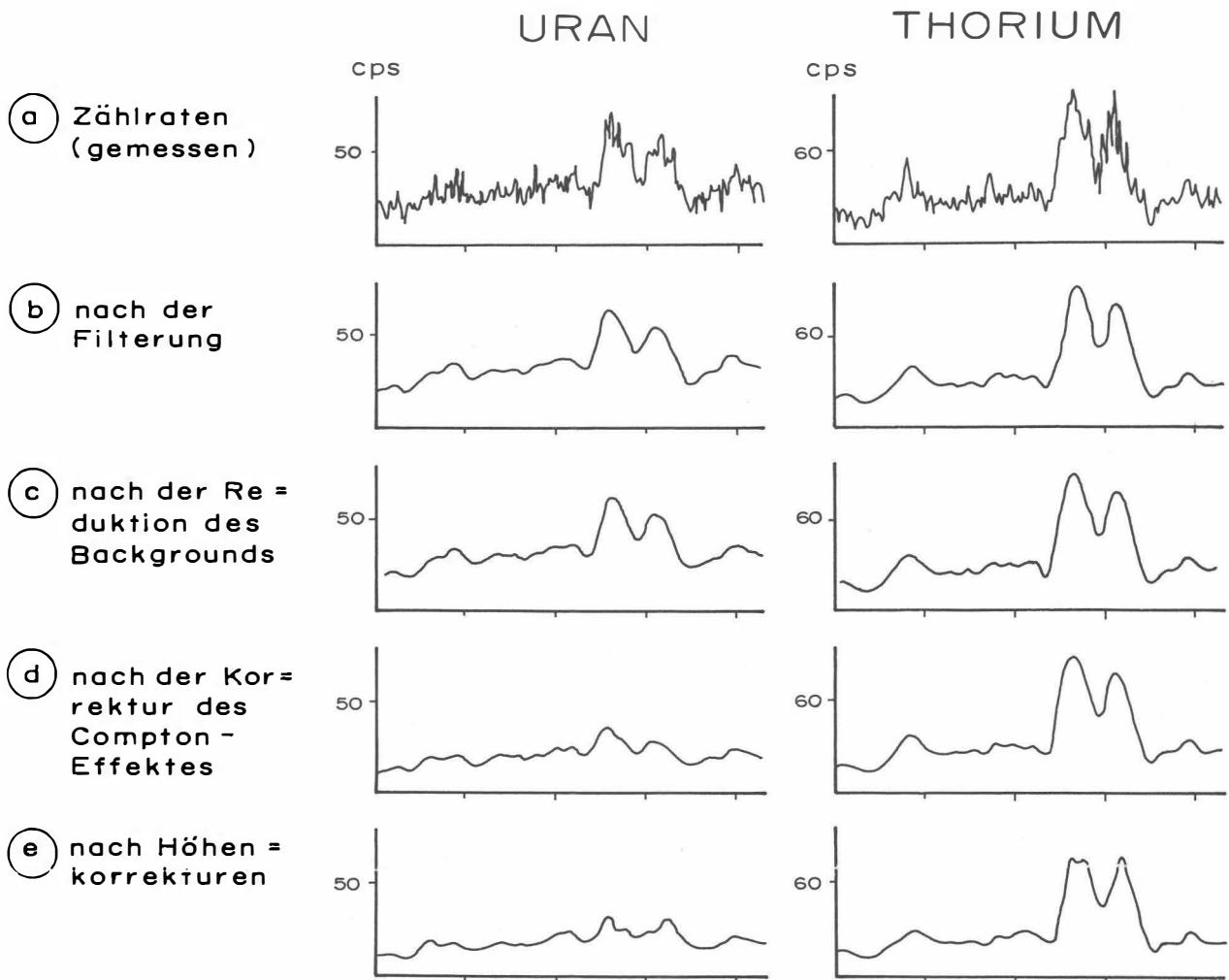


Abb.5a – e: Darstellung der Korrekturschritte in der Gammastrahlenspektrometrie.

Wie Abb. 5d 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.

- 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 unbekannten Gehalt der Luft an Radon²²² verfälscht. Es werden daher standardmäßig Steigflüge im Meßgebiet durchgeführt, um die in diesem charakteristische Höhenänderung der Gammastrahlung 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 30m bis 300m über Grund folgende Mittelwerte:

$$\begin{aligned}\mu(\text{Total}) &= 0,001276 \\ \mu(\text{Kalium}) &= 0,001578 \\ \mu(\text{Uran}) &= 0,000931 \\ \mu(\text{Thorium}) &= 0,001217\end{aligned}$$

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

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

auf die Normalhöhe $h = 240ft$ umgerechnet. Abb. 5e 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. Da bis heute aber keine geeigneten Eich einrichtungen (Testflächen) für Gammastrahlenspektrometer in Österreich vorhanden sind, können im Rahmen dieser Untersuchungen des Raumes Weitra keine Berechnungen der Radioelementkonzentrationen durchgeführt werden.

3.6.3. Herstellung der Isolinienpläne

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 Isolinendarstellung beeinträchtigen würde. Um dies zu vermeiden, werden an den Kreuzungspunkten der Meß- und Kontrollprofile die zugehörigen Zählraten ermittelt. Über ein zweidimensionales Fehlerausgleichsprogramm werden die an den Kreuzungspunkten bestimmten Zähldifferenzen über dem gesamten Meßbereich ausgeglichen. Trotzdem war es nicht immer möglich, alle klimatischen Einflüsse zu beseitigen.

Wie aus ausländischen Untersuchungen (z.B. WEBSTER, 1984; FORD & O'REILLY, 1985) bekannt ist, zeigen Granite, die für Greisenbildungen in Frage kommen, häufig höhere Urankonzentrationen bzw. verminderter Thoriumführungen. Um nun solche Granitkomplexe besser erkennen zu können, wurde für die Untersuchungen im Projektgebiet Weitra das U/Th - Verhältnis flächenmäßig dargestellt.

Ähnlich wie bei der Darstellung der magnetischen Daten (siehe Abschnitt 3.5., ΔT) wurden in der Folge die reduzierten Energiewerte der Gammastrahlung entlang der Flugprofile geplottet und händisch konturiert. Dabei wurden folgende Isolinienintervalle gewählt:

Gesamtstrahlung (Anlage 4)	... 0.5 kcps (kcps = kilocounts/s)
Kalium (Anlage 5)	... 50 cps (cps = counts/s)
Uran (Anlage 6)	... 20 cps
Thorium (Anlage 7)	... 20 cps
U/Th-Verhältnis (Anlage 8)	... 0.25 .

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

4. Geologie des Meßgebietes; Anlage 9

Dieses Meßgebiet umfaßt einen etwa 9 km breiten Streifen entlang der Grenze des westlichen Mühlviertels zur Bundesrepublik Deutschland und erstreckt sich von Norden nach Süden; der Grenze zur Tschechoslowakei gegenüber wurde der übliche Abstand gehalten. Im Süden reichte die Befliegung noch bis etwa 5 km südlich der Donau (westlich der allgemein bekannten Donauschlinge bei Schloßen).

Aus Gründen der Übersichtlichkeit soll in diesem Kapitel das Gesteinsinventar nicht streng nach der Altersgliederung besprochen werden; die wichtigsten Gesteinsgruppen werden im wesentlichen von Norden nach Süden, in Anlehnung an die Anlage 9 behandelt (THIELE & FUCHS, 1965). Die Gesteinsbeschreibungen erfolgen weitgehend gleichfalls nach den Angaben der erwähnten Autoren (THIELE & FUCHS, 1965).

Sogenannte "Schiefergneise" bauen den nördlichsten Teil des Meßgebietes "Westliches Mühlviertel" auf. Es sind dies Paragneise (Biotit - Plagioklasgneise oder Zweiglimmergneise, meist dunkel gefärbt), mit Sillimanit, Cordierit und etwas Granat. Wechsellaagerungen mit Quarziten und Kalksilikatfelsen sind häufig, Amphibolite eher selten. Als Nebengemengeenteile werden Apatit, Zirkon, Titanit und Rutil beschrieben. Chlorite (vor allem aus der Pennin-Reihe) und Serizit sind Sekundärprodukte. Den ursprünglich sedimentären Aufbau spiegelt der "zeilig - lagige" Charakter dieser Gesteine wider. Kleinere Vorkommen dieser "Schiefergneise" sind auch aus dem Gebiet südlich der Donau bekannt; sowohl diese, als auch jene im nordwestlichen Mühlviertel werden von FUCHS & THIELE (1968) als vorvariszisch angesehen, seien aber durch die variszische Metamorphose (und regionale Anatexis) beeinflußt. Ihre Grenzen zu den variszischen Metamorphiten (vor allem zu den Grobkörngneisen, s.u.) sind meist unscharf, fließend, und daher oft kaum erfaßbar.

FUCHS & THIELE (1968) beschrieben im Bereich Jochenstein/Haichenbach (am nördlichen Donauufer) eine Sonderform dieser Schiefergneise, die "jüngeren Schiefergneise". Im Gegensatz zu den vorvariszischen Schiefergneisen mit "katazonalem" Mineralbestand seien diese Gesteine in einer geringeren Metamorphosestufe geprägt worden ("Amphibolitfazies"). Diese "jüngeren Schiefergneise" sind mit Amphiboliten, Serpentin, Ophikalziten, Marmoren, Kalksilikatfelsen, Aplitgneisen und Pegmatoiden vergesellschaftet. Das Ausgangsmaterial dieses Gesteinstypes wurde - nach der Meinung der oben zitierten Autoren - erstmals in der variszischen Ära metamorphosierenden Ereignissen unterworfen.

Als ältester variszischer Intrusionskörper beeinflußte der Weinsberger Granit s.l. das vorvariszische Grundgebirge entscheidend. Das Ergebnis dieses Granitisierungsvorganges waren mannigfache Abarten von Mischgesteinen (z.B. die Grobkorngneise - s.u., mit Übergängen zum eigentlichen Weinsberger Granit im engeren Sinn). - Der Standardtyp des Weinsberger Granits ist ein grobkörniger, porphyrischer Biotitgranit (KURAT, 1965). Hauptgemengteile sind Mikroklin, Plagioklas, Quarz und Biotit. Daneben sind Apatit, Zirkon, etwas Magnetit und (fraglich) Xenotim zu nennen. Sekundäre Mineralien: Chlorit, Hellglimmer, Klinozoisit, Titanit, Magnetkies, etwas Rutil und Karbonat.

Das jüngste Glied der variszischen Intrusionsfolge bildet der Eisgarner Granit (bzw. Sulzberg-Granit). Er bildet verhältnismäßig große Areale im Nordwesten des Meßgebietes, allerdings ausschließlich nördlich der Pfahlstörung. Dieser Granittyp liegt - im Gegensatz zum Weinsberger Typ - im Regelfall diskordant zu seinen Nebengesteinen. Es handelt sich dabei um einen ziemlich grobkörnigen Zweiglimmergranit mit Mikroklin, Albit- Oligoklas, Quarz: Apatit, Zirkon, Chlorit und Rutil. Nur vereinzelt beeinflußt dieser Magmatit seine Umgebung (z.B. im Gebiet des Plöckensteines, im nordwestlichsten Teil Oberösterreichs).

Als jüngster, sehr feinkörniger Nachschub der spätvariszischen Plutone sieht G. FUCHS den erwähnten "Sulzberggranit" an; er ist eine eng verwandte Sonderform zum Eisgarner Granit, und sein Hauptvorkommen liegt westlich des Bärensteines (nordwestlich der Ortschaft Aigen).

Südlich der Pfahlstörung, die ein bestimmendes tektonisches Element im Nordabschnitt des Meßgebietes darstellt, erscheint schließlich der dritte Plutontyp, der altersmäßig zwischen die Weinsberger- und Eisgarner Komplexe zu stellen ist. In ihm sind fein- bis mittelkörnige Magmatite ("Feinkorngranite") zusammengefaßt, die wegen (oft leicht unterschiedlichen) Mineralzusammensetzungen, Korngrößen etc. mit verschiedenen Lokalnamen belegt wurden. Als Prototyp mag hier der "Mauthausener Granit" genannt werden, der im Gebiet um Aigen, am Ostrand des Meßgebietes, seine größte Verbreitung hat. Es ist ein fein- bis mittelkörniger, massiger Biotit- bis Zweiglimmergranittyp. Die mineralogische Zusammensetzung dieser "Feinkorngranite": (idiomorpher) Plagioklas, (xenomorpher) Mikroklin, Quarz, Biotit; Hellglimmer und grüne Hornblende (oft untergeordnet). Nebengemengteile: Titanit, Epidot - Klinozoisit, Orthit, Rutil (im Biotit), Apatit, Zirkon und sekundärer Chlorit.

Auch der kleinere Granitstock bei Julbach, westlich von Aigen, fast unmittelbar an der Grenze zur Bundesrepublik Deutschland, gehört, ebenso wie die Vorkommen bei Kollerschlag (südwestlich von Aigen) zu diesen Typen. Südlich von Aigen tritt am Ostrand

des Meßgebietes im Gefolge des Mauthausener Granitstocks eine Sonderform der fein- bis mittelkörnigen Granitvarietäten auf: die Titanitfleckengranite (FUCHS, in FUCHS & THIELE, 1968), die ähnlich dem Mauthausener Granit erscheinen und zusätzlich durch bis zu 1 cm große Titanitkristalle charakterisiert sind.

Nicht sehr häufig ist an der Peripherie der Feinkornganite Hybridisation zu beobachten, also Vereinnahmung von Nebengesteinsschollen und -partien durch den Granit, der dadurch z.T. Veränderungen zeigt. Dies ist vor allem am Westrand des Mauthausener Granitkomplexes bei Aigen der Fall.

Wesentlich häufiger ist ein noch weiterführender Vorgang im Randbereich und in der Umgebung der Weinsberger Granite: sie führen zu fließenden Übergängen vom Weinsberger Granit zu Grobkorngneisen; hybrider Weinsberger Granit und granitisierter Grobkorngneise zeigen Konvergenz, so daß eine klare Grenze nicht zu fassen ist.

Sowohl die Weinsberger als auch die Feinkornganite sind mit dioritischen Gesteinen mehr oder weniger vergesellschaftet. Die älteren Diorite sind in der Umgebung der Weinsberger Magmatitkörper zu finden. Sie treten einerseits als lagig-konkordante, "greisenartige" Dioritypen auf, andererseits als ein stockförmiges Vorkommen gleichen Alters (südwestlich von Rohrbach) im Gefolge des hier sehr ausgedehnten Weinsberger Granitstocks. Letzteres Vorkommen hat einen Mineralbestand von Plagioklas, Biotit, Pyroxen und etwas grüner Hornblende; sekundär: Hellglimmer, Chlorit und "Erz". Nach G.FUCHS in: FUCHS & THIELE (1968) hat dieser Diorit beträchtliche Mengen von Material aus dem Weinsberger Granitkörper inkorporiert, was u.a. auch ein Hinweis auf die Altersstellung dieser Diorite (auch der jüngeren, s.u.) sein kann: die Entstehung dieser Diorite ist zwischen die Intrusion des Weinsberger Granites und der Feinkornganite anzusetzen (siehe auch FUCHS, 1962).

Die zuerst erwähnten, keine geschlossenen Intrusionen bildenden Diorite zeigen bezüglich ihres Habitus' Unterschiede mit jedoch ähnlichem Mineralbestand wie der Granitstock bei Aigen.

Während diese älteren, gabbroiden Diorite ("Diorit I" D_1 in der Anlage 9) eine gewisse Unabhängigkeit von den Weinsberger Graniten erkennen lassen (FUCHS l.c.), sind die Diorite vom Typ "II" (D_2 in der Anlage 9) deutlich an die Feinkornganittypen gebunden; sie werden als Erstkristallisate angesehen, deren Bildung vor der Entwicklung der Hauptmasse der Feinkornganite erfolgte.

Ihre Zusammensetzung ist nicht so basisch wie jene der "Diorite I"; Hauptgemengteile: Biotit, Plagioklas, etwas Hornblende, (Pyroxen fehlt!); Nebengemengteile: feiner Quarz, Oligoklas, Klinozoisit, Apatit, Titanit, Hellglimmer, weitere Minerale der Epidotreihe, Zirkon, Chlorit und "Erz".

Eine reiche Palette von Ganggesteinen durchzieht weite Teile des Meßgebietes "Westliches Mühlviertel". Dazu gehören kleinere Vorkommen von Granitporphyren bis Quarzdioritporphyren südwestlich von Kollerschlag (knapp an der Grenze zu Bayern); wesentlich größere Verbreitung haben allerdings die basischeren Gänge, Dioritporphyrite und Lamprophyre. Sie sind im wesentlichen auf eine nordwest - südost - streichende, nördlich der

Donau und parallel zu ihr verlaufende Zone beschränkt. Den Nordteil dieser Zone bildet der große Granitstock von Sarleinsbach (Weinsberger Granit); im Süden schließen Grobkorngneise und Perlgneise an. Südlich der Donaustörung wurden keinerlei Lamprophyre und Verwandte kartiert (THIELE & FUCHS, 1965). Alle diese basischen Gänge nördlich der Donau sind ziemlich geringmächtig (0,5 – 4m); ihr Mineralbestand: Plagioklas, Biotit, Hornblende, manchmal Quarz; Titanit, Apatit und "Erz" fungieren als Nebengemengteile, während Epidot, Hellelglimmer und Chlorit als sekundäre Bildungen zu betrachten sind. Nach FUCHS l.c. sind alle beschriebenen Ganggesteinstypen die jüngsten magmatischen Glieder des südmoldanubischen Kristallins.

Auf die Verwandtschaft der Grobkorngneise mit den Weinsberger Graniten wurde schon mehrmals hingewiesen (siehe auch G.FUCHS in: FUCHS & THIELE, 1968; mit Subliteratur). Neben den Schiefergneisen, den drei Plutonittypen, ihren Abarten und ihrem Ganggefolge nehmen die Grobkorngneise im Meßgebietbereich nördlich der Donau, besonders im unmittelbar nördlich der Donaustörung gelegenen Gebiet, einen Großteil des beflogenen Gebietes ein.

Typisch für die Grobkorngneise sind Kalifeldspatindividuen, die bis zu cm - Größe erreichen können. Nach G.FUCHS l.c. sind dies teilweise echte Porphyroblasten, zum anderen Teil jedoch echte Einsprenglinge; wenn letztere auf Kosten der Grundmasse enger zusammen treten, entstehen die erwähnten Übergänge zum Weinsberger Granit. Die Grundmasse dieser Gneise besteht aus Plagioklas, Mikroklin, Quarz, Biotit, Hellelglimmer und Hornblende. Nebengemengteile: Apatit, Orthit, Titanit, Zirkon und Chlorit, sowie "Erz".

Vor allem südlich der Donau dominieren die Perigneise und ihre Verwandten. Sie sind nach FUCHS & THIELE (1968) als variszisch migmatitierte Gesteine zu betrachten, die jedoch keinen wie immer gearteten Zusammenhang mit den Magmatiten haben und von ihnen auch nicht beeinflußt worden sind. Sie sind wesentlich feinkörniger als die Grobkorngneise und haben ihren Namen von ihren typisch runden Feldspäten. Wesentlichste Gemengteile sind Plagioklas, Quarz und Biotit (\pm Cordierit). Zwischen den eingangs erwähnten Schiefergneisen und den Perlgniesen existieren zahlreiche Übergänge. Endglieder der Aufschmelzungsreihe bilden die cordieritreichen Migmatite und die "weitgehend homogenisierten Perlgniese" (THIELE, in: FUCHS & THIELE, 1968), die vor allem südlich der Donau, im Süd- bzw. Südwestteil des Meßgebietes ihre Hauptverbreitung haben. Hier treten auch die Peuerbacher Granite auf, die eine zu den Schärdinger Granittypen eng verwandte Abart darstellen. Sie werden als anatektische oder palingene (verjüngte) Granite aufgefaßt (THIELE, l.c.).

"Tektonische Mischserien" werden von G.FUCHS l.c. am Pfahl und an der Donaustörung beschrieben; zum Großteil liegen diese jedoch außerhalb des Meßgebietes; auf sie wird jedoch in Kap.5.1. zurückgekommen werden müssen.

Über die Neuergebnisse aus jüngeren Untersuchungen, die sich zwar mit Bereichen außerhalb des Meßgebietes beschäftigen, deren Schlußfolgerungen jedoch zum Teil wohl auch auf die Verhältnisse im Meßgebiet selbst (besonders die Perlgneise, Weinsberger Granite und Grobkorngneise; "Schlierengranite" etc.) projizierbar sind, siehe DAURER (1976) und FINGER (1986).

5. Ergebnisse

5.1. Widerstandskartierung; Anlage 2

Westnordwestlich von Aigen fällt zunächst eine Kette von Widerstandsanomalien auf, die von der Ortschaft Breitenberg im Bayrischen Wald (markante, nach Osten gerichtete Grenzeinbuchtung deutschen Bundesgebietes) bis Aigen verfolgbar ist (W1, W2 und weitere Anomalien). Der Großteil dieser Zone folgt dem Mühlthal, das hier knapp südlich der Pfahlstörung und auffällig parallel zu dieser verläuft. Zum Teil sind wohl die jungen, lockeren Sedimente dieses Tales für die relativ guten Leitfähigkeiten verantwortlich. Zu berücksichtigen ist jedoch auch die Nähe der Pfahlstörung; im Kapitel 4 wurden die außerhalb des Meßgebietes liegenden "tektonischen Mischserien" erwähnt, die im Falle der Pfahlstörung aus dem Areal südöstlich bis ostsüdöstlich von Aigen beschrieben wurden (G.FUCHS in: THIELE & FUCHS, 1965; FUCHS & THIELE, 1968). Die Streichrichtung dieser Mischserien weist nach Westnordwesten und mündet bei St. Oswald / Haslach, südöstlich von Aigen, in jene Richtung ein, die durch die erwähnte Anomalienkette markiert ist (Anlage 2). G.FUCHS l.c. behauptet zu recht, daß hier eine Reihe verschieden alter, eben gleichlaufender Störungen zusammenlaufen; dies ist durch die Widerstandskartierung indirekt nachweisbar.

Während die Anomalie W2 allein auf die Lockersedimente und (oder) Mylonite im Bereich des Mühltales / der Pfahlstörung zurückführbar ist, sind die Anomalien W1 und W3 mit magnetischen Anomalien vergesellschaftet (siehe auch Abschnitt 5.2. / Anlage 3); die Anomalie W1 könnte auf mit jungen Sedimenten bedeckte Diorite im Gefolge des Weinsberger Granites, die in dieser Gegend sehr häufig sind, zurückzuführen sein; die Anomalie W3 liegt über Dioriten in Vergesellschaftung mit Feinkornganiten (vgl. Kapitel 4) und ist angesichts ihrer Verbindung mit einer ausgeprägten magnetischen Anomalie weiter untersuchenswert.

Von W4 (an der Staatsgrenze) zieht eine Zone guter Leitfähigkeit nach Osten, zum Rand des Meßgebietes (W5 und W6). Zwei Anomalien darin (in der Anlage 2 mit "K" bezeichnet) konnten als anthropogen identifiziert werden (die westlichere liegt über der Ortschaft Vorderschiff, die östliche folgt der Straße südwestlich von Aigen). Außer W5 und W6 liegen alle übrigen Anomalien in den Grobkorngneisen, die hier – abgesehen von wenigen kleineren Magmatitstöcken von Weinsberger- bzw. Feinkornganiten – recht monoton ausgebildet sind. Im Osten grenzen sie an den in Kap.4 erwähnten Feinkorngranitkörper, der auch die Sonderform der Titanitfleckengranite führt. Mit dieser sind die Anomalien W5 und W6 verbunden und gleichfalls durch magnetische Anomalien gekennzeichnet.

Die südwestlich davon gelegene Anomaliegruppe W7 folgt im Streichen einer mächtigen Zone von Gabbro-Diorit-Einlagerungen in Grobkorngneise an der Peripherie des großen Weinsberger Granitkörpers von Sarleinsbach. Wie zu erwarten, begleiten auch magnetische Anomalien diesen Streifen. Nördlich und westlich davon wurden wiederum einige künstliche Anomalien geortet (Diendorf bzw. Mittelberg).

W8 (südlich von Kollerschlag) koinzidiert mit einem durch gehäuftes Auftreten von Lamprophyren gekennzeichneten Abschnitt des Weinsberger Granites von Sarleinsbach. Be merkenswerterweise wurde hier keine ausgeprägte magnetische Anomalie gemessen. Mit

einer solchen ist allerdings W9, östlich davon, gekoppelt. Hier handelt es sich um das nun schon bekannte Phänomen, daß solche Anomaliengruppen häufig an Kontaktzonen gebunden sind (vgl. SEIBERL & HEINZ, 1986 b, c).

W10 liegt, wie die nördlich davon gemessenen Anomalien, im Bereich der Perl- bzw. Grobkorngneise, die hier besonders intensiv mit Lamprophyrgängen durchschlagen sind (s. Kapitel 4).

Die Anomalie W11 schließlich liegt im Bereich der Donaustörung.

Südlich der Donau sind zahlreiche Gebiete mit niedrigen Widerständen gefunden worden, deren Ursache bis auf die als künstlich erkannten, nicht eindeutig zu klären ist. In den meisten Fällen handelt es sich wohl um lokale Lockerungszonen.

5.2. Isoanomalien der Totalintensität ΔT ; Anlage 3

Die magnetischen Anomalien M1 und M3 fallen, wie in 5.1. erwähnt, mit Widerstandsmima zusammen (Diorite). M2 wird höchstwahrscheinlich durch jene Diorite bei Julbach, die gleichfalls an Feinkorngranite gebunden sind, verursacht. THIELE & FUCHS (1965) verzeichnen auf ihrer Karte hier die schon mehrmals erwähnten "Titanitfleckengranite".

Westlich von Aigen, im Gebiet der Grobkorngneise, die hier durch innige Durchtränkung mit Gängen von Feinkornganiten und durch dioritische Schollen und Stöcke gekennzeichnet sind, liegt die Anomalie M4. Nach einer ersten Abschätzung liegt der Störkörper relativ seicht; wahrscheinlich hängt er mit dem etwas weiter östlich aufgeschlossenen Vorkommen von "Diorit" II" (südlich von Julbach) zusammen. Gleiches gilt für die Anomalie 4a.

M5 bis M7 und M9 sind typische, an Kontaktzonen gebundene Anomalien. Nach wie vor werden diese Phänomene auf lokale Magnetitanreicherungen in den Kontaktten und ihrer Umgebung zurückgeführt (CRISS et al, 1984; SEIBERL & HEINZ, 1986 b, c). M5 befindet sich im hybriden Abschnitt der Feinkornganite (Westteil des Mauthausener Granitkomplexes westlich von Aigen, vgl. Kapitel 4). M6 und M7 folgen dem Kontakt Weinsberger Granitstock von Sarleinsbach zu Grobkorngneisen im Norden, M9 jenem im Süden. M8 liegt inmitten dieses Granitkörpers und ist vermutlich an Dioritschollen gebunden.

5.3. Gammastrahlenspektrometrie

5.3.1. Gesamtstrahlung (Total count); Anlage 4

Maxima: über 4000 cps
Mimima: unter 1000 cps.

In der vor allem im Abschnitt 5.1. besprochenen Linie entlang der Mühl (Widerstandsmima, z.T. mit magnetischen Anomalien gekoppelt), nordwestlich von Aigen, liegt die Anomalie R4 (über 3500 cps); im K- und Th-Kanal (siehe folgende Abschnitte) sind hier

ebenfalls Maxima zu verzeichnen. Es dürfte sich um die Auswirkung sedimentärer (strahlender) Akkumulationen handeln (vgl. Kremsner Bucht, SEIBERL & HEINZ, 1986 a). R2 (westlich von Aigen, s. Abschnitt 5.3.4.) und R4 (südlich von Hofkirchen, bzw. südlich der Donau) liegen in der Umgebung von Feinkorngraniten; besonders die Anomalie R4 erweckt großes Interesse: die hohen Werte kommen hauptsächlich durch die hohe Thoriumstrahlung (über 240 cps, bisher höchster in Österreich gemessener Wert) zustande. Der Grund für die Strahlung ist vorläufig noch nicht zu eruieren; hier werden eingehendere Untersuchungen vorgeschlagen (s. Kapitel 6).

Inmitten des Weinsberger Granitkörpers von Sarleinsbach liegt die lokale Anomalie R3. Hiefür ist vor allem eine erhöhte K-Strahlung verantwortlich.

Das Gesamtbild der Total-Count-Darstellung zeigt eine durchaus zu erwartende allgemein höhere Strahlung über den Magmatiten, relative Minima über den Grobkorngneisen und speziell den Perlgneisen (außer der erwähnten Anomalie südlich der Donau, R4) und ein absolutes Minimum entlang der Donau (unter 1000 cps; Abschirmung der Gammastrahlung).

Eine Zone leicht erhöhter Strahlung (über 2000 cps) verläuft parallel zur Donaustörung im Bereich des Sauwaldes; die Ursache hiefür sollte gleichfalls näher untersucht werden.

5.3.2 Kalium (K^{40}); Anlage 5

Maxima: über 350 cps
Minima: unter 50 cps.

Das Mühlthal (Lockersedimente bzw. Talfüllung) ist charakterisiert durch gleichartig streichende Streifen erhöhter Kaliumstrahlung (siehe vorangegangene Kapitel). Westlich von Aigen fallen etwa Nord – Süd verlaufende Anomalienzüge auf, die den Westrand der Plutone bei Aigen (Feinkorngranite und Differentiate sowie Gangschwärme, Weinsberger Granit) markieren (300 – 350 cps).

Auch im Kaliumkanal zeigen die Plutone etwas erhöhte Strahlung, während die Grobkongneise und die Perlneise deutlich niedrigere Zählraten haben. Absolute Minima liegen wegen der Abschirmung der Gammastrahlung über der Donau.

5.3.3. Uran (Bi^{214}); Anlage 6

Maxima: über 50 cps;
Minima: unter 10 cps.

Die gemessenen Werte liegen allesamt niedriger als in den bisherigen Meßgebieten der südlichen Böhmischem Masse. Auffällig ist nur eine diffuse Zone von leicht erhöhten Zählraten (über 50 cps) in der durch zahlreiche Lamprophyre gekennzeichneten Mischgesteinszone nördlich der Donau (s. Kapitel 4).

5.3.4. Thorium (Th^{208}); Anlage 7

Maxima: über 240 cps;
Minima: unter 20 cps.

Vor allem drei Anomalien wurden als besonders signifikant erachtet (vgl. z.T. auch Abschnitt 5.3.5.).

Th1 (vgl. R2 in Abschnitt 5.3.1.): wie erwähnt, liegt diese Anomalie im Grenzbereich von Feinkorngraniten mit Dioriten zu Grobkorngneisen. Diese Kontaktzonen sind besonders hinsichtlich der U/Th - Verhältnisse von großem Interesse (WEBSTER, 1984; FORD & O'REILLY, 1985). Gleiches gilt für die Kontaktzone Th2.

Th3 liegt über den homogenisierten Perlgneisen (vgl. Kapitel 4); Folgeuntersuchungen sollten die Ursache hiefür klären.

Im übrigen sind die Zählraten für Thorium recht uneinheitlich, was auf lokale Effekte (vor allem Auflockerungs- und Einschwemmungszonen) zurückzuführen ist.

5.3.5. U/Th - Verhältnis; Anlage 8

In den erwähnten Kontaktzonen und auch im Bereich der homogenisierten Perlgneise sind Quotienten über 1 zu finden. Auch am Südrand des Meßgebietes (in der Umgebung der Kontakte Feinkornganite vom Typ Haibach) sind die U/Th - Verhältnisse ziemlich hoch. Bei der Herstellung der Anlage 8 wurden nicht die in der Anlage 6 wiedergegebenen Uranzählraten (Gammastrahlenenergie 1,67 – 1,87 MeV) verwendet, sondern jene des Uranweit-Kanales (Gammastrahlenenergie 1,041 – 1,207 MeV und 1,66 – 2,41 MeV).

6. Empfehlungen

Folgende Gesteine bzw. Gebiete sollten weiterführenden Untersuchungen unterzogen werden:

- Anomalie W3 bzw. M3 (Diorite in den Feinkornganiten).
- Anomalien W5 und W6 (Titanfleckengranite südwestlich von Aigen).
- Anomalie W7, gekoppelt mit magnetischen Anomalien (Diorite vom "Typ "I"").
- Anomalienzone W8 (Lamprophyre im Weinsberger Komplex).
- Anomalie W9, gekoppelt mit magnetischen Anomalien; ebenso die Anomalien M6 bis 8 und M9 (allesamt an Kontaktzonen gebunden).
- Die Zonen erhöhter Strahlung R1 – R4.
- Thoriumanomalien Th1 – Th3.

Neben mineralogischen Untersuchungen werden vor allem zusätzliche radiometrische Bodenuntersuchungen und weiterführende geochemische Verfahren vorgeschlagen.

7. Literatur

- CRISS, R.E. & CHAMPION, D.E.: Magnetic properties of granitic rocks from the southern half of the Idaho batholith: Influences of hydrothermal alteration und implications for aeromagnetic interpretation, Journ. Geoph. Res., Vol. **89** pp.7061 – 7076, 1984
- DAURER, A.: Das Moldanubikum im Bereich der Donaustörung zwischen Jochenstein und Schlägen (Oberösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Osterr., **23**, Wien, 1976
- FINGER, F.: Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). – Jb.Geol.B.A., **128**, H 3 + 4, Wien, 1986
- FORD, K.L. & O'REILLY, G.A.: Airborne gamma - ray spectrometric surveys as an indicator of granophile element specialization and associated mineral deposits in the granitic rocks of the Meguma Zone of Nova Scotia, Canada. In: High heat Production (HHP) granites, hydrothermal circulation and ore genesis. pp.113 – 133, IMM, London, 1985.
- FUCHS, G.: Bericht 1961 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Engelhartzell (13), Rohrbach (14), Eferding (31) und Linz (32). – Verh. Geol. B.-A., **1962**, Wien, 1962
- FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald. — Geol.B.-A., Wien, 1968
- FUCHS,G.,MATURA,A.: Zur Geologie des Kristallins der Böhmischen Masse. Erläuterungen zur Geologischen Karte des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse 1:200.000. Geol.B.-A., Wien, 1976
- International Atomic Energy Agency (IAEA): Gamma Ray Surveys in Uranium Exploration. Techn.R. 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
- KURAT,G.: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. – Tscherm.Min.Petr., 3.F., **9**, Wien, 1965
- SEIBERL,W. & HEINZ,H.: Aerogeophysikalische Untersuchungen im Bereich der Kremser Bucht. Ber. Projekt NC-6d/81, ÖAW, Wien, 1986a
- SEIBERL,W. & HEINZ,H.: Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Weitra. – Ber. ProjektNC-6q/84, ÖAW/GBA, Wien, 1986b
- SEIBERL,W. & HEINZ,H.: Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Weinsberger Wald. – Ber. Projekt OC-1d/85, GBA, Wien, 1986c
- SENGPIEL, K.P.: Hubschraubergeophysik in der westlichen Grauwackenzone Österreichs. Ber.BGR und GBA, Hannover – Wien, 1985
- SEREN, S.: Geophysikalische Untersuchung des Kraubather Serpentins. Unveröff. Diss., Phil.Fak.Univ.Wien, Wien, 1980

THIELE, O. & FUCHS, G.: Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich, 1:100.000 – GBA, Wien, 1965

WEBSTER, S.S.: Comments on the Use of Gamma - Ray Spectrometry for Tin Prospecting. Explor. Geoph., Vol.15, 1984.

8. Verzeichnis der Anlagen

1. Lageplan der Flugprofile
2. Elektromagnetische Anomalien
3. Isolinienplan Totalintensität ΔT
4. Gammastrahlenspektrometrie: Gesamtstrahlung
5. Gammastrahlenspektrometrie: Kalium (K^{40})
6. Gammastrahlenspektrometrie: Uran (Bi^{214})
7. Gammastrahlenspektrometrie: Thorium (Tl^{208})
8. Gammastrahlenspektrometrie: U/Th – Verhältnis
9. Geologie des Meßgebietes

9. Anhang

A. Einfluß der Hangneigung auf elektromagnetische Messungen aus der Luft

(nach Dr. K.-P. Sengpiel, Bundesamt f. Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover)

1. Einleitung

Geophysikalische Messungen vom Hubschrauber aus finden häufig in Gebieten mit starkem topographischem Relief statt. Für EM-Systeme, bei welchen Sende- und Empfängerspulen fest in einem Flugkörper installiert sind, wie z.B. beim Dighem-System, kann man davon ausgehen, daß der Flugkörper beim Steigen und Sinken entlang von Berghängen seine horizontale Fluglage beibehält. Dann steht jedoch z.B. ein vertikaler Sendedipol (V) nicht mehr senkrecht auf der Erdoberfläche, wie in der Theorie angenommen. Die folgende Untersuchung soll zeigen, wie die Hangneigung α ($-90^\circ \leq \alpha \leq +90^\circ$) das gemessene Sekundärfeld bzw. die daraus abgeleiteten Ergebnisparameter spezifischer Widerstand ρ eines Halbraumes und Abstand d zwischen seiner Oberfläche und dem Meßsystem beeinflusst. Dabei wird angenommen, daß

- (1) der Hang in der Umgebung des Meßsystems eine hinreichende Ausdehnung (ca.200m) und eine ebene Oberfläche hat,
- (2) der Untergrund bezüglich der Leitfähigkeit homogen ist,
- (3) der Abstand vom Mittelpunkt des Meßsystems zur Erdoberfläche (=Flughöhe h) die Bedingung $h \geq 3s$ (s = Spulenabstand) annähernd erfüllt und damit auch die Abstände von Sender- und Empfängerspule von der Erdoberfläche $\approx h$ sind.

Die letzte Annahme trifft für viele aerogeophysikalische EM-Systeme zu (Dighem, Geonics, Geotech) und vereinfacht die folgenden Ableitungen. Diese stützen sich zum Teil auf Ergebnisse von MUNDRY (1984), die ebenfalls unter obiger Voraussetzung (3) und unter der üblichen Annahme einer horizontalen Erdoberfläche gewonnen wurden.

Das sekundäre Magnetfeld S der im Untergrund induzierten Ströme wird in Relation zu Stärke und Richtung des primären Feldes P des induzierenden Dipols am Ort des Empfängers gemessen. Es läßt sich für homogenen Untergrund z.B. nach MUNDRY (1984,Gl.6) bezüglich seiner Richtung zur Erdoberfläche folgendermaßen angeben:

- a) orthogonales Sekundärfeld bei orthogonalem (= vertikalem) Sendedipol

$$\frac{S_Z}{P_Z} = \left(\frac{s}{h} \right)^3 F_1, \quad (1a)$$

b) paralleles Sekundärfeld bei parallelem (=horizontalem) Sendedipol

$$\frac{S_X}{P_X} = -\frac{1}{4} \left(\frac{s}{h} \right)^3 F_1, \quad (1b)$$

wobei F_1 eine komplexe Größe ist, deren Betrag proportional der Amplitude und deren Argument gleich der Phase des relativen Sekundärfeldes ist.

Für die Primärfelder am Ort der Empfänger gilt

$$P_Z = -\frac{Z_M}{s^3} \quad (2a)$$

$$P_X = \frac{X_M}{s^3}, \quad (2b)$$

Z_M und X_M sind die Dipolmomente der beiden Sender (einschließlich des Faktors $\frac{1}{4\pi}$).

Statt der relativen Sekundärfelder werden im folgenden die nicht-normierten Felder benötigt, nämlich

$$S_Z = -\left(\frac{1}{h} \right)^3 F_1 Z_M, \quad (3a)$$

$$S_X = -\frac{1}{2} \left(\frac{1}{h} \right)^3 F_1 X_M, \quad (3b)$$

die antiparallel zur Richtung des erzeugenden Dipols sind.

2. Horizontal-Koplanares Spulensystem über geneigter Erdoberfläche

Bei diesem System ist der Sendedipol V vertikal nach unten gerichtet, aber nicht orthogonal zur Erdoberfläche (Abb. A1). Vom Sekundärfeld wird nur die Vertikalkomponente, normiert auf

$$P_V = -\frac{V_M}{s^3} \quad (4)$$

gemessen.

2.1. Veränderung der gemessenen Amplitude

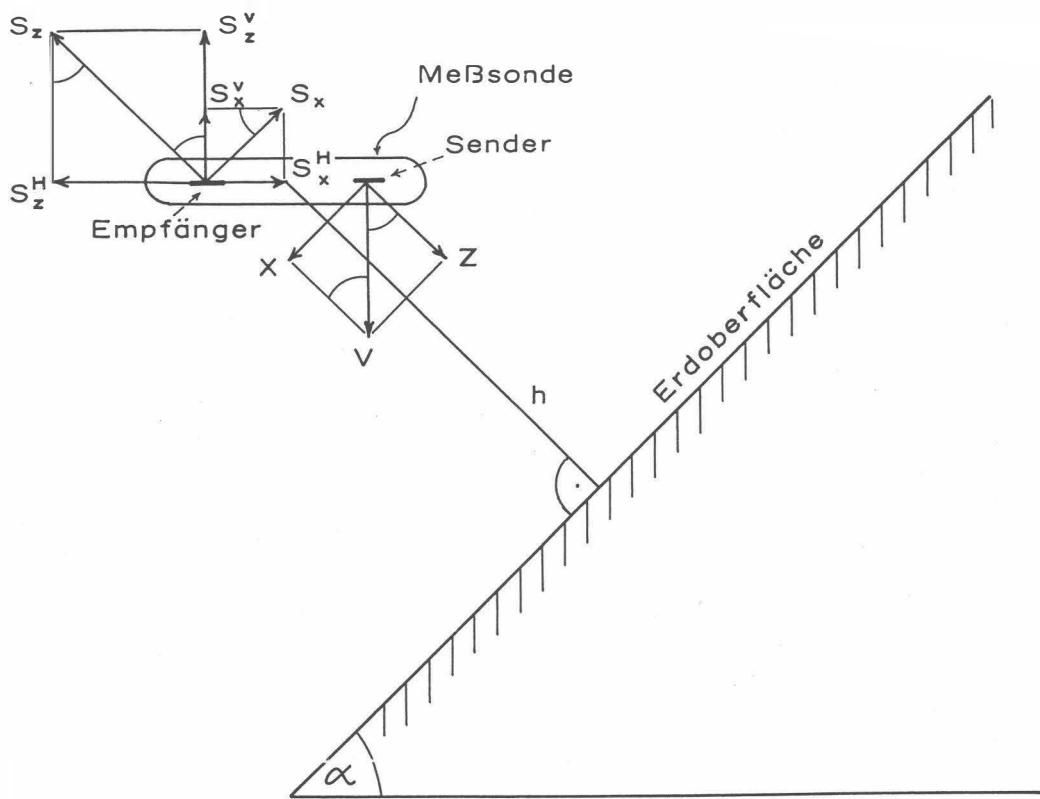


Abb.A1: Zerlegung des primären Dipolfeldes (V) und des sekundären Magnetfeldes (S) in Komponenten; h = Abstand der Flugsonde von der Erdoberfläche.

Gemäß Abb. A1 ist das vertikale Dipolmoment V_M in eine hangparallele Komponente X und eine orthogonale Komponente Z zu zerlegen:

$$Z = V_M \cos \alpha \quad (5a)$$

$$X = V_M \sin \alpha \quad (5b)$$

Diese Dipolmomente sind maßgebend für die Sekundärfelder lt. Gl. (3a, 3b):

$$S_Z = - \left(\frac{1}{h} \right)^3 F_l V_M \cos \alpha \quad (6a)$$

$$S_X = -\frac{1}{2} \left(\frac{1}{h} \right)^3 F_1 V_M \sin \alpha \quad (6b)$$

Durch die horizontale Empfängerspule wird nur die Summe der (phasengleichen) vertikalen Sekundärfeldkomponenten

$$S^V = S_Z^V + S_X^V = S_Z \cos \alpha + S_X \sin \alpha \quad (7)$$

gemessen. Unter Beachtung der Normierung auf P_V (Gl.4) ergibt sich also

$$S_{(V)} = \frac{S^V}{P_V} = \left(\frac{s}{h} \right)^3 F_1 (\cos^2 \alpha + \frac{1}{2} \sin^2 \alpha) \quad (8a)$$

oder mit Gl. (1a)

$$S_{(V)} = \frac{S_Z}{P_Z} \left(1 - \frac{1}{2} \sin^2 \alpha \right) = \frac{S_Z}{P_Z} K(\alpha). \quad (8b)$$

Da $\frac{S_Z}{P_Z}$ das Normalfeld bei horizontaler Erdoberfläche darstellt, beschreibt $K(\alpha) \leq 1$ die Abschwächung der Amplitude $\left| \frac{S_Z}{P_Z} \right|$ durch die Hangneigung α .

In Abb. A2 ist $K(\alpha) = 1 - \frac{1}{2} \sin^2 \alpha = \frac{1}{4}(3 + \cos 2\alpha)$ als Funktion des Winkels α dargestellt. Beim Entlangfliegen an Steilwänden erhält man im Extremfall $\alpha = 90^\circ$ nur noch die halbe Amplitude des Sekundärfeldes (Sendedipol parallel zur Erdoberfläche). Die Phase wird durch die Hangneigung nicht verändert.

2.2. Verfälschung der Ergebnisparameter

Es soll nun untersucht werden, wie die eingangs genannten Ergebnisparameter ρ und d bei geneigter Erdoberfläche verfälscht werden. Dazu muß der Rechengang bei der Inversion der Meßdaten in die obigen Parameter für das Modell eines homogenen Halbraumes herangezogen werden, der z.B. bei MUNDRY (1984) beschrieben ist.

Zunächst wird das Komponentenverhältnis $\epsilon = \frac{Q}{R}$

mit Q = Quadrature-Komponente von $S_{(V)}$

R = Inphase-Komponente von $S_{(V)}$,

benutzt, um eine Größe A^* zu bestimmen. Da ϵ unabhängig von α ist, gilt dies auch für A^* . Nach Gl.(15) der zitierten Arbeit wird der Abstand d aus

$$d = \left(\frac{A^*}{A} \right)^{\frac{1}{3}} s \quad (9)$$

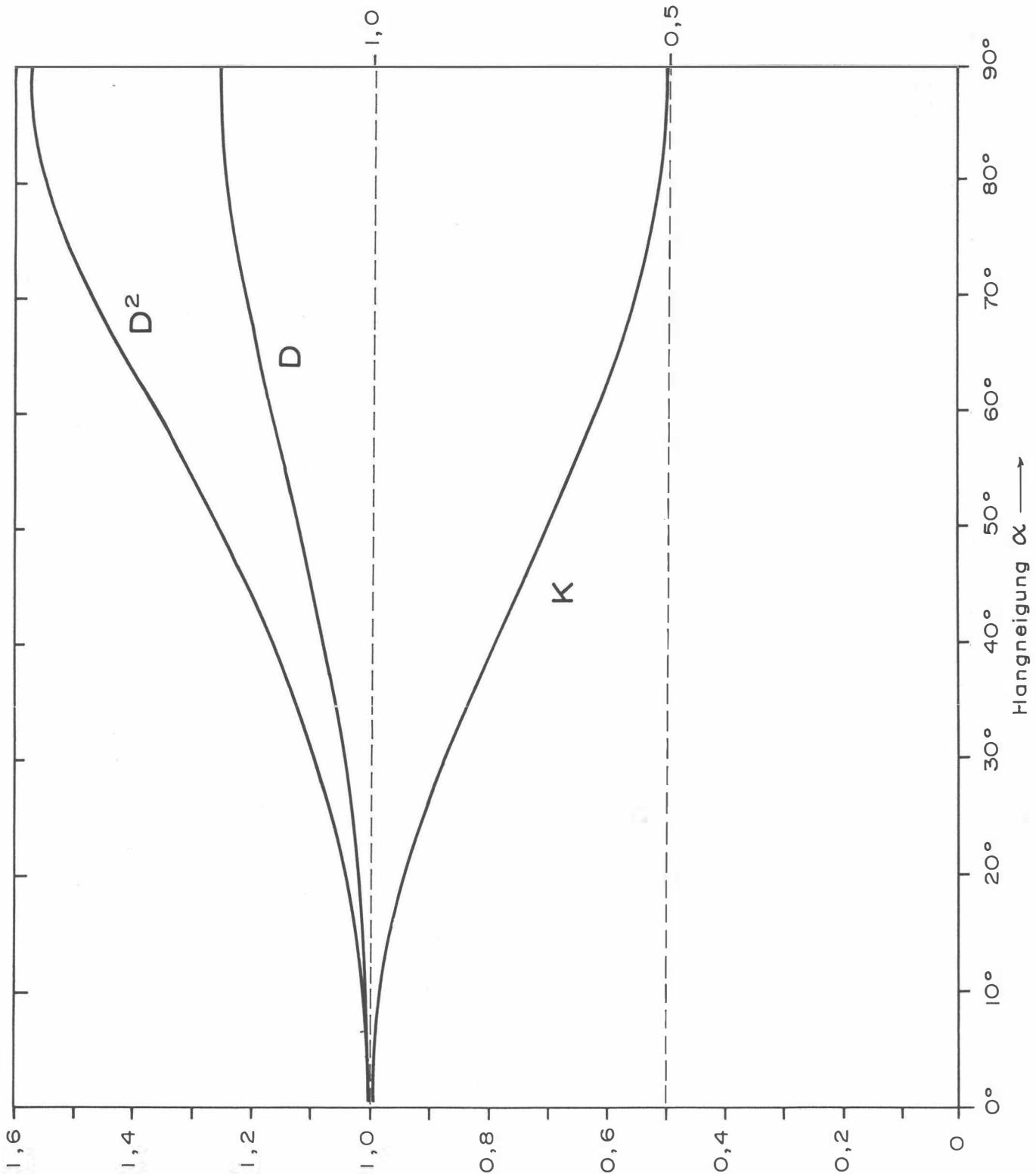


Abb. A2: Verfälschungsfaktoren K , D und D^2 in Abhängigkeit vom Neigungswinkel α der Erdoberfläche für ein koplanares EM-System mit vertikalem Sendedipol; q = Quotient Horizontal- zu Vertikalkomponente des sekundären Magnetfeldes.

berechnet. A ist die Amplitude von $S_{(V)}$ im Falle $\alpha = 0$. Bei $\alpha \neq 0$ wird eine Amplitude $A' = AK$ gemessen, die zu einem verfälschten Abstand d' führt, nämlich

$$d' = \left(\frac{A^*}{A'} \right)^{\frac{1}{3}} \cdot s = \left(\frac{1}{K} \right)^{\frac{1}{3}} \left(\frac{A^*}{A} \right)^{\frac{1}{3}} s = Dd; \quad (10)$$

d' ist um den Faktor $d = \sqrt[3]{\frac{1}{K}} \geq 1$ größer als der wahre Abstand d des Meßsystems von der Erdoberfläche. D ist in Abb. A2 als Funktion von α aufgetragen; es variiert zwischen 1 und 1,26.

Die Bestimmung des spezifischen Widerstands ρ erfolgt mit Hilfe der Beziehung

$$\frac{d}{p} = g(\epsilon) \quad (11)$$

(MUNDRY 1984, Gl.13). Die Eindringtiefe p

$$p = 503.3 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (12)$$

enthält den spezifischen Widerstand ρ des Halbraums und die Meßfrequenz f . Die erwähnte Unabhängigkeit der Phase von α gilt auch für den Quotienten g . Wird in (11) der verfälschte Abstand $d' = D.d$ eingesetzt, so ergibt sich eine verfälschte Eindringtiefe p'

$$p' = \frac{d'}{g} = \frac{Dd}{g} = Dp \quad (13)$$

bzw. ein verfälschter Widerstand ρ'

$$\rho' = D^2 \rho. \quad (14)$$

Der aus den Meßdaten des V -Systems über geneigter Erdoberfläche bestimmte Widerstand wird also um den Faktor D^2 größer als der wahre Widerstand. Gemäß Abb. A2 wächst D^2 von 1 ($\alpha = 0^\circ$) bis maximal 1,59 ($\alpha = 90^\circ$).

Für Hangneigungen bis 30° bleiben die Fehler in d und ρ unter 5 bzw. 10%. Bei steileren Hängen ist es ratsam, die Ergebnisparameter mittels $D(\alpha)$ bzw. $D^2(\alpha)$ zu korrigieren.

3. Vertikal-Koaxiales Spulensystem über geneigter Erdoberfläche

Bei diesem System ist der Sendedipol horizontal und zeigt in Flugrichtung. Von den Sekundärfeldern wird nur die horizontale Komponente gemessen, wiederum normiert auf die Feldstärke des Senders (H) am Ort des Empfängers, die hier doppelt so groß wie beim vertikalen Dipol ist.

3.1. Änderung der gemessenen Amplitude

Die Ableitung der Formeln ist weitgehend analog zu derjenigen für den vertikalen Dipol, so daß hier nur die Ergebnisse angegeben werden.

– Zerlegung des horizontalen Primärfeldes:

$$Z = H_M \sin \alpha \quad (15a)$$

$$X = H_M \cos \alpha \quad (15b)$$

– Horizontale Komponenten des Sekundärfeldes::

$$S_Z^H = S_Z \sin \alpha \quad (16a)$$

$$S_X^H = S_H \cos \alpha \quad (16b)$$

mit

$$S_Z = - \left(\frac{1}{h} \right)^3 F_1 H_M \sin \alpha, \quad (17a)$$

$$S_H = - \frac{1}{2} \left(\frac{1}{h} \right)^3 F_1 H_M \cos \alpha. \quad (17b)$$

– Primärfeld Z_H am Ort des Empfängers:

$$P_H = 2 \frac{H_M}{s^3} \quad (18)$$

– Summe der horizontalen Sekundärfeldkomponenten normiert
auf P_H :

$$S_{(H)} = \frac{S_Z^H + S_X^H}{P_H} = - \frac{1}{2} \left(\frac{s}{h} \right)^3 F_1 [\sin^2 \alpha + \frac{1}{2} \cos^2 \alpha]. \quad (19)$$

Da nach Gl.(1b) das Normalfeld eines koaxialen Spulensystems

$$\frac{S_X}{P_X} = -\frac{1}{4} \left(\frac{s}{h}\right)^3 F_1$$

ist, ergibt sich aus Gl. (19)

$$S_{(H)} = \frac{S_X}{P_X} [1 + \sin^2 \alpha] \quad (20a)$$

oder

$$S_{(H)} = \frac{S_X}{P_X} K_X(\alpha) \quad (20b)$$

mit

$$K_X(\alpha) = 1 + \sin^2 \alpha. \quad (20c)$$

Der Faktor $K_X \geq 1$ beschreibt in diesem Fall die Vergrößerung der Meßamplitude bei geneigter Erdoberfläche. Er ist in Abb. A3 als Funktion von α aufgetragen.

Bei extremen Steilhängen ($\alpha = 90^\circ$) wird die Amplitude $|S_{(H)}|$ gegenüber der Normalamplitude bei $\alpha = 0^\circ$ verdoppelt.

3.2 Verfälschung der Ergebnisparameter

Auch im Falle des koaxialen Spulensystems wird die Phase des gemessenen Feldes durch $\alpha \neq 0^\circ$ nicht verändert.

Für dieses Spulensystem gilt nach *Mundry (1984)*, (Gl.15) mit der Meßamplitude $A' = K_X A$:

$$d' = \left(\frac{4A^*}{A'}\right)^{\frac{1}{3}} s = \left(\frac{1}{K_X}\right)^{\frac{1}{3}} \left(\frac{4A^*}{A}\right)^{\frac{1}{3}} s = D_X d \quad (21a)$$

mit

$$D_X = \sqrt[3]{\frac{1}{K_X}}. \quad (21b)$$

Das bedeutet, daß die berechneten Abstände d' um den Faktor $D_X \leq 1$ verkleinert werden. D_X ist in Abb. A3 über der Hangneigung α dargestellt; es variiert zwischen 1 und 0,794.

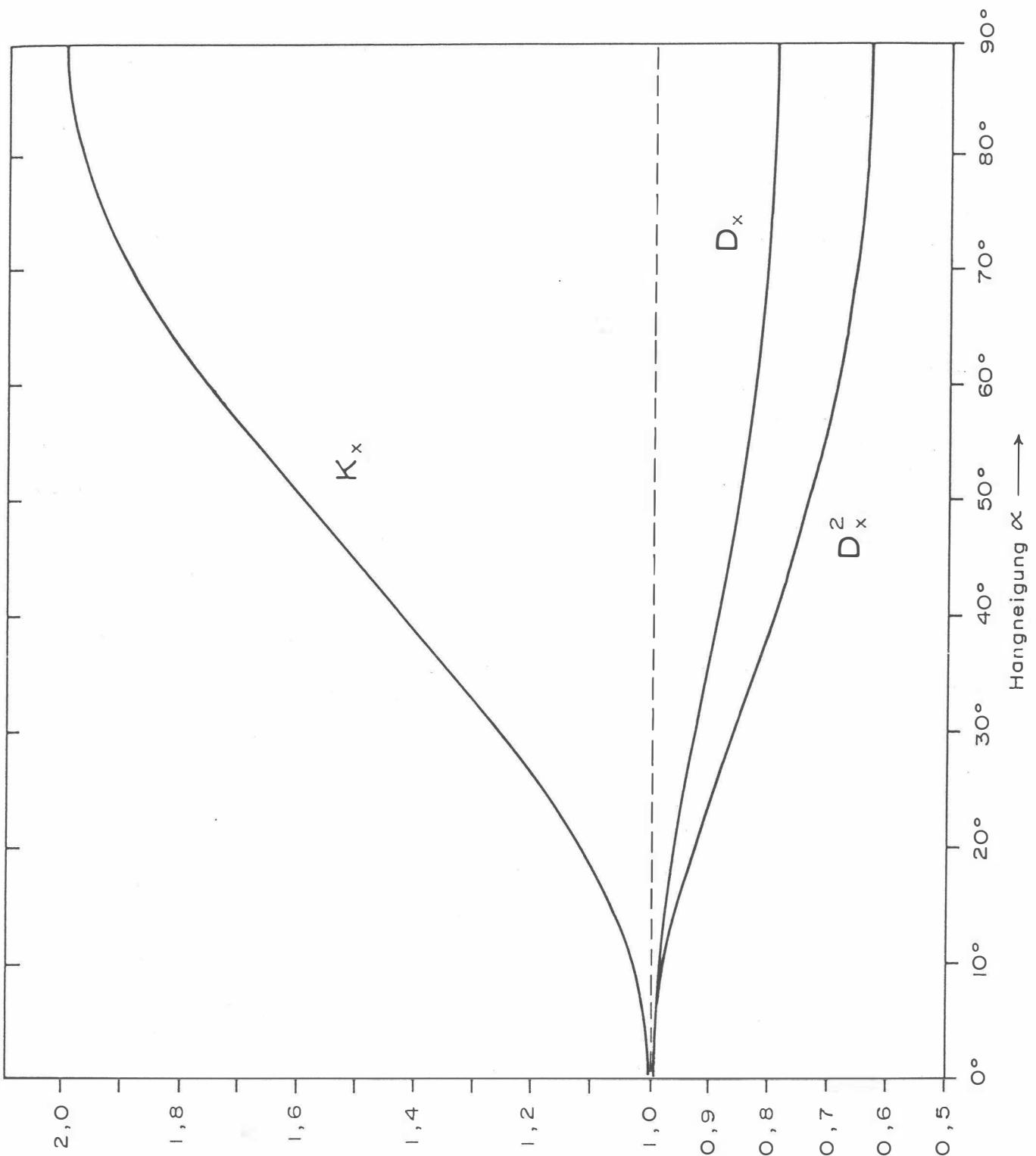


Abb. A3: Verfälschungsfaktoren K_X , D_X und D_X^2 als Funktion von α für ein koaxiales EM-System mit horizontalem Sendedipol.

Wegen der unveränderten Phase gelten hier die Gleichungen (8) bis (11) entsprechend, so daß sich ρ' mit

$$\rho' = D_X^2 \rho \quad (22)$$

ergibt. Wie aus Abb. A3 ersichtlich, liegen die Werte von D_X^2 zwischen 1 und 0,63, d.h. der mit dem koaxialen Meßsystem bestimmte spezifische Widerstand ρ' ist u.U. deutlich kleiner als der wahre Widerstand ρ des geneigten Halbraumes.

Bei bekannter Hangneigung α können auch hier die Ergebnisparameter mit Hilfe der obigen Formeln korrigiert werden.

B. Einfluß der Topographie auf die Anomalien der magnetischen Totalintensität (ΔT)

Bis heute beruhen fast alle Auswerteverfahren für geomagnetische Anomalien auf der Annahme, daß die Meßergebnisse auf einer horizontalen Ebene gewonnen wurden (2π -Geometrie). Da aber gerade hubschraubergeophysikalische Messungen häufig in Gebieten mit starkem Relief durchgeführt werden, ist es erforderlich, sich mit dem Einfluß von bestimmten Geländeformen auf die Meßwerte zu beschäftigen. Der Anschaulichkeit wegen ist es günstig, dabei nur einfache topographische Gegebenheiten, wie z.B. Hangneigung, Bergkämme etc., zu betrachten. Dabei kann auf die Ergebnisse einer Dissertation (SEREN, 1980), die am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien vergeben wurde, zurückgegriffen werden.

Langgestreckte Störkörper mit beliebiger Form können auf zweidimensionale Modellkörper zurückgeführt werden, wobei ihre Querschnitte durch Polygonzüge (Abb. B1) angenähert werden.

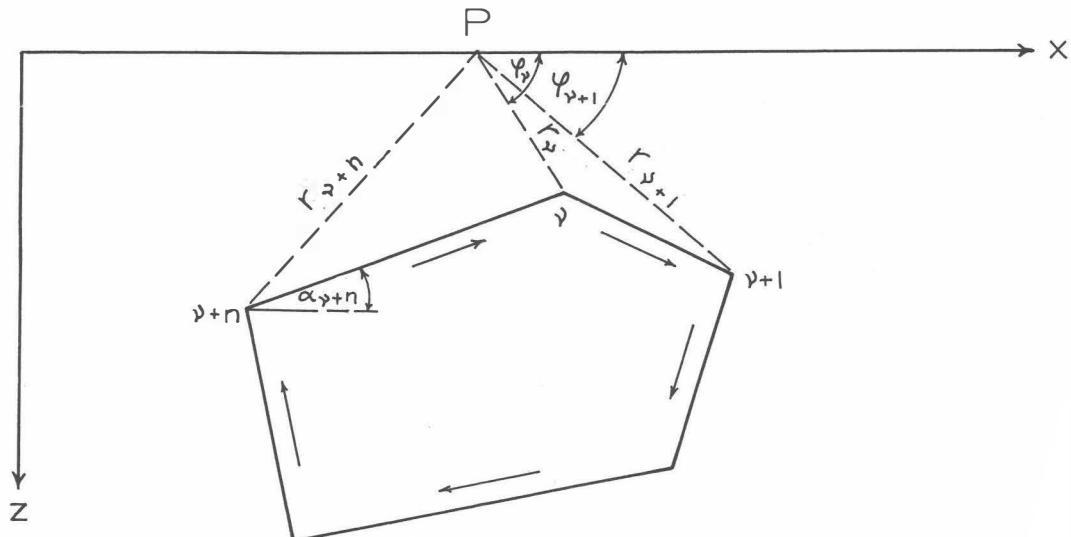


Abb. B1 Die Berechnung von magnetischen Störkörperanomalien mit Hilfe eines Polygonzuges.

Es läßt sich z.B. ein Bergkamm durch eine Kante (Abb. B2) vereinfacht darstellen. Um nun die magnetische Anomalie des in Abb. B2 gezeigten Störkörpers berechnen zu können, werden einige Vereinfachungen durchgeführt: Verlegt man die untere Bergrenzung in sehr

große Tiefen, so ist ihr Beitrag zur ΔT -Anomalie zu vernachlässigen. Weiters sollen homogene und isotrope Magnetisierungsverhältnisse vorliegen. Unter diesen Voraussetzungen ergibt sich die ΔT -Anomalie einer Kante (Bergkamm) mit:

$$\Delta T \approx 2 M \ln(r) \sin 2\delta\alpha (\sin I \sin(\beta + 2\alpha_0) - \cos I \cos(\beta + 2\alpha_0))$$

M	... Magnetisierung
r	... Abstand zwischen Meßpunkt und Kante
$2\delta\alpha$... Öffnungswinkel der Kante
I	... Einfallswinkel des Globalfeldes
β	... Richtung einer eventuellen remanenten Magnetisierung
α_0	... Hangneigung

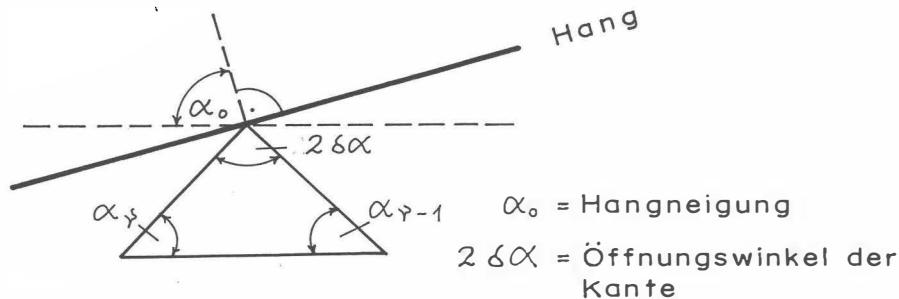


Abb. B2 Modellannahme zur Berechnung von magnetischen Anomalien eines Bergkamms.

Es wurden nun für 3 verschiedene Öffnungswinkel ($2\delta\alpha$) die zugehörigen ΔT -Anomalien berechnet (Abb. B3). Dabei zeigt sich, daß die ΔT -Anomalie beim horizontalen Überfliegen von Bergkämmen ($\alpha_0 = 90^\circ$) mit zunehmenden Öffnungswinkel kleiner wird. Für positive Öffnungswinkel (Bergkämme) ist die Anomalie positiv, für negative (Täler) negativ.

Weiters wurde auch der Einfluß der Hangneigung auf die ΔT -Anomalie einer Kante berechnet (Abb. B4). Die vier Modellkurven für $\alpha_0 = 90^\circ, 75^\circ, 60^\circ$ und 45° zeigen, daß mit zunehmender Steilheit des Hanges der positive Teil der ΔT -Anomalie mehr und mehr unterdrückt wird, während der negative Anteil stärker negativ wird.

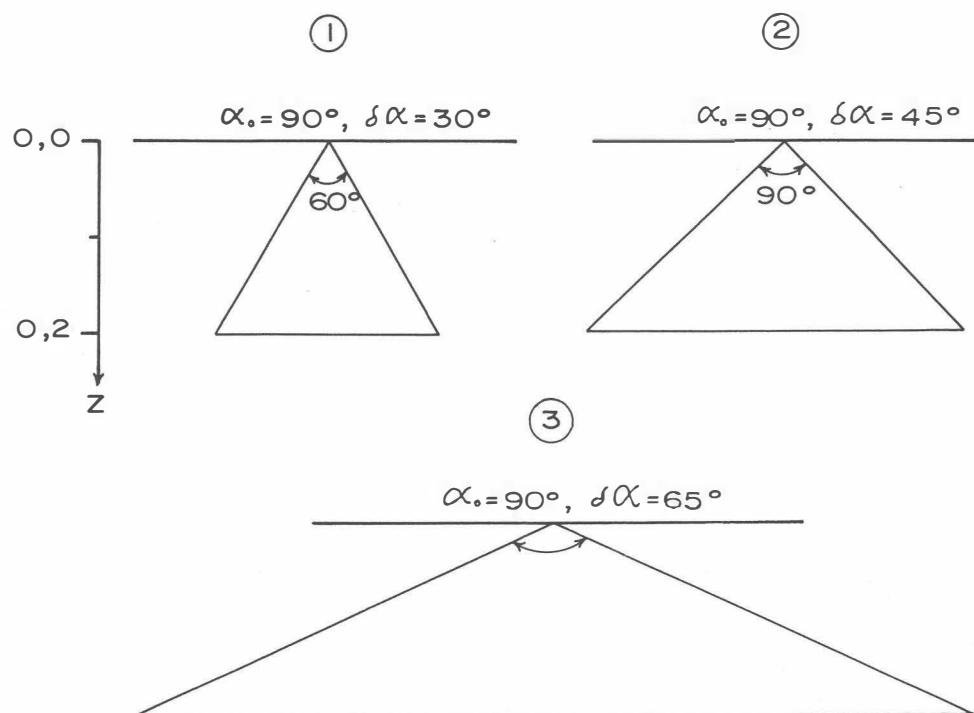
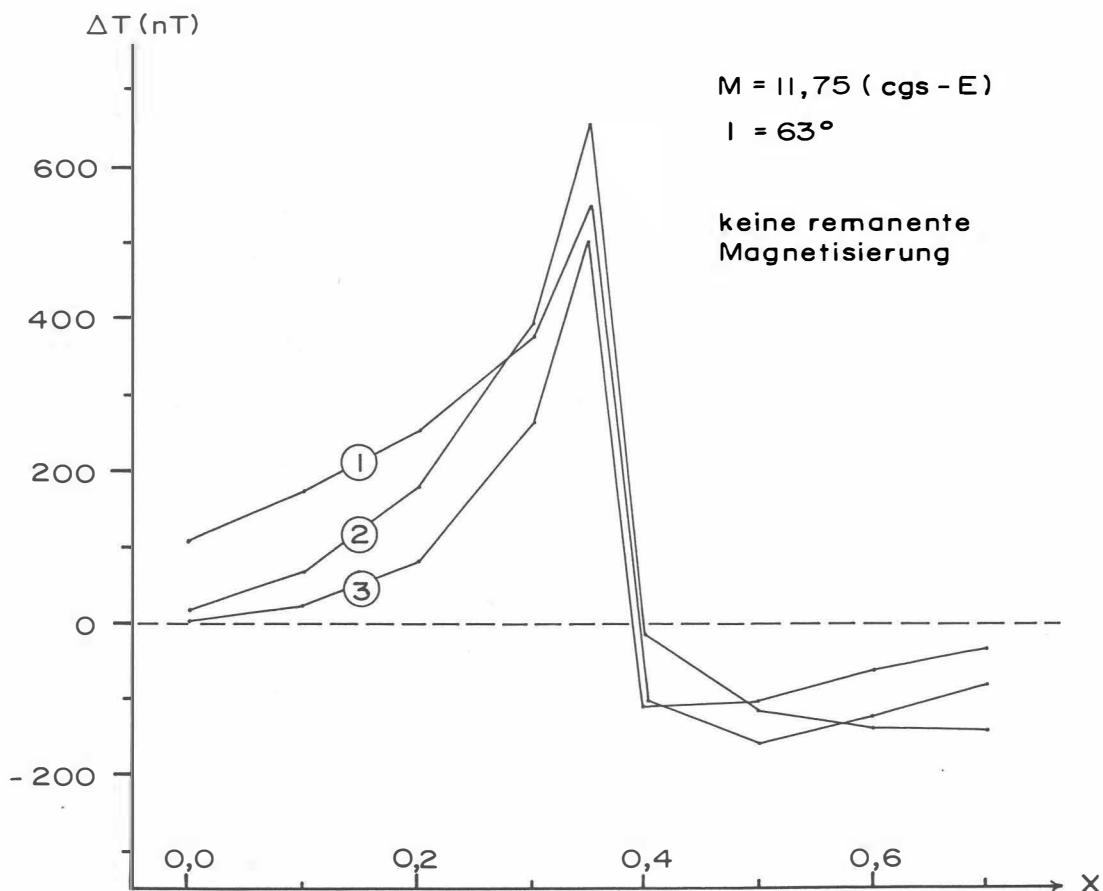


Abb.B3: Der Einfluß des komplementären Öffnungswinkels ($2\delta\alpha$) und einer Kante auf die ΔT -Anomalie, $\alpha_0 = 90^\circ$.

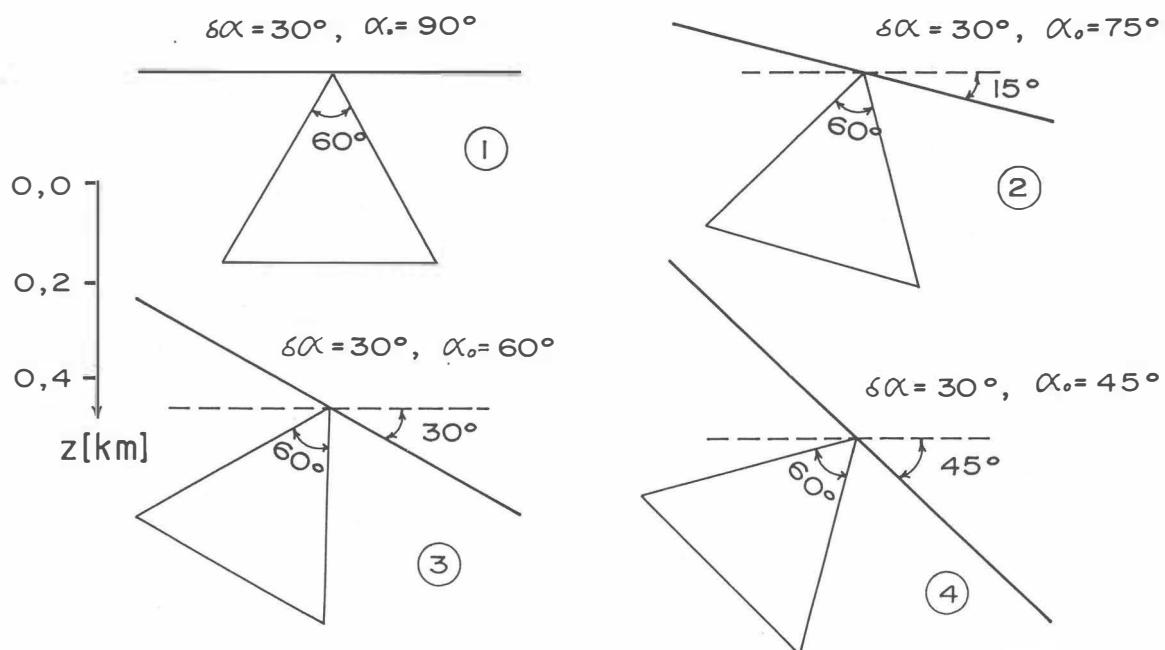
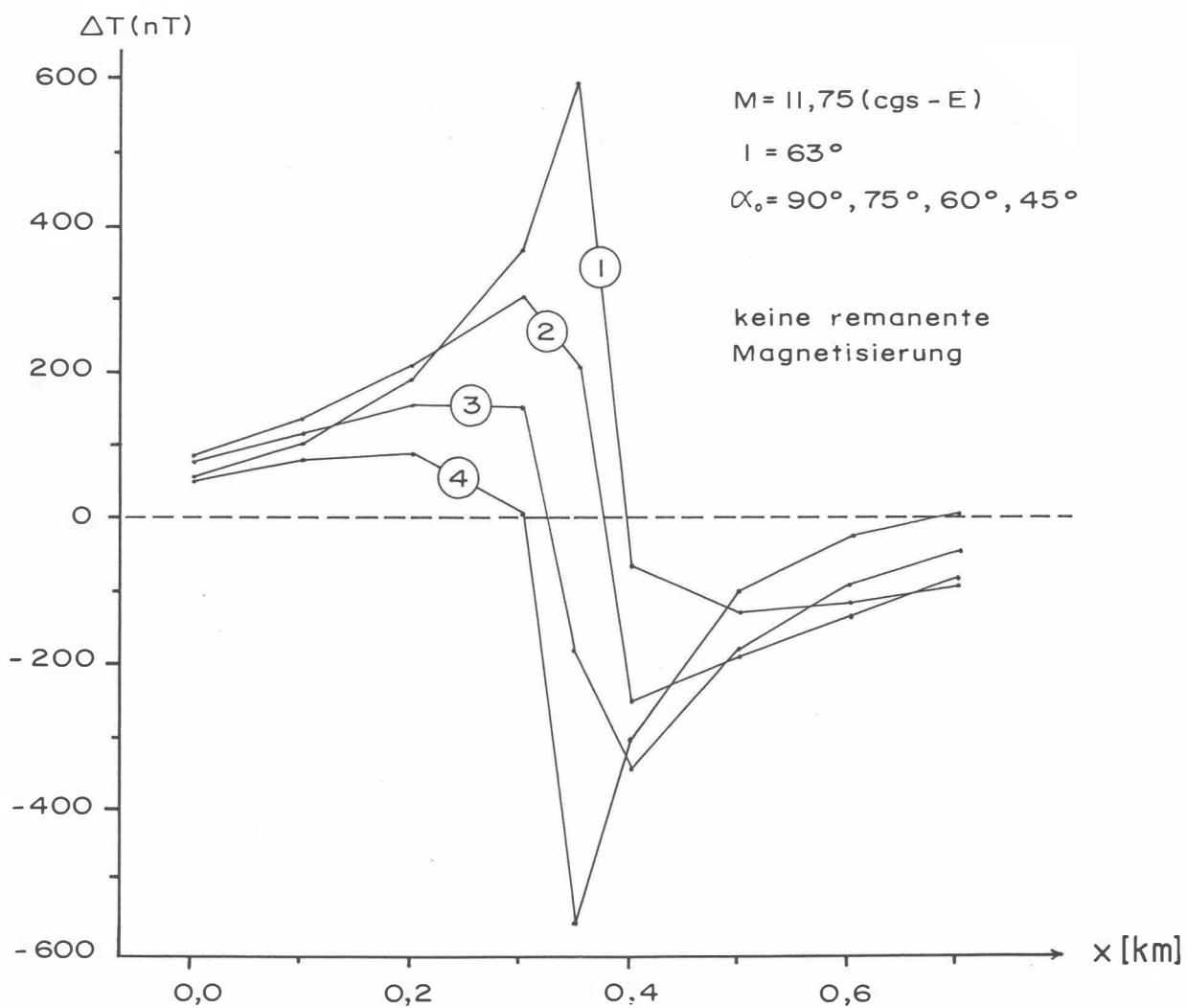
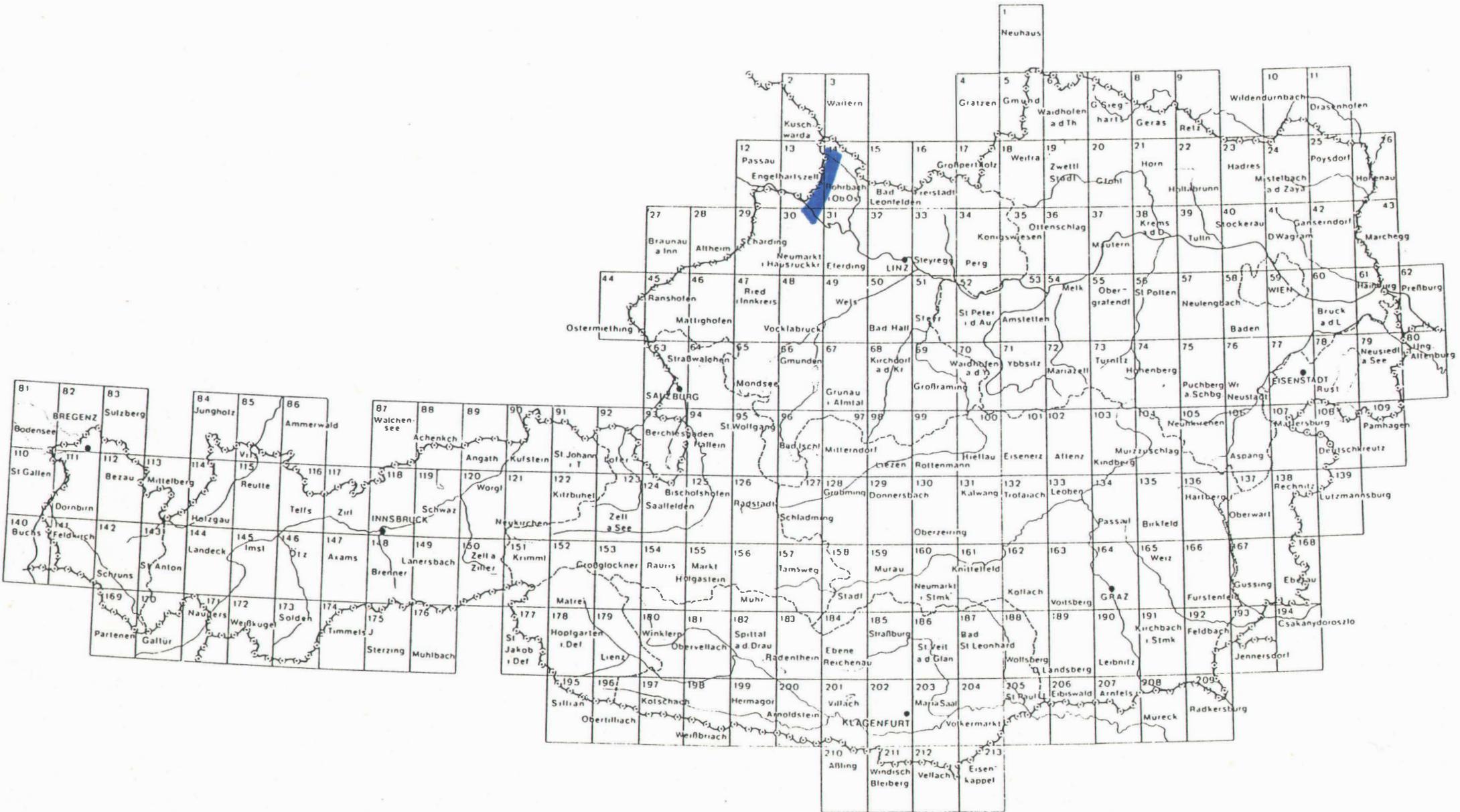
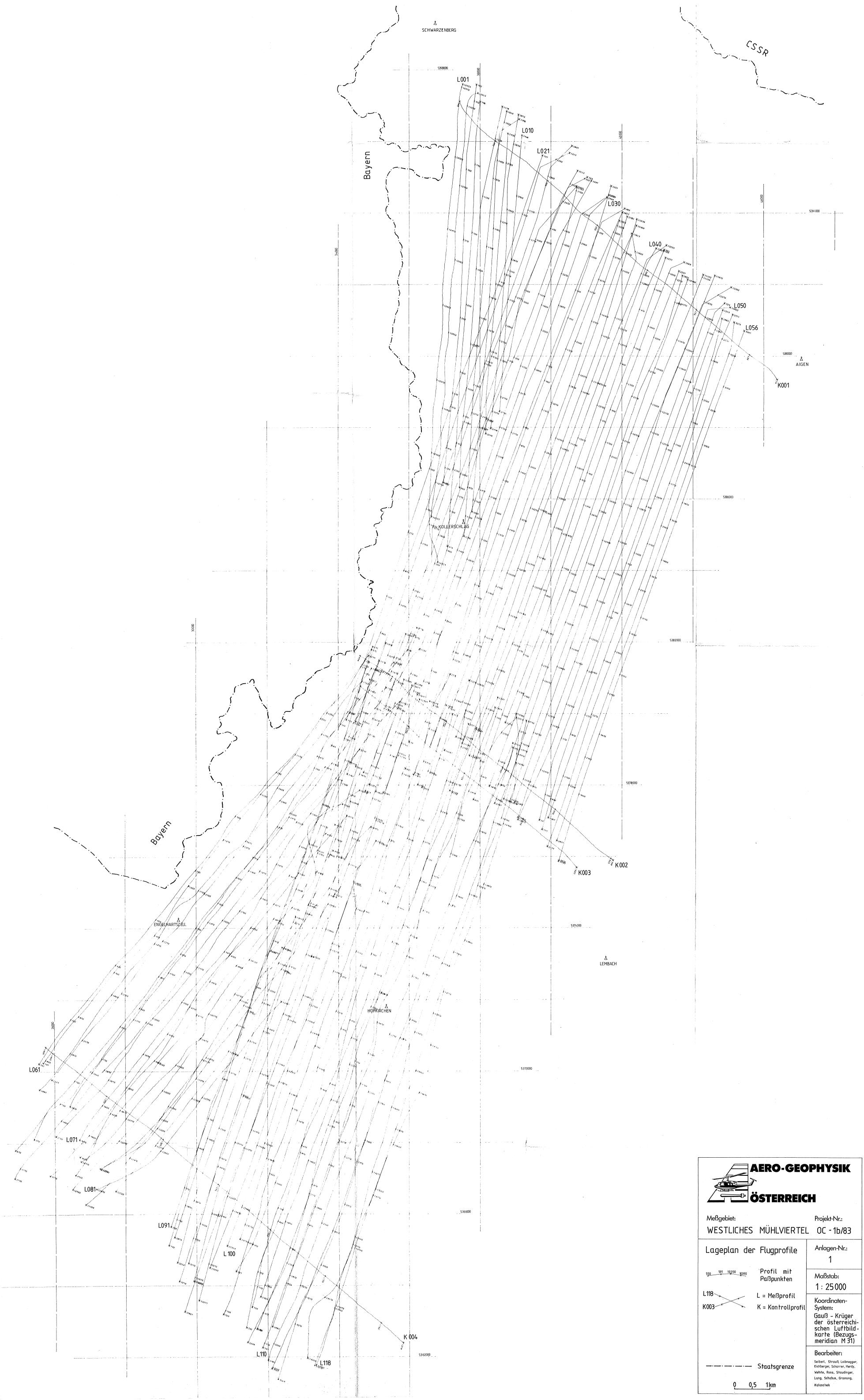


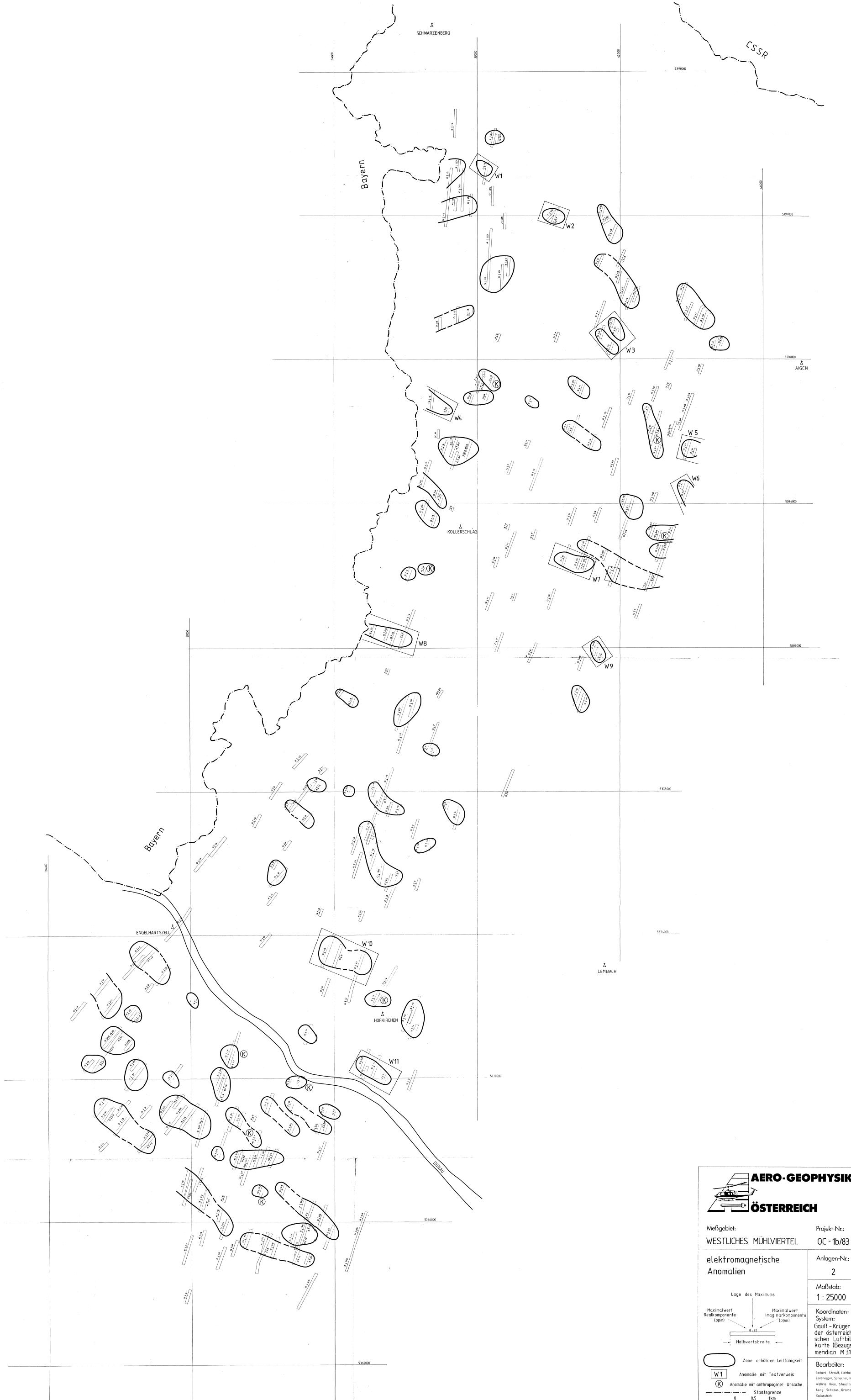
Abb.B4: Der Einfluß der mittleren Bodenneigung (α_0) auf die ΔT -Anomalie;
 $\delta\alpha$ = komplementäre Öffnungswinkel, Z = Tiefe in km.





AERO-GEOPHYSIK
ÖSTERREICH

Meßgebiet:	Projekt-Nr.:
WESTLICHES MÜHLVIERTEL	OC - 1b/83
Lageplan der Flugprofile	
550 561 572 582 Profil mit Paßpunkten	
Maßstab: 1 : 25 000	
L 118	L = Meßprofil
K 003	K = Kontrollprofil
Koordinaten-System: Gauß - Krüger der österreichischen Luftbildkarte (Bezugsmeridian M 31)	
Bearbeiter: Seiterl, Streut, Lechner, Eichberger, Schöner, Herf, Vehre, Ross, Staudinger, Lang, Schobas, Granang, Kalischek	
Staatsgrenze	
0 0,5 1km	





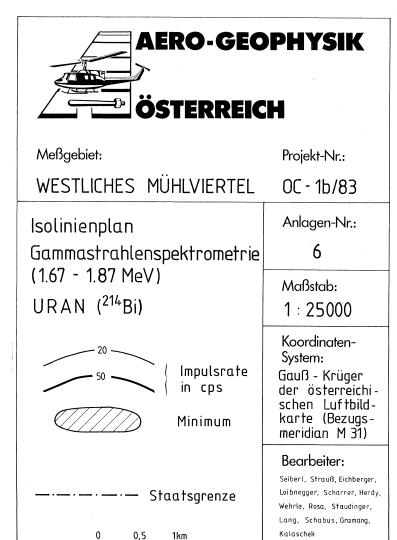




AERO-GEOPHYSIK
ÖSTERREICH

Messgebiet: WESTLICHES MÜHLVIERTEL	Projekt-Nr.: OC-1b/83
Isolinenplan Gammastrahlenspektrometrie (1.36 - 1.56 MeV) KALIUM (^{40}K)	Anlagen-Nr.: 5
	Maßstab: 1 : 25000
Koordinaten-System: Gauß-Krüger der österreichischen Luftbildkarte (Bezugs-median M 31)	

Selbert, Stremmel & Ebner
Leibnig, Schörer, Herlitz
Wehrle, Riedl, Steindlger
Lang, Schabus, Granczeg
Kotzschek







ÜBERSICHTSKARTE DES KRISTALLINS IM WESTLICHEN MÜHLVIERTEL UND IM SAUWALD, OBERÖSTERREICH

Topographische Grundlage: Generalkarte 1 : 200 000

Ausgegeben 1965
Direktion H. Küpper

