



Geologische Bundesanstalt
Fachabteilung Geophysik

Geologie
Geophysik
Geochemie

Verifizierung und fachliche Bewertung
von Forschungsergebnissen und
Anomalienhinweisen aus regionalen und
überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten

Wolfgang Seiberl
Peter Slapansky
Andreas Ahl

**Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen
und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen
Basisaufnahmen und Detailprojekten**

ÜLG 28/2000-2001 Teil 2

Wolfgang Seiberl

Peter Slapansky

Mitarbeit: Andreas Ahl

68 Seiten
34 Abbildungen
4 Tabellen
1 Beilage

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung.....	2
2.	Gammastrahlenspektrometrie an Karbonatgesteinen	3
2.1.	Vorbemerkung	3
2.2.	Zielsetzung	3
2.3.	Messmethodik und Auswertung	3
2.4.	Geologie des Messgebiets.....	4
2.5.	Ergebnisse der Bodengammastrahlenspektrometrie.....	7
2.6.	Fehlerberechnung	15
3.	Kalibrierung des Gammastrahlenspektrometers	17
4.	Erläuterungen zur „Magnetischen Karte Molassezone Niederösterreichs und angrenzende Gebiete“ sowie zu magnetischen Modellrechnungen in diesem Gebiet	19
4.1.	Die magnetische Anomalie N Kilb (Molassezone NÖ)(Modellrechnung A.AHL)	34
4.1.1.	Die magnetische Anomalie	35
4.1.2.	An der Oberfläche anstehende kristalline Gesteine im Bereich des Hiesberges	39
5.	Lagerstätten und Vererzungen im Aeromagnetikmessgebiet Zell am See	44
5.1.	Magnetische Anomalien in Metavulkaniten der Grauwackenzone.....	44
5.2.	Die Vererzungen und Mineralisationen	45
5.5.	Liste der Vererzungen und Mineralisationen	47
6.	Literaturverzeichnis.....	63

BEILAGE :

Magnetische Suszeptibilitäten in N-S-Profilen im Bereich der magnetischen Anomalie N Kilb (NÖ)

1. Einleitung

Dieser zweite Teilbericht behandelt Untersuchungen, die im Rahmen von ÜLG-28 durchgeführt wurden, die aber im ersten Teil (ÜLG-28/00-01 Teil 1), der speziell der 3D-Modellierung geomagnetischer Anomalien gewidmet war, nicht dargestellt wurden.

Die gammastrahlenspektrometrischen Untersuchungen am Hauptdolomit wurden den Drauzug ausgedehnt. Es wurde ein Profil durch eine aerogeophysikalisch aufgefundene Urananomalie nordöstlich der Windischen Höhe aufgenommen.

Da die Kalibrierung des Messgerätes erst nach diesen Messungen erfolgte, sind die vorliegenden Daten als vorläufige Werte zu betrachten. Es sollen hier noch Kontrollmessungen durchgeführt werden, durch welche exakte Korrekturfaktoren ermittelt werden sollen.

Auf die Kalibrierung des Gammastrahlenspektrometers wird kurz eingegangen.

In einem nächsten Kapitel finden sich geologische Erläuterungen zur „Magnetischen Karte der Molassezone Niederösterreichs und angrenzender Gebiete in einer im Vergleich zu P. SLAPANSKY et al. (2001) deutlich erweiterten Form. Besonderes Augenmerk wurde darauf gelegt, die Ergebnisse der bisher in der Literatur angeführten geomagnetischen Modellrechnungen räumlich möglichst unverzerrt darzustellen.

Auf eine neu durchgeführte dreidimensionale Modellierung einer magnetischen Anomalie nördlich von Kilb wird in einem eigenen Abschnitt speziell eingegangen.

Der letzte Abschnitt behandelt die geomagnetische Struktur des Magnetikmessgebietes Zell am See (das im ersten Teilbericht detailliert dargestellt wurde) in Hinblick auf die dort sehr verbreiteten Mineralisationen und Vererzungen.

2. Gammastrahlenspektrometrie an Karbonatgesteinen

2.1 Vorbemerkung:

Die im Vorjahr im Rahmen einer näheren Charakterisierung von spezifischen Gesteinstypen weitergeführten Untersuchungen an lithologischen Typen des Hauptdolomits wurden in diesem Projektjahr im regionalem Bereich im Drauzug fortgesetzt. Da das Gammastrahlenspektromessgerät erst relativ spät kalibriert werden konnte (die Probleme mit der Kalibrierung wurden bereits im vorjährigen Bericht (R. BELOCKY et al., 2000) erläutert), wurde nur ein kleiner Teil des ursprünglich vorgesehenen Messprogramms noch mit dem nicht kalibrierten Gerät umgesetzt. Die Entscheidung, eine große Messkampagne erst nach durchgeführter gründlicher Wartung und Kalibrierung des Gerätes in Angriff zu nehmen, erwies sich in Nachhinein aufgrund der unvorhergesehenen Probleme bei der Korrektur der Messwerte (siehe Abschnitt 2.6., S. 15) als richtig. Die geplanten Messungen im Bereich der Urananomalie Windische Höhe und in den Kössener Schichten sollen im kommenden Projektjahr vervollständigt, bzw. nachgeholt werden.

2.2 Zielsetzung

Das Untersuchungsobjekt ist eine Urananomalie nordöstlich der Windischen Höhe, die im Zuge der „Aerogeophysikalischen Vermessung des Drauzugs“ (W. SEIBERL & H. HEINZ, 1985, Reprocessing der Daten in R. BELOCKY et al., 2000) festgestellt wurde. Diese Anomalie scheint weitgehend an den Hauptdolomit gebunden zu sein (siehe Abb. 2).

Ziel der Untersuchungen ist die Erfassung und Interpretation eines möglichen Einflusses von sedimentologisch - faziellen Gegebenheiten auf die geochemische Verteilung von Spurenelementen (Uran, Thorium und Kalium) in Karbonatgesteinen. Dies soll in Zusammenhang mit geochemischen Analysen erfolgen, die bereits vorbereitet sind.

Als Träger des Kaliums fungieren in Karbonatgesteinen überwiegend die Tonminerale, ein Einfluss von detritischen Glimmern und Feldspäten ist bei den hier vorliegenden Gesteinen meist eher gering. Nur in den sehr stark mergeligen Abschnitten kann sich ein solcher Einfluss eventuell auswirken.

Der Gehalt an Thorium ist sicher auf die detritische Schwermineralfraktion zu beziehen. Die wichtigsten Thorium-Träger sind dabei Orthit, Monazit und Zirkon.

Uran ist z.T. ebenfalls an den detritischen Eintrag, überwiegend an Monazit und Zirkon, gebunden. Es ist aber auch ein Transport und Eintrag des Urans in gelöster Form, das als Uranyl-Komplexe über weitere Strecken transportiert werden kann, möglich (im Gegensatz zum Thorium).

2.3 Messmethodik und Auswertung

Zur Messung der spezifischen γ -Strahlung von Kalium, Uran und Thorium wurde ein Gammastrahlenspektrometer vom Typ GS-256 (Geofizika Brno) verwendet. Dieses besteht im Wesentlichen aus einem Detektor ($3'' \times 3''$ NaJ-Kristall), sowie einem Vielkanalanalysator.

Die Messmethode der Gammastrahlenspektrometrie beruht darauf, dass die Elemente aufgrund von energiespezifischer γ -Strahlung identifiziert werden, die im Zuge des radioaktiven Zerfalls der jeweiligen Elemente freigesetzt wird.

Die Uran- und Thoriumgehalte werden durch Messung der Gammastrahlung aus dem Zerfall von ^{214}Bi (Peak bei 1,76 MeV) aus der Zerfallsreihe von ^{235}U und von ^{208}Tl (Peak bei 2,62 MeV) aus der Zerfallsreihe von ^{232}Th bestimmt, da diese Zerfallsschritte relativ hohe Energien freisetzen und somit relativ leicht zu erfassen sind. Der Zerfall von ^{40}K (Peak bei 1,46 MeV) wird direkt gemessen.

Bei Auftreffen einer γ -Strahlung auf den Detektorkristall erzeugt dieser einen Lichtimpuls, der über einen elektronischen Vervielfältiger in einen Spannungsimpuls umgewandelt wird, wobei die Impulse jeweils proportional zur Energie der einfallenden γ -Strahlung sind. Der Spannungsimpuls wird an den Vielkanalanalysator weitergeleitet und in dem zum jeweiligen Spannungswert passenden Kanal registriert.

Die von den einzelnen Elementen ausgesandte γ -Strahlung tritt jedoch zum Teil mit anderen Materialien (Luft, Boden, Messapparatur) in Wechselwirkung und gibt dabei einen Teil ihrer Energie ab. Dies hat zur Folge, dass ursprünglich höherenergetische Strahlung teilweise in niedrigeren Energiekanälen registriert wird und so beispielsweise eine von einem Thoriumzerfall stammende γ -Strahlung im Energiebereich des Kaliums oder des Urans registriert wird. Der Einfluss dieses sogenannten Compton-Effektes wird bei der Kalibrierung des Gerätes ermittelt.

Weiters muss noch ein Hintergrundfehler berücksichtigt werden, der dadurch entsteht, dass das Gerät selbst in den einzelnen Kanälen eine gewisse Zählrate erzeugt. Alle diese Faktoren werden bei der Kalibrierung des Gerätes anhand von Standards ermittelt, danach in das Gerät eingegeben und für jeden Einzelwert automatisch separat berechnet, da sich unterschiedliche Elementgehalte in den Korrekturen verschieden auswirken (es kann z. B. nicht einfach für ein einzelnes Element korrigiert werden, ohne dass die Werte für die anderen Elemente ebenfalls verändert werden).

Als Maß für den internen Messfehler des γ -Spektrometers wird allgemein die Quadratwurzel aus der Zählrate der jeweiligen Einzelmessung angenommen.

Eine zufriedenstellende Kalibrierung des Messgerätes war erst im Sommer 2002, nach der Durchführung der Messungen im Bereich Windische Höhe möglich, weshalb die Korrektur der Messwerte vorläufig nur provisorisch durchgeführt wurden. Es wurden bei dieser Kalibrierung allerdings auch die Geräteeinstellungen grundlegend verändert, wodurch eine einfache arithmetische Korrektur der Messwerte nicht zulässig ist, bzw. sinnlose Werte ergibt. Aus diesem Grund werden hier vorläufig, bis zu einer Klärung im Gelände, die älteren Korrekturen verwendet.

Die Compton- und Hintergrundkorrigierten Umrechnung in geochemische Äquivalente wurden vorläufig wie folgt durchgeführt:

$$K_c [\%] = (K [\text{cpm}] - 0,98 \cdot U [\text{cpm}] - 2,79 \cdot Th [\text{cpm}]) / 193,26$$

$$U_c [\text{ppm}] = (U [\text{cpm}] / 2 - 2,668 \cdot (Th [\text{cpm}] / 2)) / 11,69$$

$$Th_c [\text{ppm}] = (Th [\text{cpm}] / 2) / 1,93$$

Die Messungen erfolgten mit einer Akkumulationszeit von 2 min, die aufgrund von Testmessungsserien (R. BELOCKY et al. 1999) als akzeptabler Kompromiss zwischen Messgenauigkeit und Zeitaufwand ermittelt wurde. Die Messungen erfolgten entlang von Forststraßen im Abstand von 20 - 40 m. Bei schlechten Aufschlussverhältnissen, beim Auftreten von Fremdschutt, bzw. bei bautechnisch beeinflussten Abschnitten wurden die Messpunkte natürlich jeweils an die Gegebenheiten angepasst.

Da das Gammastrahlenspektrometer unabhängig von der Richtung die gesamte einfallende γ -Strahlung registriert, sind die Messungen stark von der lokalen Geländeform abhängig. Beispielsweise werden in Gräben und lokalen Rinnen deutlich höhere Werte gemessen als auf Graten oder Kuppen. Weiters ist die Oberflächenbeschaffenheit von großer Bedeutung, wie bereits die Messserie am Gaisberg deutlich gemacht hat (R. BELOCKY et al., 1998): So können sich z. B. bereichsweise durch verwitterungsbedingte Anreicherung über dem karbonatischen Untergrund deutlich höhere Werte als im Schutt oder im anstehender Fels ergeben.

2.4. Geologie des Messgebietes:

Der Drauzug der Gailtaler Alpen wird im tektonischen Bau der Ostalpen dem Oberostalpin zugeordnet. Die Gesteinsserie besteht überwiegend aus permomesozoischen Metasedimentserien, die transgressiv mit einem vormesozoischen Basement (Gailtalkristallin und Karbon von Nötsch) verbunden sind. Das Mesozoikum liegt insgesamt als eine etwa grabenbruchartige Struktur mit E-W-streichender Antiklinal - Synklinalbau vor (F.K. BAUER & H.P. SCHÖNLAUB, 1980).

Das Basiskristallin wird hier hauptsächlich vom Nötscher Karbon vertreten (Silt- und Tonschiefer, Sandsteine und Konglomerate der Nötsch-Formation, Grüngesteine der Badstubenbrekzie). Über diesen Schichten folgt gegen Norden die Basis-Schuppe des Drauzugmesozoikums, die aus Wettersteinkalk und Hauptdolomit aufgebaut ist, darüber die Erzbergsschuppe mit Wettersteinkalk und -dolomit und Carditaschichten (H.P.SCHÖNLAUB, 1989). Der direkte Grenzbereich ist durch eine markante Störungszone gekennzeichnet (H.P. SCHÖNLAUB, 1985). Die generelle Schichtfolge des untersuchten Bereiches ist in Abb. 1 überblicksmäßig dargestellt.

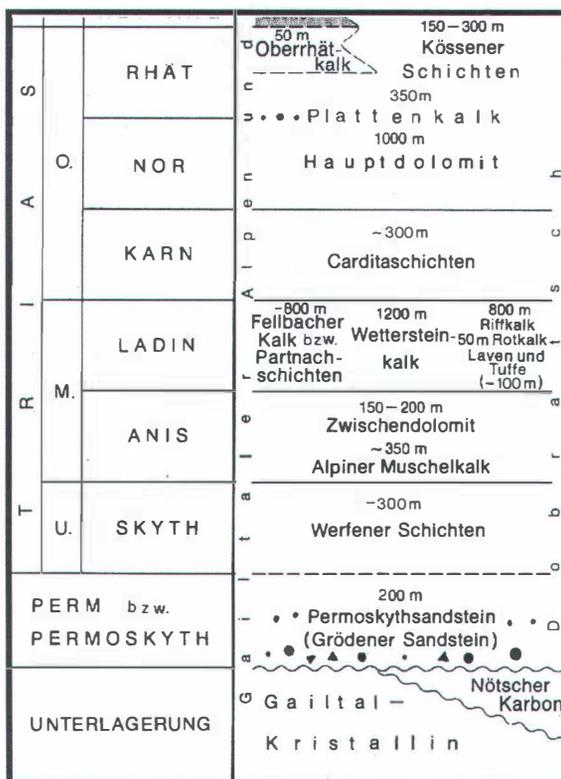


Abb. 1: Permtrias Schichtfolge des Drauzuges (F. BAUER & H.-P. SCHÖNLAUB, 1980).

Die geologische Situation und die Lage der Urananomalie sind in Abb. 2 dargestellt. Die Lage der Messprofile ergibt sich aus Abb. 3.

Bei dem im Untersuchungsgebiet auftretenden Hauptdolomit handelt es sich im Allgemeinen um einen bituminösen, gröber kristallinen, feinschichtigen Dolomit mit Algenlaminierung. Die Sedimente entstanden innerhalb des Gezeitenbereichs mit flachem, zeitweise stagnierendem Wasser und wohl auch örtlichem Trockenfallen. Der Hauptdolomit des Drauzuges ist allgemein sehr fossilarm (T. BECHSTÄDT, 1978).

Das liegende bilden Raibler Schichten. Darüber ergibt sich eine generalisierte Abfolge von bräunlichem, feingeschichtetem und laminiertem Hauptdolomit, darüber heller grobbankiger Hauptdolomit und als höchstes schließlich bituminöser Hauptdolomit. Das Hangende bildet der Plattenkalk (T. BECHSTÄDT, 1978).

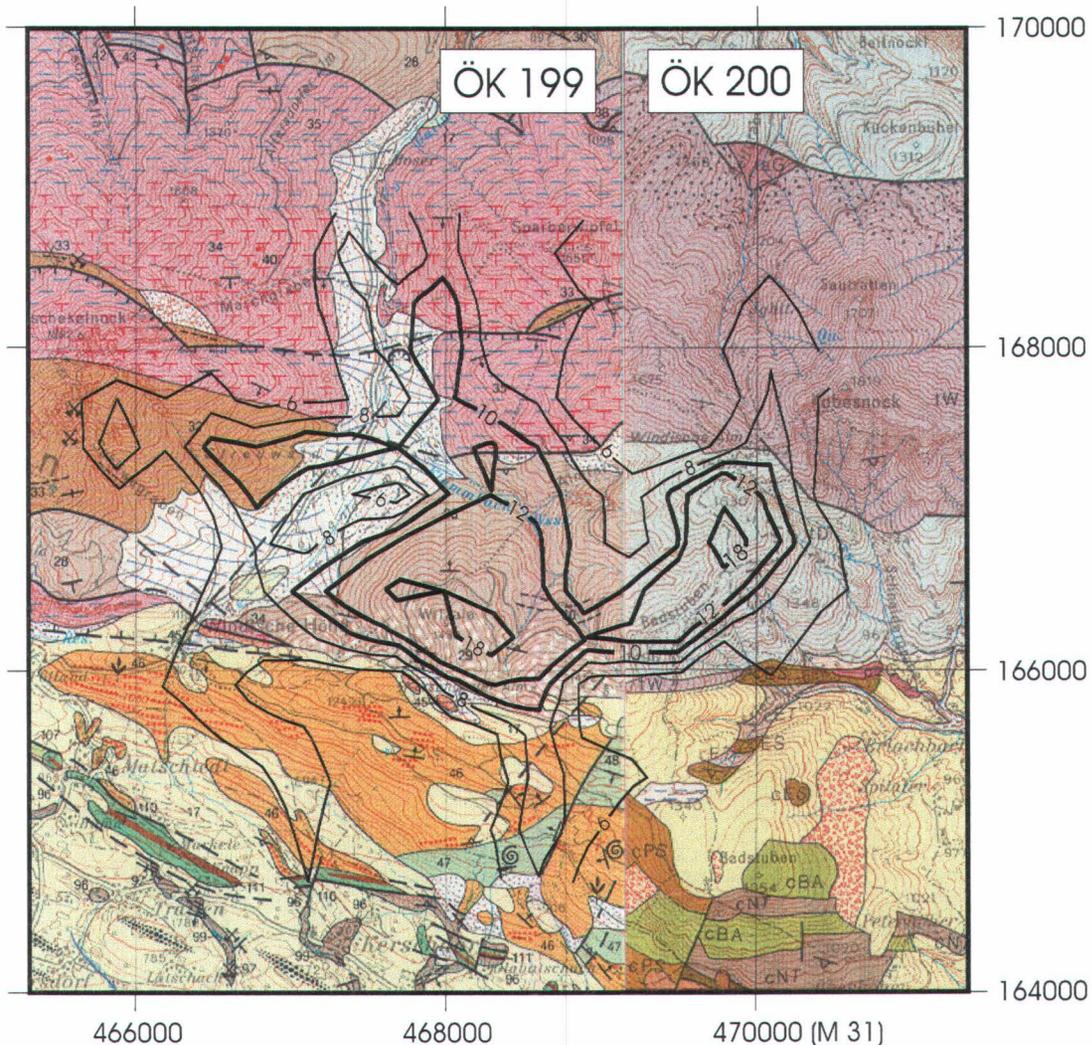


Abb. 2 : Ausschnitte der geologischen Karten 199 Hermagor und 200 Arnoldstein. Das relativ bunt zusammengesetzte untere Bilddrittel wird von Anteilen des Gailtalkristallins und des Nötscher Karbons aufgebaut, die von quartären Sedimenten überlagert werden. Der Rest des Gebietes zeigt überwiegend Ablagerungen der Trias: Wettersteinkalk und Wettersteindolomit (violett), Carditaschichten (braun) und Hauptdolomit (grau bis graubraun). Die aerogeophysikalisch ermittelten Uranverteilungen (siehe R. BELOCKY et al., 2000) sind in Form der 6, 8, 10, 12, und 18 ppm Isolinien dargestellt.

✓

Es lassen sich drei lithologische Haupttypen des Hauptdolomits unterscheiden:

- bräunlicher, feinschichtiger und laminiertes Hauptdolomit: Die bräunliche Farbe ist durch einen gewissen Bitumengehalt bedingt. Bei der Laminierung handelt es sich um Algenstromatolithe, die plan-laminar oder schwach wellig ausgebildet sind. Örtlich sind schwärzliche, dünnbankige Dolomitlagen eingeschaltet.
- heller, grob gebankter Hauptdolomit: In diesem Abschnitt des Hauptdolomites sind aufgrund stärkerer Rekristallisation vielfach nur wenige Sedimentstrukturen erhalten. Die erhaltenen Strukturen sprechen für einen subtidalen Flachmeerbereich, der nur wenige Meter tief, aber ständig von Wasser bedeckt war.
- bituminöser Hauptdolomit: Die dunklen, stark bitumenreichen Abfolgen werden allgemein dem höheren Hauptdolomit zugerechnet und als „Seefelder Fazies“ bezeichnet (T. BECHSTÄDT, 1978).

Entlang der Forststraße, an der das radiometrische Profil vermessen wurde, wurde jüngst ein 75 m mächtiges geologisches Profil in bituminösem Hauptdolomit im Rahmen einer Diplomarbeit durch P. ABRAM detailliert aufgenommen und sedimentologisch und organo-geochemisch bearbeitet (P. ABRAM, 2001). Es handelt sich grundsätzlich um eine Wechselagerung von Dolomiten und mergeligen Dolomiten, in denen organisches Material unterschiedlich verteilt ist. Die einzelnen Lagen sind cm bis dm mächtig.

Im diesem Profil sind prinzipiell zwei unterschiedliche Gesteinstypen vorhanden: einerseits helle grobkristalline Dolomitbänke mit einzelnen Tonfasern, deren Gefüge zur Bankoberseite hin laminiert werden und die einen niedrigen Gehalt an organischem Kohlenstoff aufweisen, andererseits schwarze, plastische, mergelige Dolomitlagen, die feinst laminiert sind und hohen Gehalt an organischem Kohlenstoff enthalten. Der erste Gesteinstyp ist in Phasen hoher Karbonatproduktion bei sauerstoffreichen Bedingungen entstanden, während der zweite ein Sediment aus einer anoxischen Periode bei Trockenfallen der Plattform darstellt. Welcher Typ abgelagert wurde, war hauptsächlich von der relativen Meeresspiegelhöhe abhängig (P. ABRAM, 2001).

Im Profil sind im großen und kleinen Maßstab Mobilitätsstrukturen erhalten, die sich aus syndimentären und syndiagenetischen gravitativen Gleitungen ergeben haben. Sie indizieren eine Position am Beckenhang oder tektonische Bewegungen im Ablagerungsbereich (P. ABRAM, 2001).

2.5. Ergebnisse der Bodengammastrahlenspektrometrie:

Die topographische Lage der Messpunkte ist aus der Abb. 3 ersichtlich.

Die vorläufigen Ergebnisse der Messungen sind in der Tabelle 1 und in Diagrammen (Abb. 4 bis 7) dargestellt.

Tabelle 1: Ergebnisse der Bodengammaspektrometrie.

Rechts/Hochwert	Höhe	total counts (cpm)	Kalium (cpm)	Uran (cpm)	Thorium (cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
									Messzeit 2 Minuten
Forststraße die 100 m vor Kapelle gegen NE abzweigt (Witzala)									
467350 / 165930		2841	430	154	56	0,3	0,1	7,3	Konglomerat in Waldboden

467380 / 165950		3300	461	173	59	0,3	0,3	7,6	Konglomerat in Waldboden
467420 / 165980		6636	1095	275	101	1,4	0,1	13,1	Sandst. in Waldboden
467450 / 166000		4679	760	169	61	1,1	0,1	7,9	Konglomerat in Waldboden
467480 / 166010	1245 m	3548	505	166	56	0,5	0,4	7,3	Sandst. in Waldboden
467500 / 166020		4963	783	256	81	0,8	0,9	10,5	Sandst. in Waldboden
467530 / 166010		4626	753	199	82	0,9	-0,4	10,6	Konglomerat in Waldboden
467560 / 166010	1243 m	2590	449	95	37	0,7	-0,1	4,8	Sandst. und Schiefer
467660 / 166000		4577	679	284	70	0,5	2,1	9,1	Sandst.& Dol. in Waldboden
467740 / 166000	1260 m	3589	629	216	65	0,6	0,9	8,4	Sandst.& Dol. in Waldboden
467760 / 166010	1265 m	4191	665	203	73	0,7	0,2	9,5	Kongl. & Sdst. in Waldboden
467780 / 166040	1265 m	4469	633	252	76	0,5	1,1	9,8	Kongl. & Sdst. in Waldboden
467800 / 166070	1275 m	3960	497	270	41	0,3	3,4	5,3	Dolomit in Waldboden
467820 / 166100	1285 m	4169	400	364	10	0,0	7,2	1,3	laminiertes Dolomit
467840 / 166130	1285 m	5776	674	502	50	0,1	7,9	6,5	Schutt (Dolomit und Sandst.)
467830 / 166160	1290 m	4939	488	479	12	0,0	9,6	1,6	gebänkter laminiertes Dolomit
467820 / 166190	1295 m	6190	617	642	25	-0,2	12,3	3,2	mittelgrauer Dolomit
467820 / 166220	1297 m	5603	587	512	24	0,0	9,6	3,1	gebänkter laminiertes Dolomit
467810 / 166250	1303 m	4545	476	419	14	0,1	8,2	1,8	
467800 / 166280	1305 m	5150	496	487	7	0,0	10,0	0,9	
467790 / 166310	1305 m	6521	647	667	18	-0,1	13,2	2,3	mittelgrauer Dolomit
467780 / 166340	1308 m	6231	633	696	18	-0,3	13,9	2,3	Dolomitschutt und Kongl.-Geröll
467770 / 166370	1315 m	6831	739	708	16	0,0	14,2	2,1	mittelgrauer Dolomit
467760 / 166400	1315 m	4364	462	425	18	0,0	8,1	2,3	
467790 / 166440	1320 m	5751	578	509	15	0,1	10,0	1,9	
467815 / 166480	1325 m	4018	360	367	14	-0,1	7,0	1,8	
467840 / 166520	1328 m	5439	564	574	13	-0,1	11,5	1,7	Dolomitschutt in Boden
467880 / 166520	1335 m	3307	328	290	19	0,0	5,1	2,5	Dolomit in Waldboden
467920 / 166530	1335 m	5234	509	504	16	-0,1	9,9	2,1	Dolomit in Waldboden
467970 / 166530	1330 m	4245	436	380	14	0,1	7,3	1,8	Dolomit in Waldboden
468010 / 166540	1325 m	5651	660	554	24	0,1	10,5	3,1	Schutt (Dol. & schwarzer Schiefer)
468050 / 166540		2942	380	225	22	0,3	3,6	2,8	dunkler feinlaminiertes Mergel
468090 / 166550	1330 m	4370	455	381	13	0,1	7,4	1,7	Dolomit & Dolomitschutt
468130 / 166520	1335 m	4354	411	428	26	-0,2	7,7	3,4	
468160 / 166480	1335 m	4374	453	421	10	0,0	8,4	1,3	
468200 / 166450		3725	489	265	57	0,2	2,4	7,4	Waldboden
468230 / 166410	1330 m	2821	291	245	16	0,0	4,3	2,1	Waldboden & schwarzer Dolomit
468260 / 166360	1330 m	3397	400	282	21	0,2	4,8	2,7	Dolomit in Waldboden
468280 / 166320	1328 m	2901	315	273	15	0,0	5,0	1,9	Dolomit mit dünnen Mergellagen
468310 / 166270	1325 m	4076	406	359	19	0,0	6,6	2,5	Dolomit & Dolomitschutt
468320 / 166220		5837	559	573	17	-0,1	11,3	2,2	laminiertes Dolomit
468330 / 166180		6722	641	705	12	-0,2	14,4	1,6	
468340 / 166130	1320 m	7257	786	739	22	0,0	14,5	2,8	
468350 / 166080	1320 m	7949	800	854	17	-0,2	17,3	2,2	
468380 / 166100		3171	313	278	14	0,0	5,1	1,8	

468420 / 166130	1320 m	3672	393	352	32	-0,1	5,7	4,1	Dolomitschutt
468450 / 166150	1318 m	3030	304	274	16	0,0	4,9	2,1	laminiertes Dolomit
468490 / 166170		2328	222	200	19	-0,1	3,2	2,5	
468520 / 166190	1315 m	3319	344	317	22	-0,1	5,5	2,8	
468560 / 166220		3705	402	350	13	0,1	6,7	1,7	
468590 / 166240	1310 m	2836	293	275	21	-0,1	4,7	2,7	
468630 / 166240	1310 m	3487	376	343	16	0,0	6,4	2,1	
468650 / 166250	1305 m	4088	415	382	20	0,0	7,0	2,6	Dolomitschutt im Waldboden
468700 / 166260	1305 m	4362	477	427	25	0,0	7,7	3,2	
468730 / 166240	1305 m	3029	290	276	16	-0,1	5,0	2,1	
468820 / 166200	1305 m	2759	294	246	21	0,0	4,1	2,7	laminiertes Dolomit
468860 / 166190	1300 m	3160	345	278	12	0,1	5,3	1,6	
468900 / 166185		3226	354	281	15	0,1	5,2	1,9	
468940 / 166180		4294	458	410	9	0,1	8,3	1,2	
468980 / 166170	1300 m	3497	363	311	11	0,1	6,0	1,4	
468980 / 166200		3345	336	310	23	-0,1	5,3	3,0	
468980 / 166230	1303 m	4678	492	484	9	0,0	9,8	1,2	
468980 / 166260	1295 m	3443	372	340	13	0,0	6,5	1,7	
468990 / 166290	1295 m	3301	376	342	23	-0,1	6,0	3,0	Dolomitschutt im Waldboden
469000 / 166310	1292 m	3873	425	366	15	0,1	7,0	1,9	laminiertes Dolomit
469000 / 166340	1290 m	3981	542	378	26	0,3	6,6	3,4	Dolomit mit dünnen Mergellagen
468990 / 166370		4252	445	378	18	0,1	7,1	2,3	Dolomitschutt im Waldboden
468990 / 166400	1295 m	5185	513	580	22	-0,3	11,1	2,8	
468990 / 166430	1298 m	4513	482	442	22	0,0	8,2	2,8	
Abzweigung von der Forststraße E Witzala (1325 m) gegen N hinunter									
468320 / 166270	1325 m	2134	238	167	26	0,0	2,1	3,4	Dolomitschutt im Waldboden
468320 / 166300	1320 m	2186	226	181	29	-0,1	2,2	3,8	
468310 / 166340	1315 m	2147	234	180	20	0,0	2,7	2,6	
468310 / 166370	1310 m	2762	284	240	18	0,0	4,1	2,3	
468300 / 166400	1305 m	3428	373	287	27	0,0	4,6	3,5	
468310 / 166460	1305 m	3291	360	305	23	0,0	5,2	3,0	
468310 / 166520	1300 m	3815	393	341	30	-0,1	5,6	3,9	
468320 / 166580	1295 m	4502	509	372	28	0,2	6,4	3,6	Waldboden
468350 / 166610	1290 m	4448	501	429	17	0,1	8,2	2,2	Dolomitschutt im Waldboden
468270 / 166640	1290 m	3695	345	348	12	-0,1	6,8	1,6	mittelgrauer gebankter Dolomit
468300 / 166630	1285 m	3718	395	395	13	-0,1	7,7	1,7	Dolomitschutt im Waldboden
468340 / 166610	1280 m	3500	350	328	12	0,0	6,3	1,6	
468370 / 166600	1280 m	3993	473	346	34	0,1	5,5	4,4	
468380 / 166550	1275 m	3874	440	369	20	0,1	6,8	2,6	gemischter Schutt in Waldboden
468390 / 166500	1270 m	3750	417	384	24	-0,1	6,8	3,1	
468400 / 166450	1270 m	4060	477	331	38	0,1	4,9	4,9	
Abzweigung gegen N hinunter									
468380 / 166480	1260 m	3761	422	357	20	0,0	6,5	2,6	Dolomitschutt im Waldboden
468360 / 166520	1255 m	3378	367	333	23	-0,1	5,8	3,0	gemischter Schutt in Waldboden

468340 / 166550	1255 m	4878	558	492	17	0,1	9,6	2,2	mittelgrauer laminiertes Dolomit
468370 / 166590		4397	465	441	23	-0,1	8,1	3,0	mittelgrauer gebankter Dolomit
468390 / 166630	1250 m	5218	577	562	26	-0,1	10,5	3,4	Dolomit mit dünnen Mergellagen
468420 / 166670		4754	464	449	20	-0,1	8,5	2,6	mittelgrauer laminiertes Dolomit
468400 / 166700	1245 m	4419	434	442	20	-0,1	8,3	2,6	
468370 / 166730	1240 m	4230	431	413	19	-0,1	7,7	2,5	Dolomitschutt im Waldboden
468360 / 166730		4576	491	484	20	-0,1	9,2	2,6	
468350 / 166740	1235 m	5140	609	472	31	0,2	8,3	4,0	gemischter Schutt in Waldboden
weiter auf der oberen Forststraße, bei der Abzweigung 1265 m									
468410 / 166430	1265 m	3751	405	338	27	0,0	5,7	3,5	gemischter Schutt in Waldboden
468440 / 166420	1260 m	3479	345	319	25	-0,1	5,4	3,2	Dolomitschutt im Waldboden
468460 / 166400	1260 m	3469	347	296	20	0,0	5,2	2,6	
468460 / 166370	1255 m	3283	354	287	14	0,1	5,3	1,8	
468460 / 166330	1255 m	2713	326	271	19	0,0	4,7	2,5	dunkelgrauer gebankter Dolomit
468480 / 166280	1250 m	2433	286	200	15	0,1	3,4	1,9	Dolomitschutt im Waldboden
468500 / 166270	1245 m	3309	334	342	15	-0,1	6,5	1,9	dunkler Dolomit mit Mergellagen
468540 / 166310		3257	381	276	17	0,2	4,9	2,2	
468580 / 166350	1245 m	2222	205	210	14	-0,1	3,7	1,8	
468610 / 166380	1240 m	1971	202	193	11	0,0	3,5	1,4	
468650 / 166420	1235 m	2790	405	189	34	0,3	2,1	4,4	Dolomit wie oben im Waldboden
468670 / 166420	1230 m	3477	356	319	28	-0,1	5,2	3,6	gemischter Schutt in Waldboden
468680 / 166420	1230 m	3741	423	324	15	0,2	6,1	1,9	
468700 / 166420	1225 m	3308	353	292	23	0,0	4,9	3,0	Schutt (Dolomit und schwarzer Mergel)
468730 / 166430	1220 m	3544	403	355	19	0,0	6,5	2,5	Dolomitschutt im Waldboden
468760 / 166450	1215 m	3753	376	335	14	0,0	6,4	1,8	Dolomitschutt
468790 / 166430	1215 m	5025	468	488	13	-0,1	9,7	1,7	gebankter laminiertes Dolomit
468820 / 166420	1210 m	5990	644	581	27	0,0	10,9	3,5	dunkler Dolomit mit Mergellagen
Abzweigung gegen N hinunter									
468860 / 166440	1205 m	4347	469	426	28	-0,1	7,5	3,6	Dolomitschutt im Waldboden
468860 / 166470	1200 m	4223	431	386	14	0,0	7,5	1,8	
468860 / 166500	1200 m	4153	455	389	33	0,0	6,4	4,3	
468860 / 166530									Böschung mit Diabasblöcken befestigt
468850 / 166580	1190 m	3410	372	325	21	0,0	5,8	2,7	gemischter Schutt in Waldboden
468830 / 166600	1190 m	3431	377	321	12	0,1	6,2	1,6	
468820 / 166620	1190 m	3455	346	363	18	-0,2	6,7	2,3	gebankter laminiertes Dolomit
468810 / 166630		3648	360	328	11	0,0	6,4	1,4	
468800 / 166650		6064	647	577	26	0,0	10,9	3,4	Dolomitschutt im Waldboden

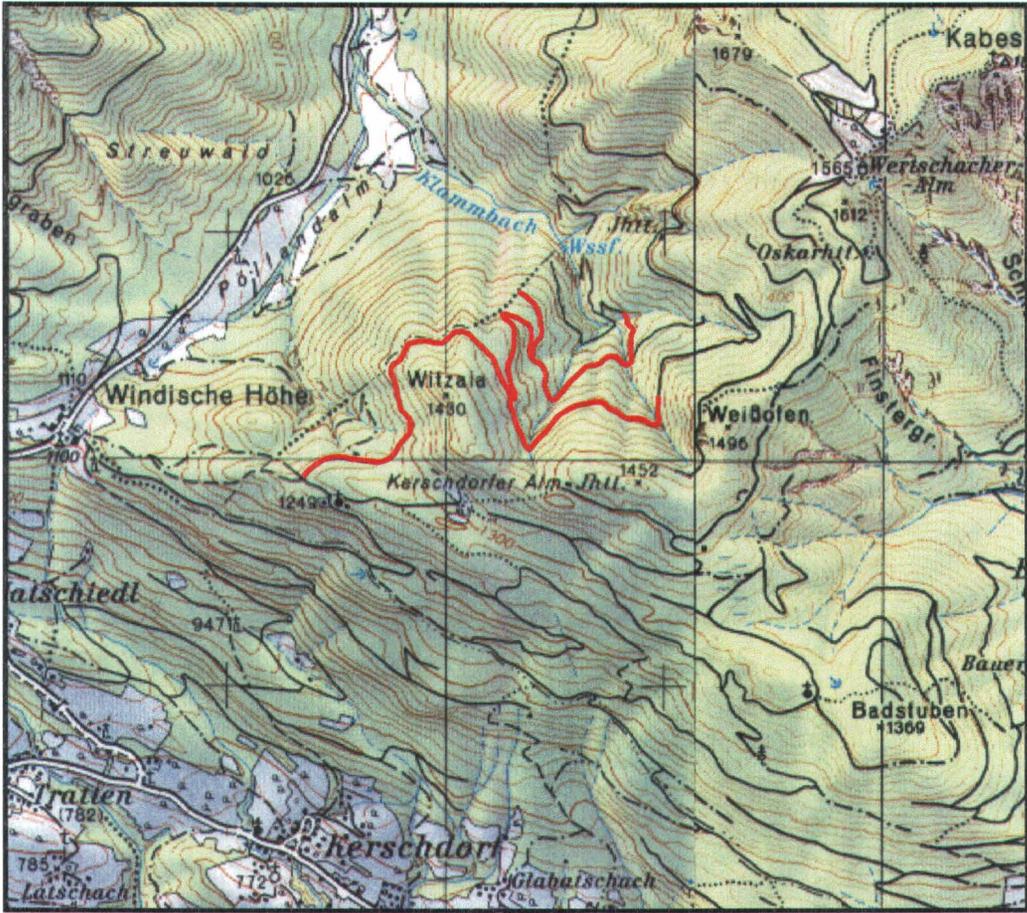


Abb. 3: Ausschnitt aus den ÖK50 Kartenblättern 199 Hermagor und 200 Arnoldstein, etwa 50 % vergrößert. Die Lage der Messpunkte entlang der Forststraßen ist durch die rote Markierung bezeichnet.

Die vorläufigen Werte für die Kalium-, Uran- und Thoriumgehalte sind in Tabelle 2 übersichtlich zusammengefasst. Der negative Wert ist auf die offensichtlich noch unzureichende Korrektur zurückzuführen.

	Kalium (%)	Uran (ppm)	Thorium (ppm)
Maximum	1,4	17	13
Mittelwert	0,2	5	5
Minimum	-0,3	0	1

Tabelle 2: Statistik der Messergebnisse im Bereich Windische Höhe

Der bisher vermessene Bereich kann in einem WSW–ENE-Profil durch den westlichen Teil der aerogeophysikalischen Anomalie zusammengefasst werden (Abb. 4 bis 7). Es muss dabei allerdings berücksichtigt werden, dass in einer solchen Darstellung unterschiedliche, in verschiedene Richtungen verlaufende Messprofile zu einem einzigen, aber theoretisch konstruierten Profil zusammengefasst werden. Bei einem Vergleich von Daten aus aerogeophysikalischen und bodengeophysikalischen Daten muss weiters grundsätzlich beachtet werden, dass der erfasste Messbereich im ersten Fall 250 x 250 Meter beträgt, im zweiten aber nur 10 x 10 Meter, (B. BUCHER et al. 1999). Die Messpunkte in Abb. 4 bis 7 dürfen somit nicht als kontinuierliche Kurven aufgefasst werden.

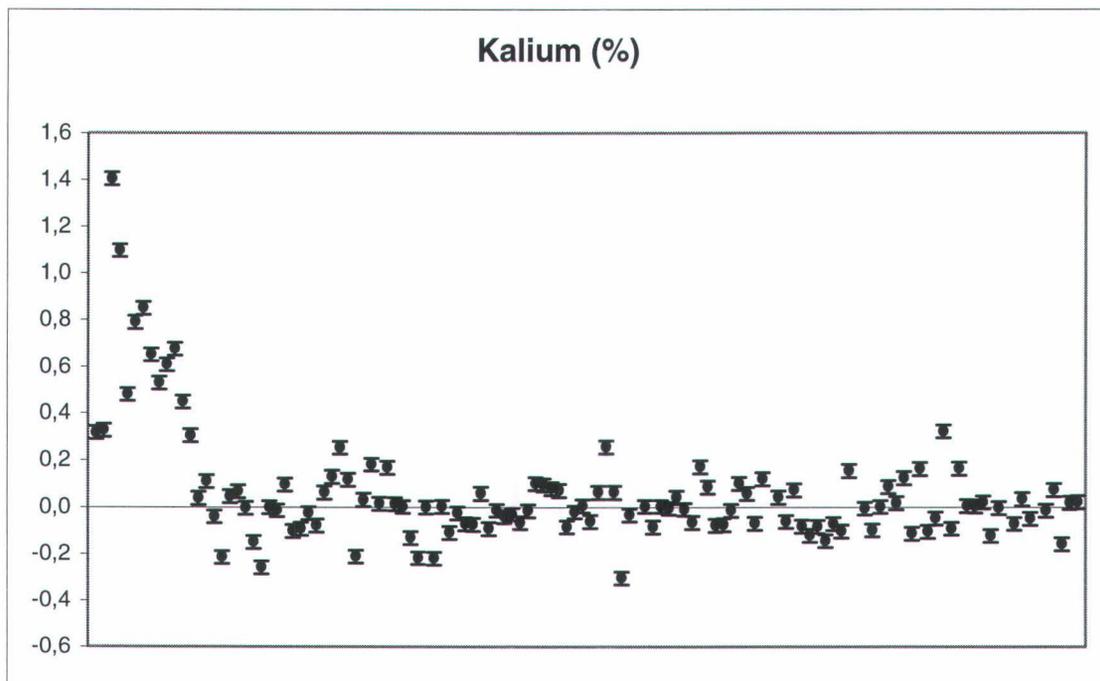


Abb. 4: Verteilung des Kaliums als WSW - ENE - Profil dargestellt, zur Berechnung der Fehlerbalken siehe Abschnitt 2.6.

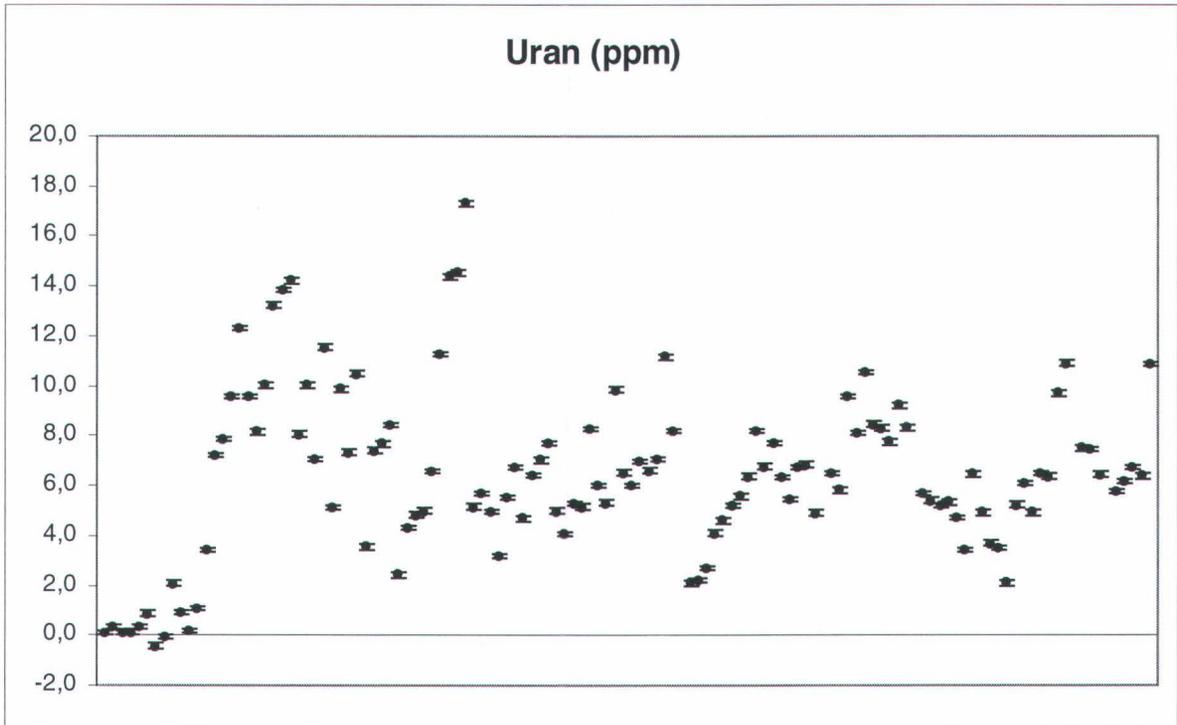


Abb. 5: Verteilung des Urans als WSW – ENE - Profil dargestellt. (zur Berechnung der Fehlerbalken siehe Abschnitt 2.6.).

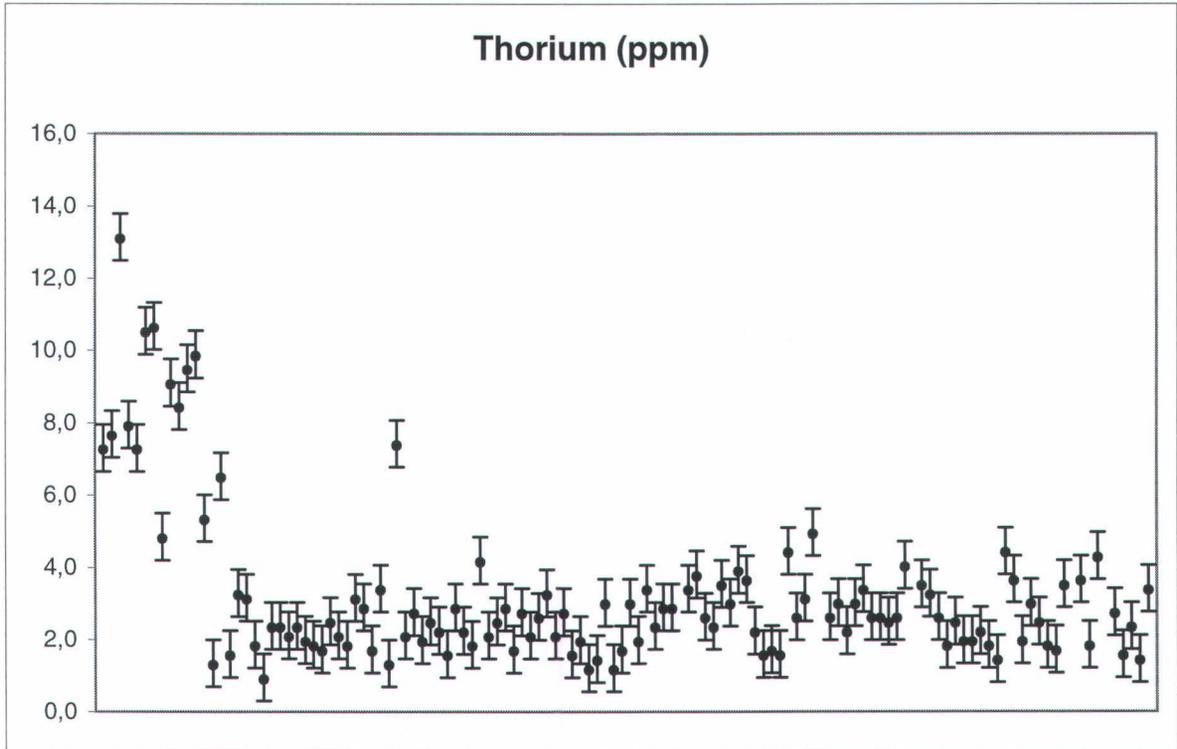


Abb. 6: Verteilung des Thoriums als WSW - ENE - Profil dargestellt, (zur Berechnung der Fehlerbalken siehe Kapitel 2.6.).

Das Profil beginnt im Randbereich des Nötscher Karbons. Es liegen hier Silt- bis Sandsteine und Konglomerate der klastischen oberkarbone Nötsch - Formation (H.P. SCHÖNLAUB, 1985) an, die als Hangschutt vorliegen. Der weitere Verlauf folgt etwa 300 m weit entlang der Grenze zum karbonatischen Mesozoikum, die dort von Grundmoränenmaterial verdeckt ist. Danach tritt reiner Dolomitschutt im Waldboden auf und schließlich ist der Hauptdolomit anstehend aufgeschlossen.

Diese Situation wird durch die Verteilung der Elementgehalte widergespiegelt, welche ein steiles Absinken der Kalium- und Thoriumgehalte und ein gleichzeitiges steiles Ansteigen der Urangelhalte zeigen (Abb. 4 bis 7), wobei Kalium und Thorium mit dem klastischen Karbon, Uran aber mit dem Hauptdolomit korreliert werden können.

Im weiter gegen ENE folgenden Anteil des Profils tritt der Hauptdolomit entweder direkt anstehend oder als Hangschutt im Waldboden auf. Öfters im Schutt auftretende schwarze feinblättrige Mergel und Tonschiefer gehören wahrscheinlich überwiegend zur Schichtfolge des Hauptdolomits. Bereichsweise treten immer wieder geringfügige Durchmischungen des Hangschutts mit Moränenmaterial auf. Als Moränenschutt finden sich neben überwiegend Sandsteinen und Feinkonglomeraten auch Grüngesteine, die ebenfalls dem Nötscher Karbon zugeordnet werden könnten (Badstubenbrekzie) (H.P. SCHÖNLAUB, 1985).

Die Verteilung der radioaktiven Elemente zeigt praktisch gleichbleibende Werte um 0 % für Kalium (Schwankungsbereich zwischen - 0,3 und + 0,3 %) und geringfügig schwankende Th - Werte zwischen 1 und 5 ppm, die sich gleichbleibend um einen Wert von etwa 2,5 ppm gruppieren, beim Uran jedoch zeigen sich beträchtlich stärker schwankende Werte zwischen 2 und 14 ppm. Die scheinbare geringe Abnahme der durchschnittlichen Urangelhalte gegen ENE ist statistisch nicht signifikant und hat keinerlei Aussagekraft.

Bemerkenswert ist, dass die auffällig bituminösen Abschnitte (F.H. UCIK 1995, P. ABRAM 2001), die lithologisch sicherlich als Seefelder Schichten einzustufen sind, vergleichsweise sehr niedrige Urangelhalte aufweisen. Die Datenpunkte aus den stark bituminösen Schichten sind in der Abb. 7 in rot hervorgehoben.

In der Tabelle 3 sind Durchschnittsgehalte für verschiedene karbonatische und detritische Sedimentgesteine angeführt (nach L. RYBACH, 1988). Vergleichsweise sind die Uran- und Thoriumgehalte im bearbeiteten Bereich relativ hoch, was durchaus mit der beobachteten Lithologie (relativ dunkle bituminöse Dolomite mit Mergel- und Tonschiefer einschaltungen) in Einklang steht. Auffällig sind jedoch die hier gemessenen vergleichsweise sehr niedrigen Kaliumgehalte. Diese könnten auf die schlechte Justierung des Messgerätes zurück zu führen zu sein. Dadurch wäre ein Teil der Gammastrahlung nicht registriert worden, weil das entsprechende Energiefenster zu einem Teil verschoben war.

Falls das der Fall ist und die gemessenen Werte zu niedrig sind, würden sich nach einer eventuellen Korrektur auch die Werte der Uran- und Thoriumgehalte erhöhen. Dadurch würde sich eine wesentlich bessere Übereinstimmung zwischen aerogeophysikalisch und bodengeophysikalisch bestimmten Elementgehalten ergeben.

Die aerogeophysikalisch ermittelten Gehalte sind für Kalium sind < 0,25 bis > 2,25 %, für Uran: < 4 bis > 18 ppm und für Thorium: < 7 bis > 23 ppm, wobei die Anteile der mit „<“ oder „>“ bezeichneten Bereiche als eher klein zu betrachten sind.

Durchschnittswert für:	Kalium (%)	Uran (ppm)	Thorium (ppm)
Kalke	0,3	2,0	1,5
Dolomite	0,7	1,0	0,8
Schiefer und Siltsteine	2,7	3,7	12,0
Schwarzschiefer	2,6	20,2	10,9
Quarzite	0,9	0,6	1,8
Sandsteine	2,3	1,5	5,0
Grauwacken	1,3	2,0	7,0
Tiefseesedimente	-	2,1	11,0

Tabelle 3: Durchschnittsgehalte der radioaktiven Elemente in unterschiedlichen Sedimentgesteinen (nach L. RYBACH, 1988).

2.6. Fehlerberechnung:

Der analytische Fehlerbereich der Gammastrahlenmessungen wird allgemein mit der Quadratwurzel der jeweiligen Zählrate der einzelnen Elemente angegeben.

Somit lässt sich für jeden einzelnen Messpunkt der Fehler ermitteln. Diese Berechnung muss allerdings für jeden Messpunkt separat erfolgen.

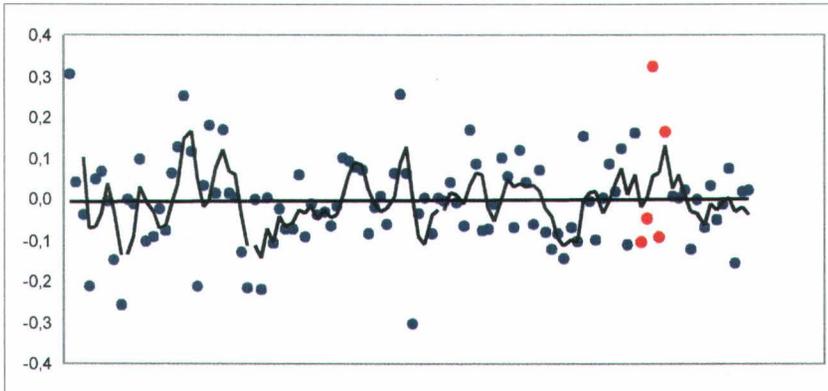
Eine solche Fehlerberechnung wurde hier unterlassen, da der damit verbundene Zeitaufwand, besonders was die graphisch Darstellung der Ergebnisse anbelangt, im Verhältnis zum möglichen Erkenntnisgewinn überproportional groß erscheint.

Um trotzdem einen Anhaltspunkt zumindest bezüglich der Größenordnung des Fehlerbereiches zu erhalten, wurden Berechnungen an Durchschnittswerten der jeweiligen Zählraten durchgeführt. und danach in Prozent-, bzw. ppm-Werte umgerechnet. Es ergaben sich dabei als analytischer Fehler für Kalium: - 0,3 % und + 0,02 %, für Uran - 0,1 ppm und + 0,1 ppm sowie für Thorium – 0,6 ppm und + 0,7 ppm.

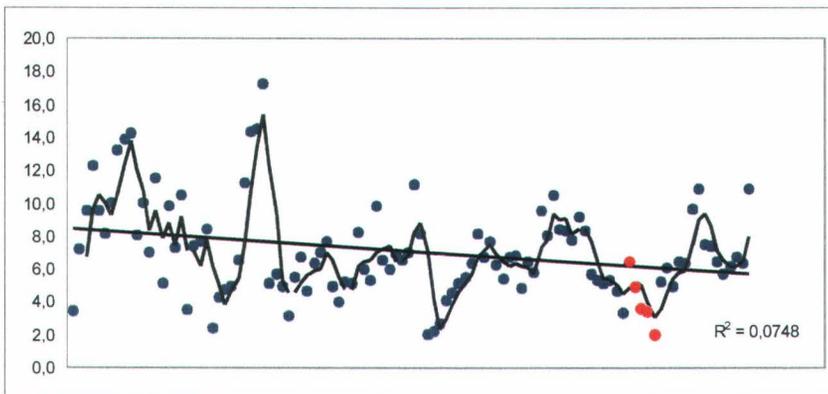
Zur Darstellung der analytischen Fehler wurden bei den Abb. 4 bis 6 diese Fehlerberechnungen von Mittelwerten herangezogen. In den Abbildungen sind diese als Fehlerbalken dargestellt. Die für einzelne Datenpunkte berechneten Fehler entsprechen weitgehend diesen Werten. Abweichungen ergeben sich, bedingt durch die relativ geringen Zählraten, im Bereich der höheren Werte des Thoriums. Aber auch hier betragen die berechneten analytischen Fehler maximal etwa das doppelte des Durchschnittsfehlers. Derartige Fehlerbereiche sind für die geologische Interpretation der Messwerte irrelevant.

Eine Verifizierung der im Feld durch geophysikalische Messungen gewonnenen Daten durch geochemische Untersuchungen ist derzeit im Gange.

Kalium (%)



Uran (ppm)



Thorium (ppm)

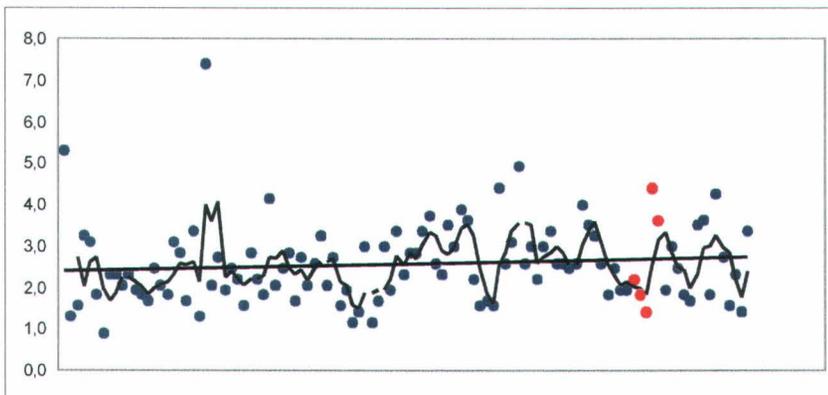


Abb.7: Dieselben Profile wie in Abb. 4 bis 6, wobei alle durch Kristallinschutt und anderes beeinflussten Proben weggelassen wurden. Die eingetragenen Trendlinien sind die lineare Regression und ein gleitender Durchschnitt, der aus jeweils 3 benachbarten Datenpunkten errechnet wurde. Diese Darstellung dient ausschließlich dem statistischen Vergleich der Daten der drei Elemente untereinander und besitzt keinerlei Aussagekraft bezüglich der tatsächlichen räumlichen Verteilung der einzelnen Elemente, da die Grenzen unterschiedlicher Profilabschnitte, die in ein einziges Profil zusammen projiziert wurden, dabei nicht berücksichtigt sind.

3. Kalibrierung des Gammastrahlenspektrometers

Die Uran- und Thoriumgehalte werden durch Messung der Gammastrahlung aus dem Zerfall von ^{214}Bi (Peak bei 1,76 MeV) in der Zerfallsreihe von ^{235}U und von ^{208}Tl (Peak bei 2,62 MeV) in der Zerfallsreihe von ^{232}Th bestimmt, der Zerfall von ^{40}K (Peak bei 1,46 MeV) wird direkt gemessen.

Das Spektrometer wird anhand von Standardspektren von Kalibrierblöcken („Pads“) geeicht. Bei diesen handelt es sich um Betonblöcke (100 x 100 x 30 cm) mit exakt bekannten unterschiedlichen Gehalten an K, U und Th, wobei jeweils einer an einem dieser Elemente angereichert ist. Ein vierter Pad mit geringen Gehalten dieser Elemente wird zur Bestimmung der Background-Zählrate benutzt. Die Interferenzfaktoren und die Kalibrierkonstanten werden mittels eines Computerprogramms ermittelt.

Die Gehalte der radioaktiven Elemente in den einzelnen Pads sind:

	Kalium (%)	Uran (ppm)	Thorium (ppm)
„blank“-Pad	1,43 ± 0,01	0,94 ± 0,02	2,32 ± 0,06
Kalium-Pad	7,57 ± 0,05	1,22 ± 0,09	1,40 ± 0,12
Uran-Pad	1,07 ± 0,01	46,93 ± 0,32	2,75 ± 1,92
Thorium-Pad	1,43 ± 0,02	1,74 ± 0,16	121,60 ± 1,66

Pro Pad wurden mehrere Einzelmessungen durchgeführt. Als Messzeit für die Kalibrierung wurden 5 Minuten gewählt. Eine längere Messzeit würde die Speicherkapazität des (mittlerweise 13 Jahre alten) Gerätes überfordern.

Die Konzentrationen für Kalium (Q_K in %), Uran (Q_U in ppm) und Thorium (Q_{Th} in ppm) werden durch Lösung der Matrix

$$\begin{pmatrix} Q_K \\ Q_U \\ Q_{Th} \end{pmatrix} = 10^{-5} \begin{pmatrix} c_6 & c_7 & c_8 \\ c_9 & c_{10} & c_{11} \\ c_{12} & c_{13} & c_{14} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} n_2 - c_2 \\ n_3 - c_3 \\ n_4 - c_4 \end{pmatrix}$$

mittels Computerprogramm ermittelt, wobei n_2 , n_3 und n_4 die Zählraten in den jeweiligen Kanälen, und c_2 bis c_{14} bei der Kalibrierung ermittelte Konstanten darstellen.

Entsprechend wird die Gesamtdosisleistung Q_{tot} (angegeben in ppm U-Äquivalent) durch

$$Q_{tot} = 10^{-5} c_5 |n_1 - c_1|$$

berechnet.

Im Zuge der Wartungsarbeiten an dem Messgerät (überwiegend durch G. OBERLERCHER) im Herbst 2001 wurde festgestellt, dass die eingestellten Bereiche der Fenster für die einzelnen Energiebereiche nicht mehr vollständig mit den tatsächlichen Peaks korrelieren. Durch diese Verschiebung des Spektrums gegenüber der Geräteeinstellung ergibt sich, dass in den jeweiligen Kanälen nicht die maximal mögliche Ausbeute der Strahlung registriert wurde.

Daraus folgt, dass die mit dem nicht kalibrierten Gerät gemessenen Zählraten nicht einfach mit den durch die Kalibrierung neu ermittelten Gerätekonstanten um- und nachgerechnet werden können, wie dies eigentlich ursprünglich geplant war. Bei einer Berechnung mit den neuen Konstanten wären die abgezogenen Backgroundwerte viel zu hoch, bei geringen Elementgehalten (z. B. für Kalium und Thorium im Hauptdolomit) würden sich dadurch fast ausschließlich negative Werte ergeben.

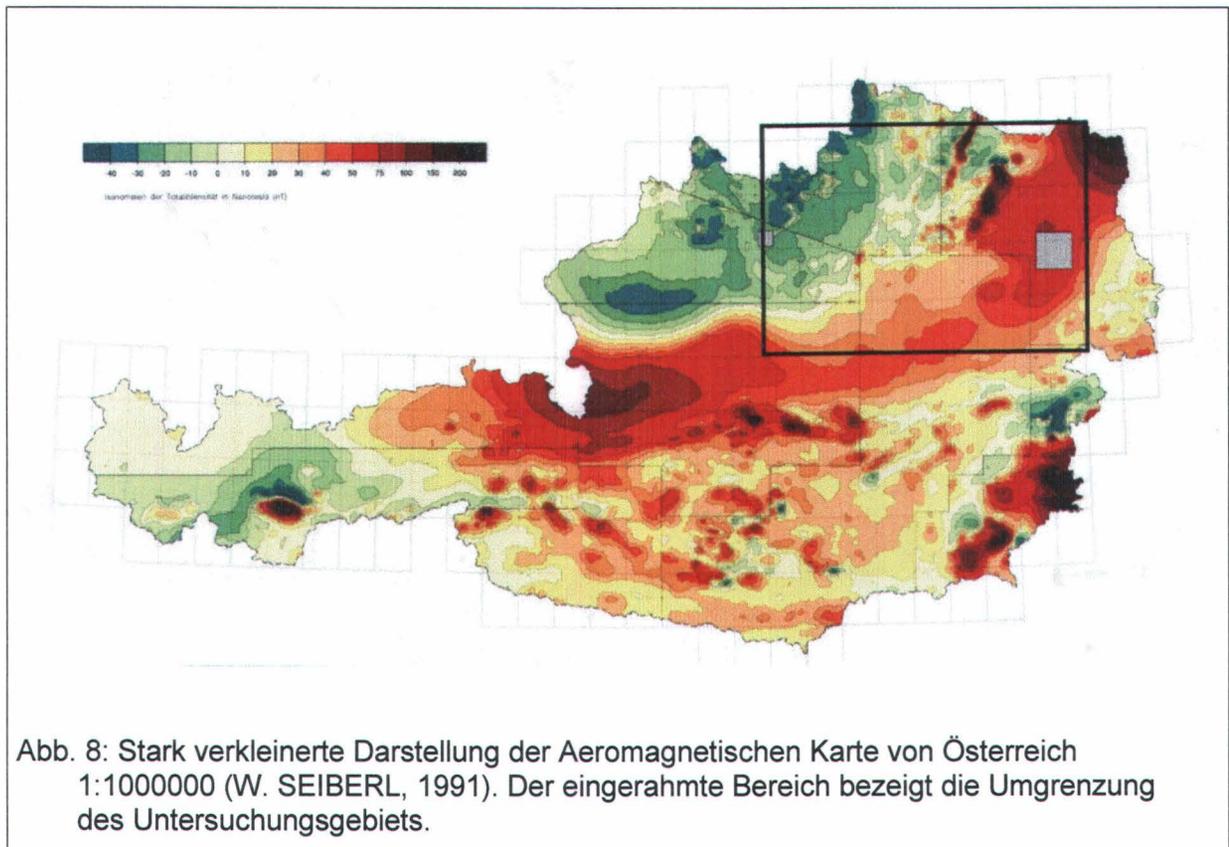
Es werden daher für die vor der Kalibrierung gemessenen Gammaspektren vorerst die provisorischen Korrekturen beibehalten. Für die Profile an der Windischen Höhe sollen einige Bereiche nachgemessen werden, was sicherlich die Abschätzung des zusätzlichen Korrekturbedarfs für die alten Daten erleichtern wird.

4. Erläuterungen zu „Magnetische Karte der Molassezone Niederösterreichs und angrenzende Gebiete“, sowie zu dazugehörigen magnetischen Modellrechnungen in diesem Gebiet.

Die genannte Karte (verkleinert dargestellt in Abb. 8) ist ein Ausschnitt aus der Aeromagnetischen Karte von Österreich (Abb. 8, W. SEIBERL, 1991) und wurde im Frühjahr 2001 von der GBA publiziert (A. KRÖLL et al., 2001). Die magnetische Totalintensität ist in dieser Darstellung feldfortgesetzt auf einen Horizont 1400 m über NN bezogen.

Die qualitative Interpretation der magnetischen Strukturen wird hier in Zusammenhang mit Ergebnissen von bisherigen publizierten und teilweise neu durchgeführten geomagnetischen Modellrechnungen dargestellt. Weiters sollte vor allem auch der Gültigkeitsbereich für die einzelnen geomagnetischen Modellprofile zusammenfassend klar dargestellt werden.

Der behandelte Kartenausschnitt ist in der Überblickskarte in Abb. 8 eingezeichnet.



Der geomagnetische Aufbau des Gebietes zeigt eine deutliche Gliederung in drei Teilbereiche (vergleiche Text und Abb. 8 und Abb. 9). Das im NW liegende, durch eine geringe Magnetisierung gekennzeichnete Gebiet umfasst Anteile des Südböhmischen Plutons. Seine interne magnetische Struktur ist vergleichsweise wenig gegliedert. Östlich anschließend folgt eine gegen SW ausspitzende Zone mit etwas höherer Magnetisierung, die ein wesentlich unruhigeres Anomalienmuster zeigt. Diese Zone entspricht Metamorphiten des Moldanubikums (Ostrong Einheit, Drosendorfer Einheit, Gföhler Einheit) und Anteilen des Moravikums.

U

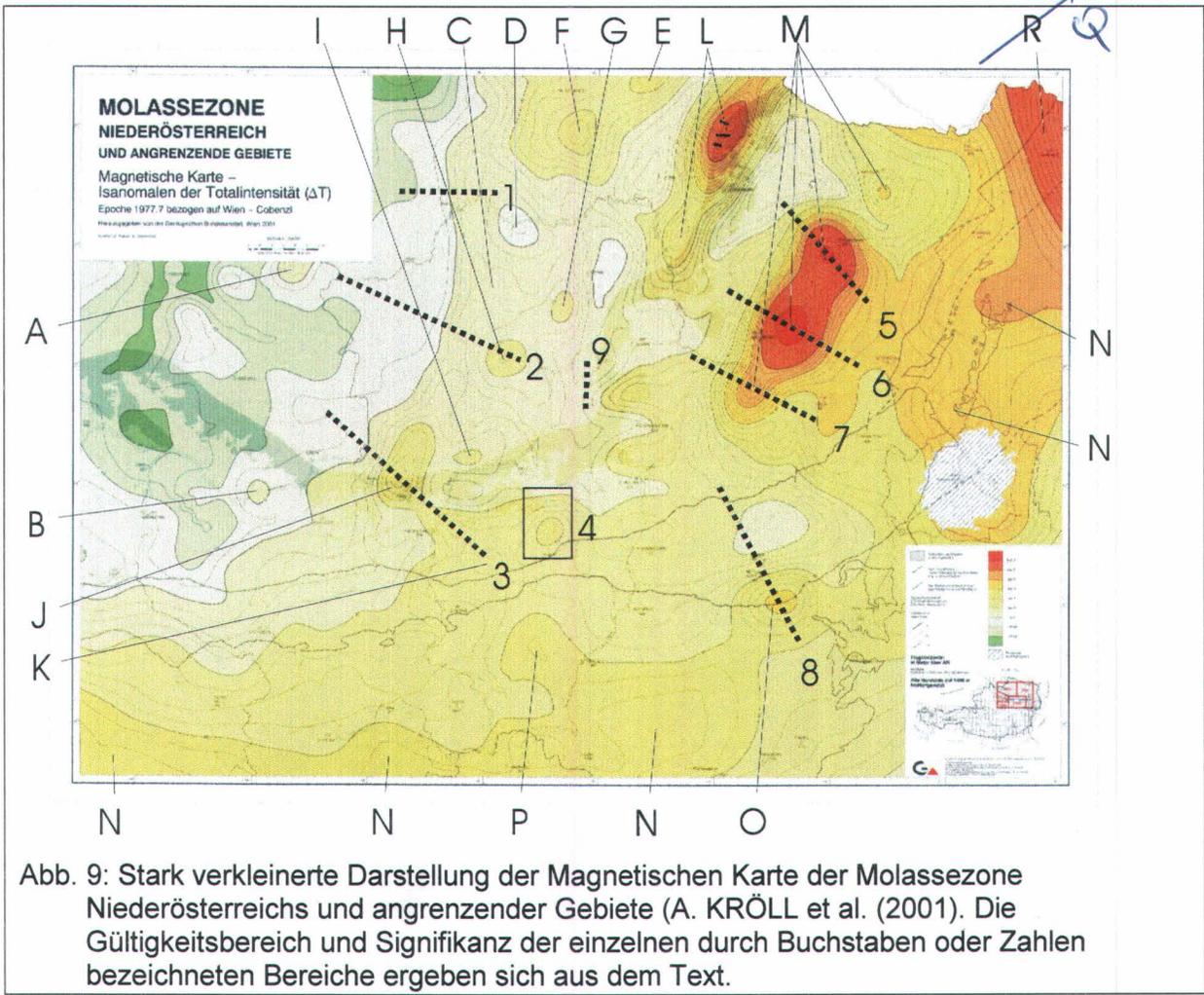


Abb. 9: Stark verkleinerte Darstellung der Magnetischen Karte der Molassezone Niederösterreichs und angrenzender Gebiete (A. KRÖLL et al. (2001)). Die Gültigkeitsbereich und Signifikanz der einzelnen durch Buchstaben oder Zahlen bezeichneten Bereiche ergeben sich aus dem Text.

Anomalie P?

Den dritten Bereich bildet eine relativ ungegliederte Zone mit leicht erhöhter Magnetisierung, die etwa dem südlichen Kartenrand folgt und dann gegen NE umbiegt. Die Ursachen für diese magnetische Struktur liegen im Basement unterhalb des Alpenkörpers und des Wiener Beckens.

Die Granitoide des Südböhmischen Plutons weisen insgesamt geringe magnetische Suszeptibilitäten auf, im Durchschnitt $0,17$ bis $0,55 \times 10^{-3}$ [SI]. Die feinkörnigeren Granite zeigen dabei die höheren Werte und insbesondere der Eisgarner Granit kann intern recht variabel sein. Die magnetischen Internstrukturen des Plutons könnten sowohl auf Unterschiede zwischen verschiedenen Intrusionen als auch auf Inhomogenitäten innerhalb einzelner Intrusivkörper zurückzuführen sein. Auffällig ist, dass sich dabei die tektonischen Hauptrichtungen NW-SE und SSW-NNE widerspiegeln.

Der Bereich ist charakterisiert durch einen flachen Feldverlauf mitgeringer Magnetisierung, der nur durch kleine lokale Anomalien gestört wird.

Eine kleine markante Anomalie findet sich bei Liebenau E Freistadt und markiert genau die Grenze zwischen Karlstift Granit und Weinsberger Granit. Es wurden dort Suszeptibilitäten bis zu 28×10^{-3} [SI] gemessen (I. GNOJEK & A. PŘICHYŠTAL, 1997), die offensichtlich auf eine lokale Magnetitbildung im Kontaktbereich zurückzuführen sind. Modellrechnungen (2D und 2½D) nach dem TALWANI-Verfahren durch G. HÜBL (1993) ergaben, dass die Störkörper als schmale Zone beschrieben werden können, die sich mit unterschiedlichem Einfallen und in variabler Tiefe von 100 bis zu maximal 2000 m unter der Geländeoberkante

(GOK) entlang der lithologischen Grenze verfolgen lassen. Die magnetische Anomalie ist detailliert in Abbildung 10 dargestellt, die räumliche Lage der Störkörper (Abb. 13) ist anhand der modellierten Profile in Abb.11 und Abb. 12 zu erkennen. Details zu den Daten und den Modellrechnungen finden sich in G. HÜBL (1993).

Die Ursache für eine kleine Anomalie (in Abb. 9 mit **B** bezeichnet) bei Wallsee südwestlich von Grein an der Donau ist derzeit unbekannt. Der Störkörper liegt mit größter Wahrscheinlichkeit im kristallinen Untergrund der Molasse. Eine entsprechende Magnetisierung in den tertiären Sedimente erscheint nicht plausibel.

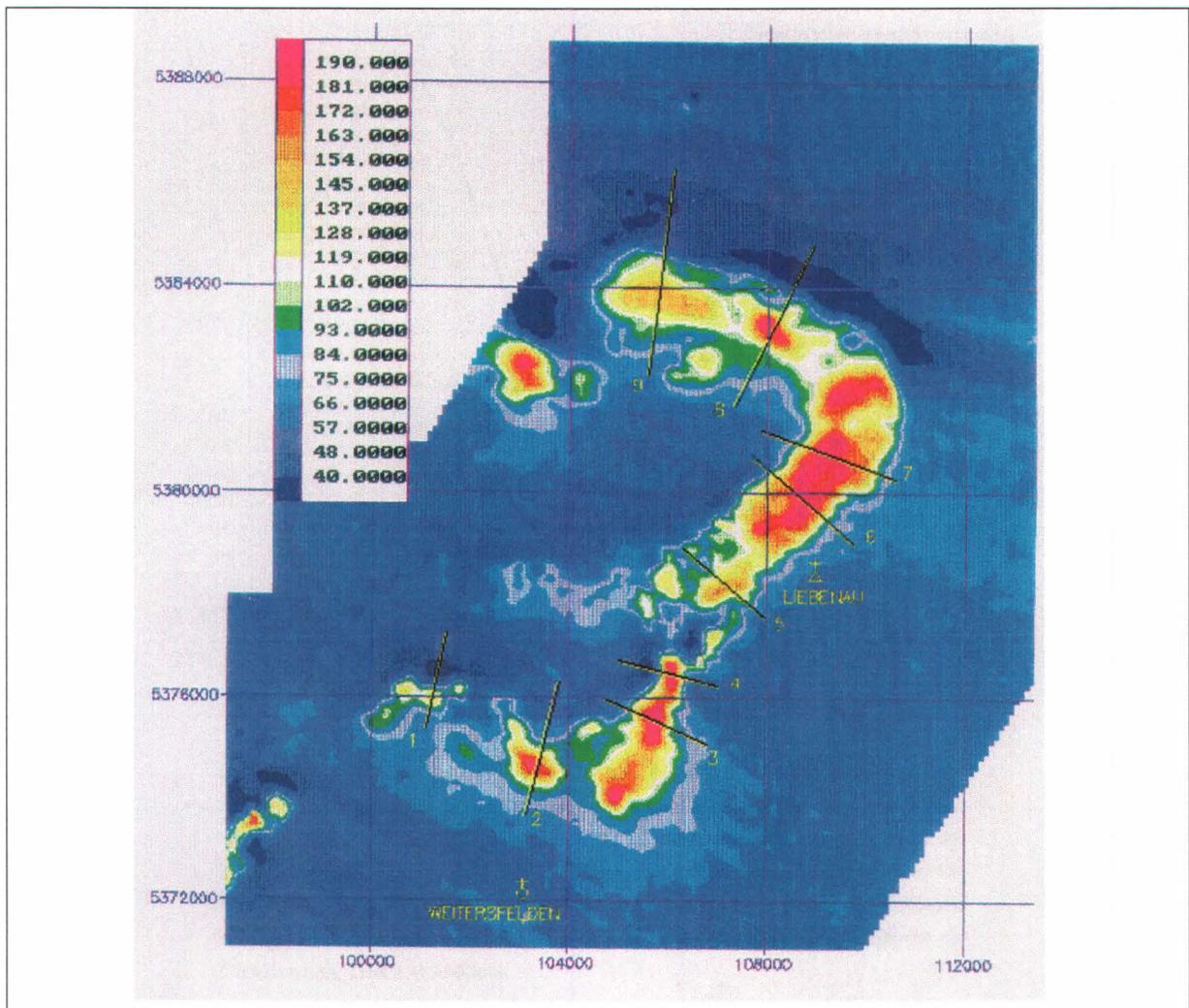


Abb.10: Detail der Magnetischen Anomalie bei Liebenau. Auswertung der hubschrauber-geophysikalischen Daten von verschiedenen Messgebieten der Aero-geophysik Österreichs durch G. HÜBL (1993). Die Lagen der zwei- und zweieinhalbdimensional ausgewerteten Profile sind eingezeichnet.

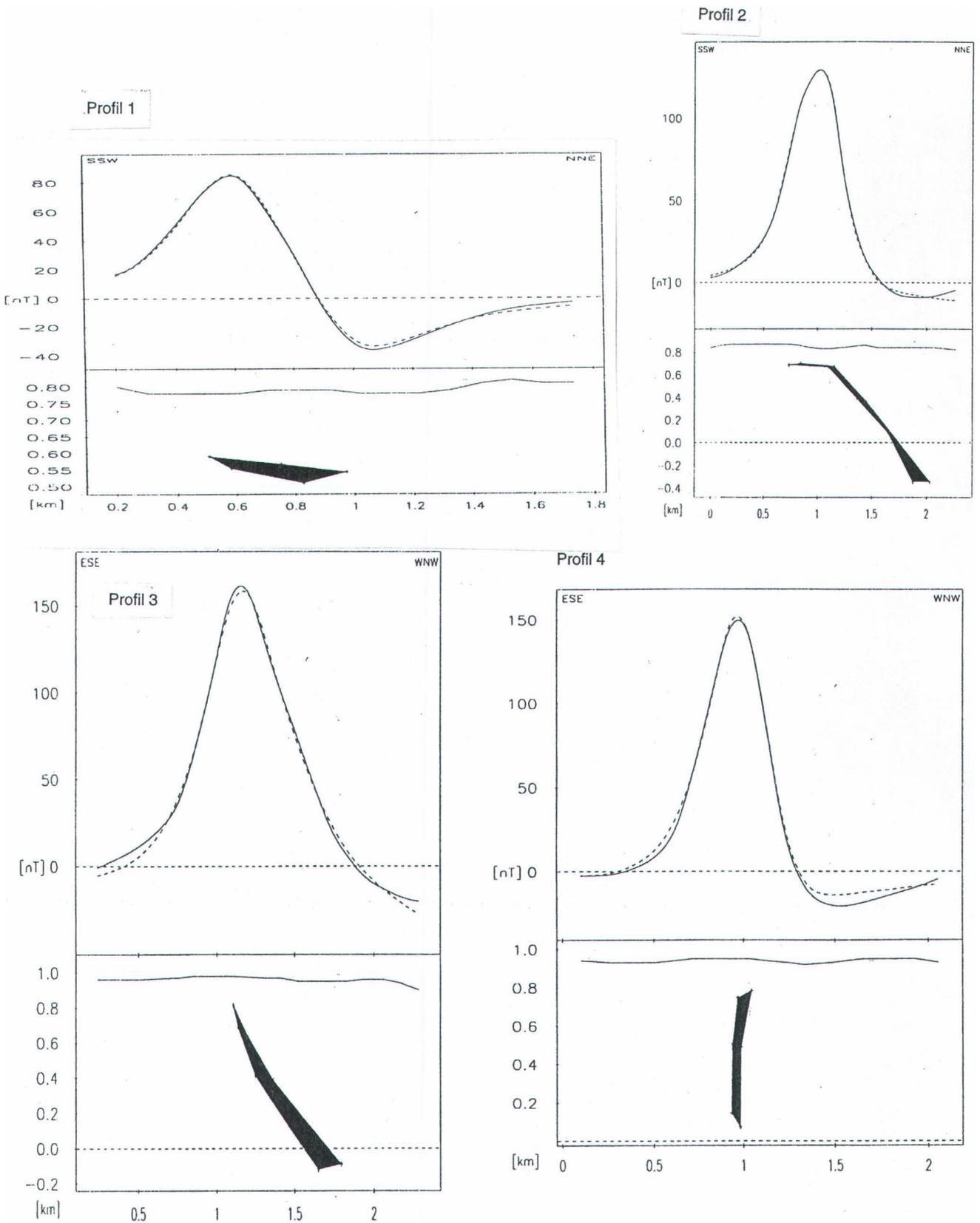


Abb. 11: Modellrechnungsergebnisse für die Profile 1 bis 4 in Abb. 10 (G. HÜBL, 1993). Die graphische Darstellung der Stärke der Magnetisierung ist in den einzelnen Profilen etwa vergleichbar. Das Einfallen der Störkörper ist unverzerrt dargestellt. Zu Details der Modellrechnung siehe G. HÜBL (1993).

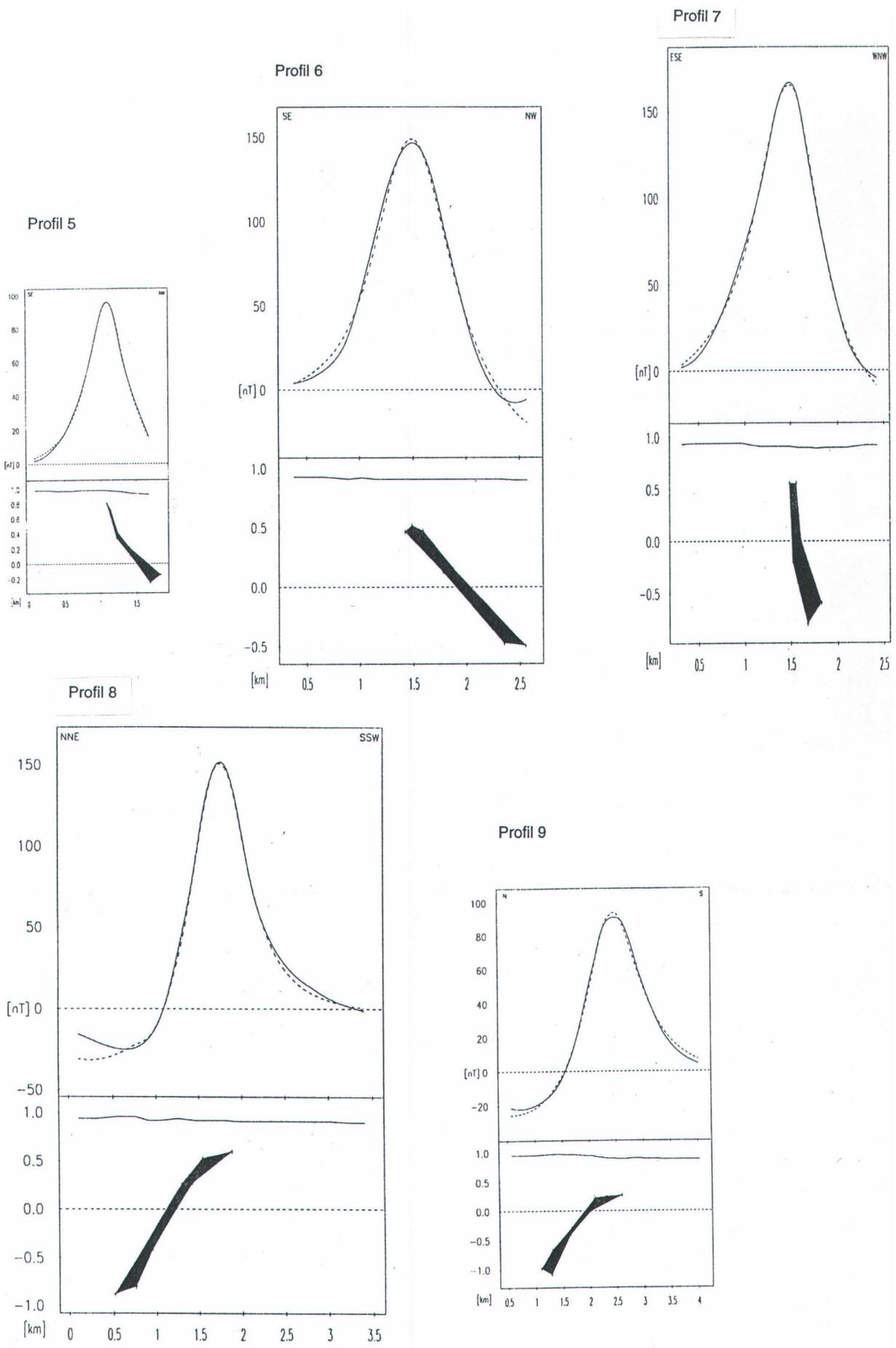


Abb. 12: Fortsetzung von Abb. 11 für die Profile 5 bis 9.

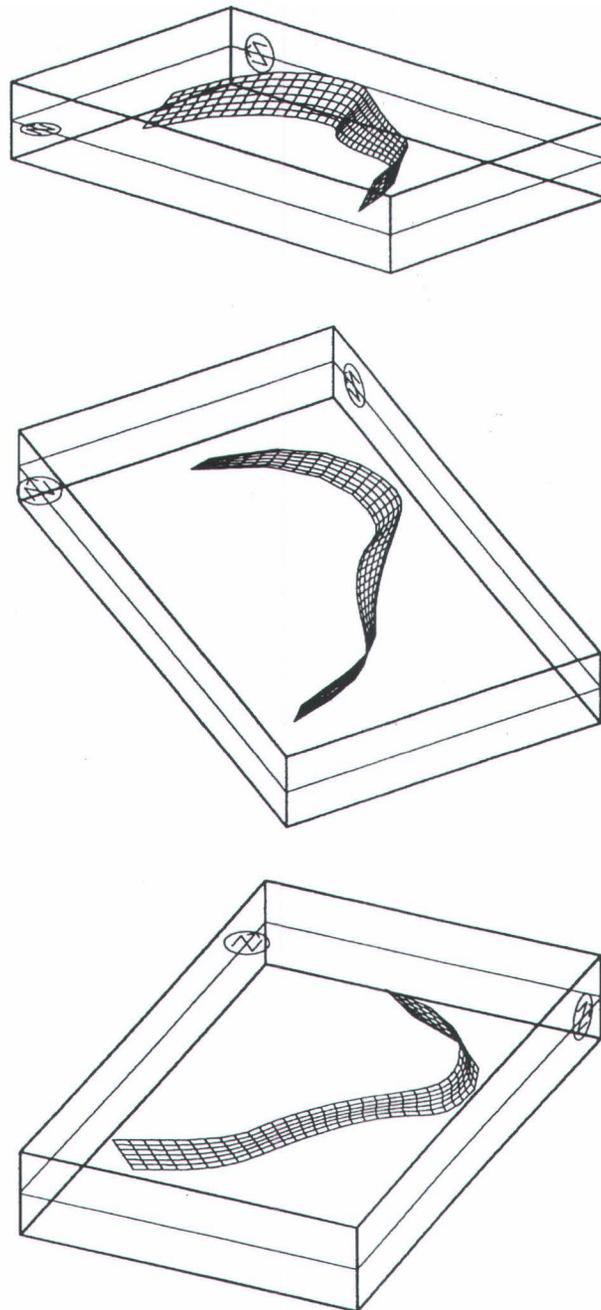


Abb. 13: Die 3D-Darstellungen der Modellrechnergebnisse im Bereich der Anomalien-
gruppe „Liebenau“ zeigt die räumliche Lage der Zone, in welcher die magnetischen
Störkörper auftreten mit variablem Blickwinkel (aus G.HÜBL, 1993).

Gegen SW zeigt der an seinem Südrand schon von Molassesedimenten überdeckte Pluton eine allmähliche Zunahme der Magnetisierung. Dies ist wahrscheinlich auf eine Zunahme migmatitischer Gesteine (Perlgneise und ähnliche Lithologien) zurückzuführen, in deren magnetischen Eigenschaften noch ältere Relikte erhalten sind. Die Isolinien folgen hier bereits generell dem NW-SE-Streichen des Bavarikums.

Im Gegensatz dazu findet sich an der östlichen Begrenzung des Südböhmischen Plutons zu den Paragneisen der Monotonen Serie ein deutlich steilerer magnetischer Gradient, wenn auch der Magnetisierungskontrast relativ gering ist. Dies und der starke Unterschied im magnetischen Muster zwischen Plutoniten und Metamorphiten ist in anderen Darstellungen (H. HEINZ & W. SEIBERL 1990, Taf. 4) noch wesentlich deutlicher zu erkennen.

Zweidimensionale magnetische Modellierungen über diesen Grenzbereich sind in Abb. 14 dargestellt. Die Profile 2 und 3 der Abb. 14 zeigen mächtige, sich weit gegen Osten fortsetzende Störkörper, die mit metamorphen Einheiten des moldanubischen Grundgebirges parallelisiert werden können. Das Profil 1 liegt im Randbereich des Rastenberger Granodiorits, der einen Anteil des Südböhmischen Plutons innerhalb der Ostrong-Einheit darstellt. Der Granodiorit selbst bildet aber wohl nicht den magnetischen Störkörper (siehe unten).

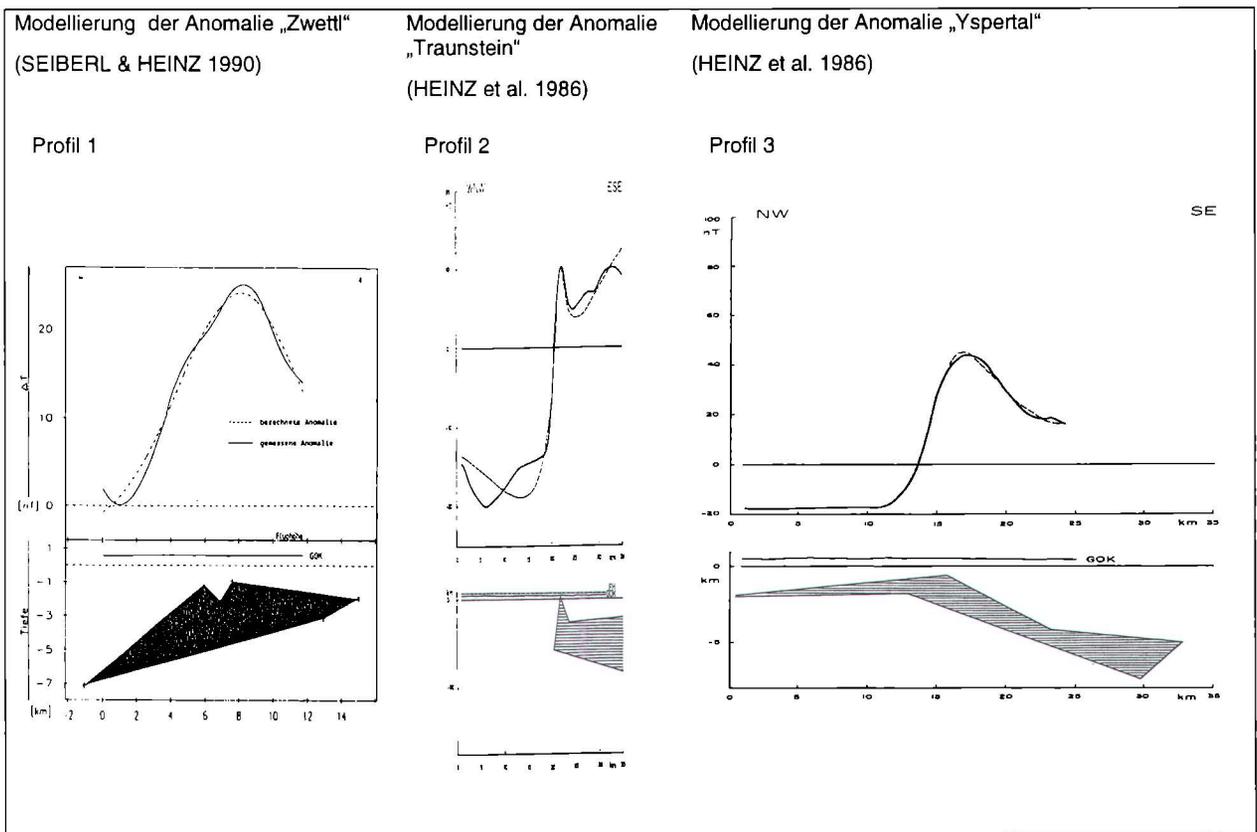


Abb. 14 : magnetische Modellrechnungen über die Grenzzone zwischen Südböhmischem Pluton und Metamorphiten des Moldanubikums. Zur Lage der Profile siehe Abb. 9. Mächtigkeit und Einfallen der berechneten Störkörper sind in den drei Profilen jeweils etwa vergleichbar und unverzerrt dargestellt, nicht aber der Grad der Magnetisierung. Zu Details der Modellierungen siehe H. HEINZ et al. (1986) und W. SEIBERL & H. HEINZ (1990).

Die Metamorphite weisen insgesamt eine etwas höhere Magnetisierung auf, was im Wesentlichen auf die häufigen Amphiboliteinschaltungen (Suszeptibilitäten im Durchschnitt $0,65$ bis $2,59 \times 10^{-3}$ [SI]), sowie die Einschaltungen zumeist serpentinierter Ultrabasite (Suszeptibilität durchschnittlich $23,86 \times 10^{-3}$ [SI]) zurückzuführen ist.

Einen Überblick über die magnetischen Suszeptibilitäten der Gesteine der Böhmisches Masse geben K. HÖSCH & P. STEINHAUSER (1985), W. JILG (1992) und B. LENZ et al. (1996).

Der Bereich der Metamorphite ist in seinem magnetischen Muster deutlich stärker gegliedert als der Südböhmische Pluton. Die magnetischen Strukturen spiegeln hier recht gut den großräumigen geologischen Aufbau wider.

Der Verlauf des gegenüber den Paragneisen der Monotonen Serie stärker magnetisierte Dobragneis, einem sauren Orthogneis mit häufigen Amphiboliteinschaltungen (G. FUCHS & A. MATURA, 1976), ist durch leichte Ausbuchtungen der Isolinien erkennbar. Eine deutliche Verbreiterung der Zone mit leicht erhöhter Magnetisierung, die sich durch ein Ausbiegen der Isolinien gegen W äußert, findet sich im Gebiet N von Ottenschlag (**C** in Abb. 9). Dies dürfte durch die Aufspaltung des Dobragneis in zwei Hauptzüge bedingt sein, wobei anzunehmen ist, dass sich der nordwestliche Zug im Untergrund deutlich weiter gegen N fortsetzt, als dies an der Oberfläche erkennbar ist.

Der zum Südböhmischen Pluton gehörende Rastenberger Granodiorit bewirkt eine NW – SE streichende Zone (**D** in Abb. 9) mit relativ geringer Totalintensität (zumeist < 5 nT (feldfortgesetzt 1400 m über NN)). Die darin sehr häufigen mafischen Schollen besitzen offensichtlich keine nennenswerten, bzw eine sehr kleine Magnetisierung. Die Fortsetzung dieses Minimums gegen SE in den Bereich des Dobragneis lässt darauf schließen, dass der Rastenberger Pluton hier schräg gegen SE abtaucht.

Gegen Osten schließt eine dem regionalen Streichen folgende Zone von magnetischen Maxima mit hohen Amplituden an, die allerdings z. T. in unterschiedlichen tektonischen Einheiten angesiedelt sind und recht unterschiedliche Ursachen haben.

Eine Anomalie mit > 50 nT (feldfortgesetzt 1400 m über NN) am nördlichen Blattrand (**E** in Abb. 9) ist durch Magnetitvererzungen in Pyroxeniten der Gföhler Einheit bedingt (M.A. GÖTZINGER, 1981). Die Erze wurden im 19. Jh. bei Kottaun abgebaut. Diese Vererzungen werden als Skarne eingestuft, das Volumen des Erzkörpers wird mit 1,5 bis 3 Mio. m³ angenommen (M.A. GÖTZINGER et al., 1994). Als relevante magnetische Störkörper kommen eventuell auch Serpentine in Betracht, die hier sowohl in Gföhler Gneis wie auch in Paragneisen relativ häufig in Form kleiner Körper auftreten.

Südwestlich davon tritt ein ausgedehnte Bereich mit leicht erhöhter Magnetisierung (> 20 nT) (feldfortgesetzt 1400 m über NN) SE Großsiegharts auf. Dieser kann weitgehend auf eine Überlagerung der Magnetisierungen von Amphiboliten, die den Blumauer Granulit ummanteln, sowie von Amphiboliten im Verband des Dobragneises zurückgeführt werden. Die Ursache für das lokale deutliche Maximum dieser Anomalie mit > 45 nT (feldfortgesetzt 1400 m über NN) (**F** in Abb. 9) ist derzeit nicht eindeutig geklärt. Als mögliche Störkörper kommen neben Gesteinen der Bunten Serie und der Gföhler Einheit auch Begleitgesteine des Granulitkörpers oder Gesteine aus dem Umfeld des Dobragneis in Frage. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Überlagerung verschiedener Einflüsse. Das dem Maximum der Anomalie nördlich vorgelagerte Minimum ist leicht gegen E verschoben (nicht mehr auf der Karte, siehe aber H. HEINZ & W. SEIBERL, 1990 a, Taf. 4).

Die magnetischen Strukturen über der Bunten Serie sind äußerst unterschiedlich, vielfach dürfte es sich dabei auch um Überlagerungen mit stärkeren Magnetisierungen in benachbarten tektonischen Einheiten handeln.

Eine Anomalie mit > 20 nT (feldfortgesetzt 1400 m über NN) (**G** in Abb. 9) tritt SW Gföhl innerhalb der an Metabasiten (Rehberger Amphibolit) reichen tieferen Schichtfolge der Gföhler Einheit auf. Diese basischen bis ultrabasischen Gesteine werden als Teil einer Ophiolitzzone gedeutet, die ehemaligen Ozeanboden zwischen Moldanubischem und Brunovistulisch-Moravischem Block repräsentiert (F. FINGER & H.P. STEYRER, 1995, V. HÖCK et al., 1997). Die genaue Ursache der magnetischen Anomalie ist derzeit unbekannt. Die direkt im Bereich der Anomalie an der Oberfläche in größerer Mächtigkeit anstehenden Dioritgneise kommen als Anomaliequelle nicht in Frage, da sie kaum opake

Erze führen (A. MATURA & H. HEINZ, 1989). Der Störkörper muss also tiefer liegen. Es scheint sich am ehesten um eine längliche NNE-SSW streichende Struktur zu handeln. Die geringe Magnetisierung im Bereich Krumau am Kamp, wo an der Oberfläche Bunte Serie ansteht, könnte das dazugehörige Minimum darstellen.

Eine markante Anomalie (> 25 nT) (feldfortgesetzt 1400 m über NN) liegt W Spitz im Bereich der Bunten Serie (**H** in Abb. 9). Die Tiefe der Anomalienquelle ist in etwa 1,8 bis 2,2 km unter der GOK zu erwarten (H. HEINZ in G. FUCHS et al., 1990). Die NE der Anomalie in einer tektonischen Muldenstruktur der tektonisch höheren Gföhler Einheit anstehenden Amphibolite mit Serpentinikörpern können zwar nicht direkt die Ursache der erhöhten Magnetisierung sein, aufgrund der sehr komplexen Faltenstrukturen in diesem Bereich könnten aber eventuell vergleichbare Gesteinsserien in der Tiefe als Störkörper vermutet werden. Die gegen W anschließenden leicht erhöhten Werte werden von H. HEINZ (lit. cit.) im Wesentlichen auf strukturelle Gegebenheiten zurückgeführt, wie Querfalten im Bereich des Dobragneises, die in Zusammenhang mit in der Tiefe wirksamen Horizontalverschiebungen stehen könnten. Das dieser Anomalie zugehörige Minimum im N wird z. T. durch andere Strukturen überlagert.

Eine kleine Anomalie nördlich Pöchlarn mit > 20 nT (feldfortgesetzt 1400 m über NN) (**I** in Abb. 9) ist aufgrund der regionalen Strukturen wohl am ehesten in Zusammenhang mit Amphiboliten der Drosendorfer Einheit zu sehen, die sich nach dem oberflächlichen Auskeilen der Bunten Serie im Untergrund fortsetzen könnten. Auch H. HEINZ (lit. cit.) vermutet Amphibolite der Dobragneisserie in ähnlicher Position. Die NW Kleinpöchlarn in Zusammenhang mit Gföhler Gneisen auftretenden stark serpentinierten Pyrop-Olivinfelse und Amphibolite (A. MATURA, 1984) dürften unter Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse mit dieser magnetischen Anomalie nicht in Zusammenhang stehen.

Problematisch ist die Zuordnung der sehr markanten Anomalie (mit einem Maximum von > 35 nT) (feldfortgesetzt 1400 m über NN) NW Ybbs (**J** in Abb. 9). Die magnetische Struktur folgt dabei der Aufwölbung der Paragneise der Monotonen Serie in der Kuppelstruktur des Ostrong. Diese Anomalie entspricht dem modellierten Profil 3 in Abb. 9 und Abb. 14). Das zugehörige Minimum ist gegen NE verschleppt, was auf einen starken Anteil remanenter Magnetisierung hinweist. Die oberflächlich anstehenden Gesteine, auch die Serpentine und Amphibolite, die im Bereich des Yspertales auftreten, kommen als Ursache für eine solche Anomalie allerdings nicht in Frage. Eine wirklich plausible geologische Interpretation muss mangels Daten derzeit völlig offen bleiben.

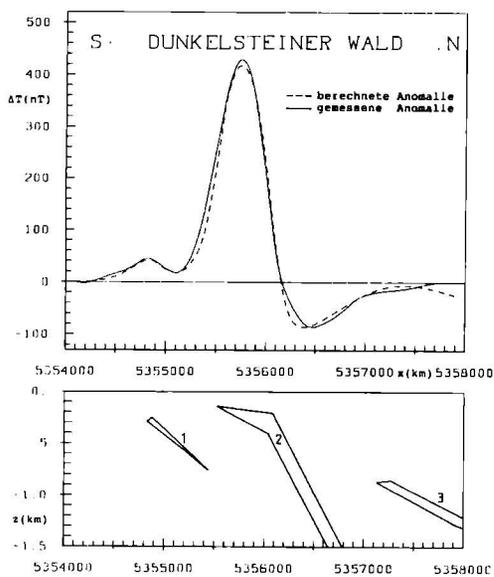
Eine relativ undeutliche Anomalie S von Pöchlarn, bestehend aus einem Maximum E Wieselburg und dem zugehörigen nördlichen Minimum (**K** in Abb. 9), ist wohl in Zusammenhang mit Ultrabasiten zu sehen, die innerhalb der Pöchlerner-Wieselburger Granulitmasse durchaus vermutet werden können, obwohl sie an der Oberfläche kaum anstehend auftreten.

Auch die Granulitmasse des Dunkelsteiner Waldes mit ihren Serpentineinschaltungen tritt bezüglich der magnetischen Totalintensität nicht sehr deutlich in Erscheinung. Allerdings ist das bis in die Gegend von Herzogenburg und St. Pölten zu beobachtende auffällige E-W Streichen der magnetischen Strukturen offensichtlich auf den Internbau des Kristallins im Untergrund der Molasse zurückzuführen, der oft quer zum regionalen Streichen verläuft (G. FUCHS & A. MATURA, 1976).

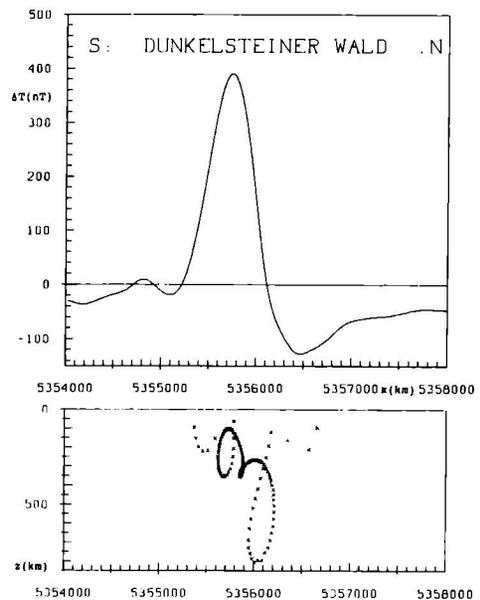
Einzelne magnetische Anomalien mit relativ hohen Amplituden können mit an der Oberfläche anstehenden Ultrabasitzügen (MATURA & HEINZ, 1989) korreliert werden. Die magnetische Struktur zeigt allerdings, dass die Durchsetzung des Granulitmassives mit Ultrabasiten in der

Tiefe deutlich höher ist, als es an den Oberflächenaufschlüssen abzulesen ist (W. SEIBERL & H. HEINZ, 1990).

Modellrechnungen für den Bereich des Dunkelsteiner Waldes (Abb. 15) ergaben mehrere zumeist E - W streichende steilstehende Störkörper, die in Zusammenhang mit an der Oberfläche anstehenden Serpentinlinsen stehen, in etwa 200 bis 500 m Tiefe ihre größte Ausdehnung erreichen und bis maximal 1200 m unter der GOK verfolgbar sind (R. KÖHAZY, 1986, R. KÖHAZY & W. SEIBERL, 1986).



Störkörpermodellierung nach dem TALWANI-Verfahren



Störkörpermodellierung nach dem WERNER-Verfahren

Abb. 15 : Ergebnisse magnetischer Modellrechnungen im Bereich des Dunkelsteiner Waldes (R. KÖHAZY, 1986) nach unterschiedlichen Auswertungsmethoden. Details dazu sind nachzulesen bei R. KÖHAZY, 1986 und R. KÖHAZY & W. SEIBERL, 1986). Das Profil entspricht dem Profil 9 in Abb. 8.

Eine deutliche Anomalie nördlich Kilb (Feld 4 in Abb. 9) mit einem Maximum > 40 nT (feldfortgesetzt 1400 m über NN) und einem aufgrund starker remanenter Magnetisierung gegen W verschobenen Minimum (siehe H. HEINZ et al., 1986, Beil. 4)) ist auf das Kristallin unterhalb der Molassesedimente zu beziehen. Eine 3 - dimensionale Modellrechnung (basierend auf Hubschrauber-geophysikalischen Daten, durchgeführt durch A. AHL) lässt auf einen flachen schüsselförmigen Störkörper mit erhöhter Magnetisierung schließen, der an der Oberkante des Kristallins oder knapp darunter auftritt. Die N-S-Profilschnitte der magnetischen Modellierung sind in Beilage 1 dargestellt. Dieser Störkörper ist intern in steilstehende, oft linsenförmige, E-W- streichende Körper unterteilt, die zumeist nur wenige

100 m Mächtigkeit aufweisen, lokal aber bis zu maximal 2000 m in die Tiefe reichen können. Dieser Bau ist praktisch identisch mit dem des Dunkelsteiner Waldes, so dass es nahe liegen würde, hier einen ähnlichen Granulitkörper mit mächtigeren Serpentineinschaltungen im Untergrund der Molasse zu vermuten. Westlich der Anomalie stehen Granulite bei Hochholz auch südlich der Diendorfer Störung an der Oberfläche an (A. MATURA, 1984). Gegen eine solche Deutung spricht jedoch die Tatsache, dass es sich bei den in einem schmalen nordwestlichen Randbereich der Anomalie an der Oberfläche anstehenden Gesteinen überwiegend um migmatitische Paragneise handelt (A. MATURA, 1984). Diese führen allerdings neben leukokraten Gneiseinschaltungen nicht unbeträchtliche Anteile von Biotit-Hornblendegneis, Amphibolit und Pyroxenamphibolit. Möglicherweise handelt es sich beim Störkörper im Untergrund der Molasse um derartige basische Gesteine. Auch das steile einfallen und das Streichen würde den kartierten Gegebenheiten in der nächsten Umgebung des Hiesberges entsprechen, das aus der Nord-Süd-Richtung hier in ein Ost-West-Streichen umbiegt (A. MATURA, 1984).

Es wäre aber auch möglich, und erscheint nicht unwahrscheinlich, dass es sich um einen aus Gesteinen unterschiedlicher geologischer Position komplex zusammengesetzten Störkörper handelt.

Die Modellierung und ihre geologische Interpretation werden im Abschnitt 4.1. noch näher behandelt.

Die Diendorfer Störung, die als Linksseitenverschiebung mit einem Versetzungsbetrag von etwa 40 bis 50 km (A. MATURA, 1976, H. FIGDOR & A.E. SCHEIDEGGER, 1977) ein wesentliches tektonische Element dieses Raumes darstellt, an der das Granulitmassiv des Dunkelsteiner Waldes gegen jenes von Wieselburg versetzt ist, ist in der hier vorliegenden Darstellung der Magnetik kaum zu erkennen. In der weit höher auflösenden Hubschrauber-geophysik jedoch (kompilierte Karte der Hubschrauber-geophysik, GBA, derzeit in Arbeit) tritt sie als bestimmendes Element auch in der magnetischen Struktur deutlich hervor.

Der Gföhler Gneis weist eine durchschnittliche Suszeptibilität von $0,16 \times 10^{-3}$ [SI] auf (W. JILG, 1992), und ist dem entsprechend in seinem gesamten Verlauf durch eine gegenüber der Umgebung geringere Magnetisierung charakterisiert.

Innerhalb des Moravikums ist eine äußerst markante NNE-SSW streichende, über etwa 30 km verfolgbare magnetische Struktur (Retzer Anomalie = Anomalie von Theras) (L in Abb. 9) an vielfach magnetitreiche Glimmerschiefer und verwandte Metasedimente gebunden, die als Therasburger Formation zusammengefasst werden (V. HÖCK et al. 1990). Diese bilden das „Alte Dach“ des variszischen Thaya-Granites. Die Magnetitanreicherungen in den Glimmerschiefern und Phylliten werden als klastische Einstreuungen von Schwermineralsanden (Seifenlagerstätten) aus einem ursprünglich basisch - magmatischem Liefergebiet gedeutet (E. LIBOWITZKY, 1989). Das Hauptmaximum der magnetischen Anomalie mit > 135 nT (feldfortgesetzt 1400 m über NN) liegt N Eggenburg. Ein kleineres Maximum mit > 50 nT südwestlich von Eggenburg ist sehr wahrscheinlich auf dieselben Gesteine zu beziehen, die hier vom Moldanubikum überschoben sind (L in Abb. 9).

In der direkten Umgebung von Theras wurden die aerogeomagnetischen Messungen durch bodengeophysikalische Untersuchungen (Magnetik und Gravimetrie) weitgehend bestätigt (Diplomarbeit G. TAUBENSCHUSS, 1988). Es wurde dabei festgestellt, dass magnetische und gravimetrische Maxima weitgehend übereinstimmen. Der Tiefenverlauf der gesamten Anomalie konnte daher durch gravimetrische Modellrechnungen (Bestimmung der Trennfläche eines Zweischichtenmodells, siehe G. TAUBENSCHUSS, 1988) ermittelt werden (Abbildung 16).

Ergebnisse dieser gravimetrischen Modellrechnung bestätigen die Annahme, dass es sich bei den gravimetrischen und magnetischen Störkörpern um NNE – SSW – streichende Gesteinsserien handelt, die nahe der Oberfläche liegen und z. T. direkt anstehen. Dabei handelt es sich höchstwahrscheinlich um Anteile der Therasburger Formation (nach

V. HÖCK et al., 1990). Auch die neue kompilierte Karte der Hubschrauber-aeromagnetik (GBA, derzeit noch in Arbeit) zeigt sehr deutlich das NNE-SSW-Streichen einzelner schmaler, jedoch sehr langgestreckter Störkörper, was den geologischen Daten völlig entspricht.

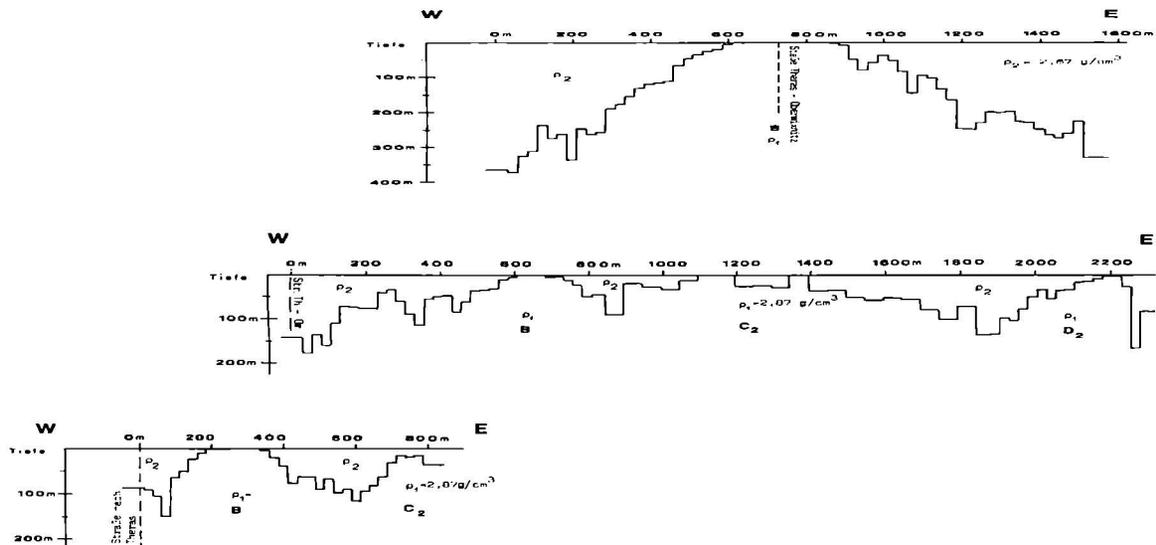


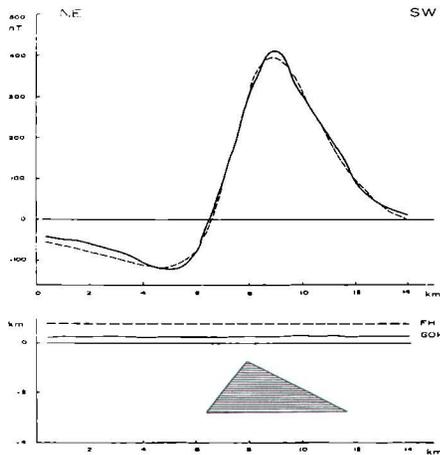
Abb. 16 : Gravimetrische Querprofile durch das Zentrum der Retzer magnetischen Anomalie (nach G. TAUBENSCHUSS, 1988). Die Profilschnitte sind von NE (oben) gegen SW (unten) gemäß dem Streichen der Störkörper aus der N-S-Richtung versetzt. Die Abmessungen des Modells sind unverzerrt dargestellt. Die Lage der Profile ist in Abb. 9 unter dem nördlichen Bereich von „L“ angegeben.

Südöstlich dieser Anomalie findet sich ein parallel dazu verlaufender, aber gänzlich anders gearteter, NNE – SSW streichender markanter Zug von Anomalien. Dieser beginnt im Gebiet um Mailberg und setzt sich über Hollabrunn bis in das Tullner Becken fort („Hollabrunner Anomalie“, in Abb. 9 als **M** bezeichnet). Es handelt sich um eine Aneinanderreihung von mehreren magnetischen Maxima, wobei die zugehörigen Minima z. T. extrem stark verzerrt sind.

Der zentrale Bereich dieses Anomalienzuges weist mit 195 nT , bzw. 155 nT (jeweils feldfortgesetzt 1400 m über NN) die höchsten Magnetisierungen innerhalb des Untersuchungsbereiches auf. Die Ursachen der Anomalien liegen im kristallinen Untergrund, der hier durch mächtige tertiäre Sedimentserien des Wiener Beckens bedeckt ist. Die magnetischen Anomalien folgen im Streichen etwa dem Mailbergbruch, die Oberkante des Kristallins ist in etwa 400 bis 1200 m Tiefe zu erwarten (A. KRÖLL & G. WESSELY, 2001).

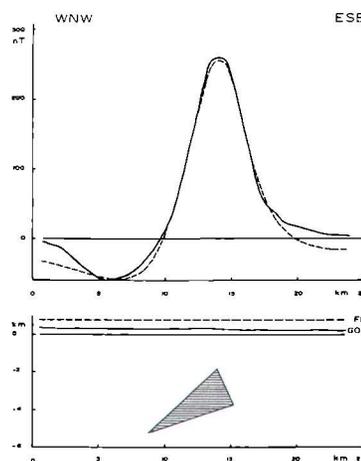
Anomalie Oberfellabrunn

Profil 5 in Abb. 1



Anomalie Altenwörth 1

Profil 6 in Abb. 1



Anomalie Altenwörth 2

Profil 7 in Abb. 1

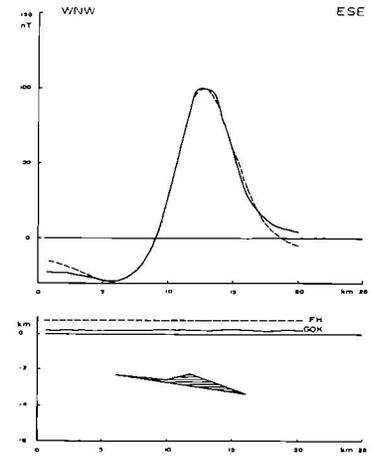


Abb. 17.: Ergebnisse magnetische Modellrechnungen (H. HEINZ et al., 1986) im Bereich der Hollabrunner Anomalie in Profilschnitten. Zur Lage der Profile siehe Abb.9. Mächtigkeit und Einfallen der berechneten Störkörper sind in den drei Profilen jeweils etwa vergleichbar dargestellt, nicht aber der Magnetisierungsgrad. Zu Details der Modellierungen lese man bei H. HEINZ et al. (1986) nach.

2-D Modellrechnungen der Magnetik ergaben Störkörper, deren Mächtigkeit von N gegen S deutlich abnimmt (H. HEINZ et al., 1986). Die Tiefenlage reicht von 1000 bis 3100 m unter der GOK im Norden über 2400 bis 5000 m im Zentrum bis zu 2000 bis 3000 m unter GOK im Süden. Es wird dabei eine ziemlich ausgedehnte Scholle stärkerer Magnetisierung (Diorit, Ultrabazit etc.) in den Granitoiden der Thayamasse mit einer durchschnittlichen Suszeptibilität von 10×10^{-3} [SI] als Ursache angenommen (H. HEINZ et al., 1986).

Eine von völlig anderen methodischen Ansätzen ausgehende 3-D Modellierung nach WANG & HANSEN wurde von R. ARNDT durchgeführt (R. ARNDT 1993). Mit dieser Methode werden Tiefenpunkte modelliert, die auf der Hüllfläche eines angenommenen zentrierten Störkörpers liegen. Die räumliche Form des Störkörpers kann damit nicht erfasst werden, sehr wohl aber dessen Tiefenlage. Zur Methodik siehe die Ausführungen bei R. ARNDT (1993).

Das Ergebnis dieser Modellrechnung (Abb.18) lässt auf höchstwahrscheinlich saiger stehende Störkörper mit Oberkanten in 2100 bis 5100 m Tiefe unter der GOK im Norden, und zwischen 3600 und 6100 m im Süden des Anomaliebereiches schließen.

Die Oberkante des Kristallins liegt im N etwa 1400 m, im S etwa 500 m unter der GOK (A. KRÖLL et al., 2001). Die Störkörper liegen somit tiefer als mindestens 700 m, im S tiefer als 3000 m unter der Oberkante des Kristallins unterhalb der Molassesedimente.

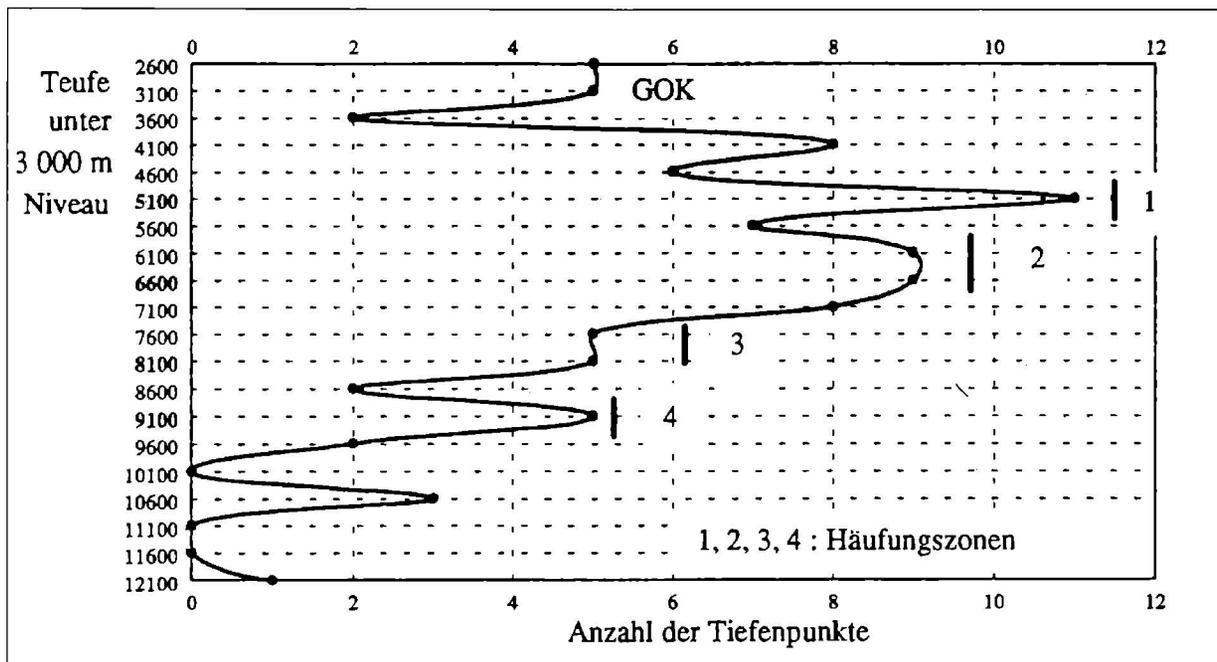


Abb. 18: Vertikale Verteilung der Tiefenpunkte (ermittelt nach WANG & HANSEN) für die Hollabrunner Anomalie (R. ARNDT 1993).

Als Problem bleibt die Frage der tektonisch - geologischen Zuordnung offen. Entgegen dem regionalgeologischen Modell von A. DUDEK (1980), das in diesem Raum eine Fortsetzung des Brunovistulikums unter der Sedimentbedeckung bis weit gegen S annimmt, zeigen neuere Untersuchungen an Bohrkernen, dass im Untergrund der Molasse östlich des Thaya-Plutons paläozoische Metasedimentserien anzutreffen sind, die große Ähnlichkeit zum Moravikum aufweisen (M. DIRNHOFER et al., 1994, 1995). Nach einer anderen Interpretation (F. FINGER & G. RIEGLER, 1999, G. RIEGLER, 2000) könnte es sich um Serien des Moldanubikums handeln. Eine Rückführung um eine etwa 40 bis 50 km weite Seitenversetzung entlang der Diendorfer Störung würde diese magnetische Anomalie in die direkte Fortsetzung der Retzer Anomalie bringen. In einer derartigen Position müsste man aber annehmen, dass die als Störkörper angenommenen, der Therasburger Formation entsprechenden moravischen Metasedimente von mehreren km mächtigen Serien des Moldanubikums überschoben sein müssten. Dies scheint mit den berechneten Tiefenlagen der Störkörper nur schwer in Einklang zu bringen zu sein. Auch liegt die magnetische Anomalie bei Retz sehr nahe und z. T. über einem regionalen gravimetrischen Minimum, während sich die Anomalie von Hollabrunn im Nahbereich eines gravimetrischen Maximums erstreckt.

Bemerkenswert ist, dass der Hollabrunner Anomalienzug z.T. über (S Mailberg) und weiter südlich in direkter Fortsetzung der Boskowitz Furche liegt, die als 2 bis 6 km breite Zone im Untergrund der Molasse in NE-SW-Richtung zu verfolgen ist. Bei dieser Struktur handelt es sich um einen mit permokarbonen Sedimenten gefüllten Grabenbruch, der jünger ist als der variszische Deckenbau der Böhmisches Masse (H. FRITZ & F. NEUBAUER, 1995). Diese Zone verläuft direkt unter der Ortschaft Mailberg und ist bis etwa 2 km N von Hollabrunn nachgewiesen (A. KRÖLL & G. WESSELY, 2001). Bei den fraglichen geomagnetischen Störkörpern könnte es sich somit um basische Magmatite handeln, die in Zusammenhang mit der Ausbildung des permokarbonen Grabenbruches intrudiert sind.

Eine andere Interpretationsmöglichkeit wäre, dass es sich um eine geologische Struktur handelt, die keine Äquivalente an der Oberfläche besitzt, wobei dann Deutungen ähnlich der Anomalie über dem Ostrong (siehe oben) möglich sind.

Eine langgestreckte Anomalie zieht im Bereich der Nördlichen Kalkalpen etwa längs des südlichen Randes des Kartenblattes dahin und schwenkt in Gebiet zwischen Schneeberg und Wienerwald gegen NE (N in Abb. 9). Das regionale Streichen dieser Anomalie innerhalb von Österreich ist aus Abbildung 8 gut erkennbar. Die Anomalien sind als ein Teil einer Zone magnetischer Anomalien am Nordrand von Alpen und Karpaten beschrieben worden, die sich beginnend bei Innsbruck, fortgesetzt in der Berchtesgadener Anomalie, bis in den Bereich SE Krakau erstrecken (I. GNOJEK & H. HEINZ, 1993, W. SEIBERL et al., 1993).

Die magnetische Totalintensität beträgt etwa 50 nT (feldfortgesetzt 1400 m über NN), steigt im Bereich des Wiener Beckens deutlich, und schneidet in der Nordostecke des Kartenblattes eine große NW – SE streichende Anomalie an, wobei > 140 nT (feldfortgesetzt 1400 m über NN) erreicht werden. Die Ursache für diese magnetischen Anomalien liegen eindeutig im kristallinen Untergrund unter den alpin - karpatischen Deckenkörpern und den tertiären Beckenfüllungen. Die mesozoischen und jüngeren Sedimentgesteine können allerdings aufgrund ihrer geringen magnetischen Suszeptibilität (D. ZYCH, 1985) keinesfalls als mögliche Störkörper in Betracht gezogen werden.

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

Für die Berchtesgadener Anomalie, die Teil dieses Gürtels ist, wird eine E-W streichende stärker magnetisierte Schicht in etwa 10 km Tiefe mit einer N-S-Erstreckung von 65 km als Störkörper angenommen (U. BLEIL & J. POHL, 1976). Dabei dürfte es sich um basische, eventuell auch ultrabasische Gesteine handeln. Diese könnten ein Teil der Böhmisches Masse sein, die sich unterhalb des Nordrandes der Alpen fortsetzt, oder es könnte sich um Anteile einer alpinen Subduktionszone handeln (U. BLEIL & J. POHL, lit. cit.). Diese könnte als Ophiolitserie gedeutet werden, die dem Nordpenninikum zuzuordnen wäre (H. HEINZ, 1989, H. HEINZ & W. SEIBERL, 1990). Eine solche Zuordnung wird auch für die magnetischen Anomalien am Nordrand der Alpen bis in den Raum N von Wien, eventuell auch für die Hollabrunner Anomalie diskutiert (W. SEIBERL et al., 1993, R. ARNDT, 1993, A. RÖMER et al., 1994). Es könnte sich also um eine Suturzone handeln, die Frage, ob diese als alpidisch oder als variszisch einzustufen wäre, muss allerdings offen bleiben.

Im Bereich des südlichen Wienerwaldes ist die magnetische Großstruktur durch eine zusätzliche Anomalie überlagert (Kaumberger Anomalie), die ein Maximum von > 60 nT (feldfortgesetzt 1400 m über NN) und ein deutliches nördliches Minimum aufweist (O und Profil 8 in Abb. 9). Eine zweidimensionale Modellrechnung (Abb. 19) zeigt, dass ein höher magnetisierter Störkörper innerhalb des Kristallinen Untergrundes angenommen werden kann, der eine Aufwölbung des Untergrundes bildet und in N etwa 500 m, im S bis 1600 m in die Tiefe reicht (B. SACHS et al., 1989). Schwach magnetisierte Kaumberger Schichten bewirken eine leichte Modifizierung der Anomalie (B. SACHS et al., lit. cit.).

Heinz
1989
falt in LV

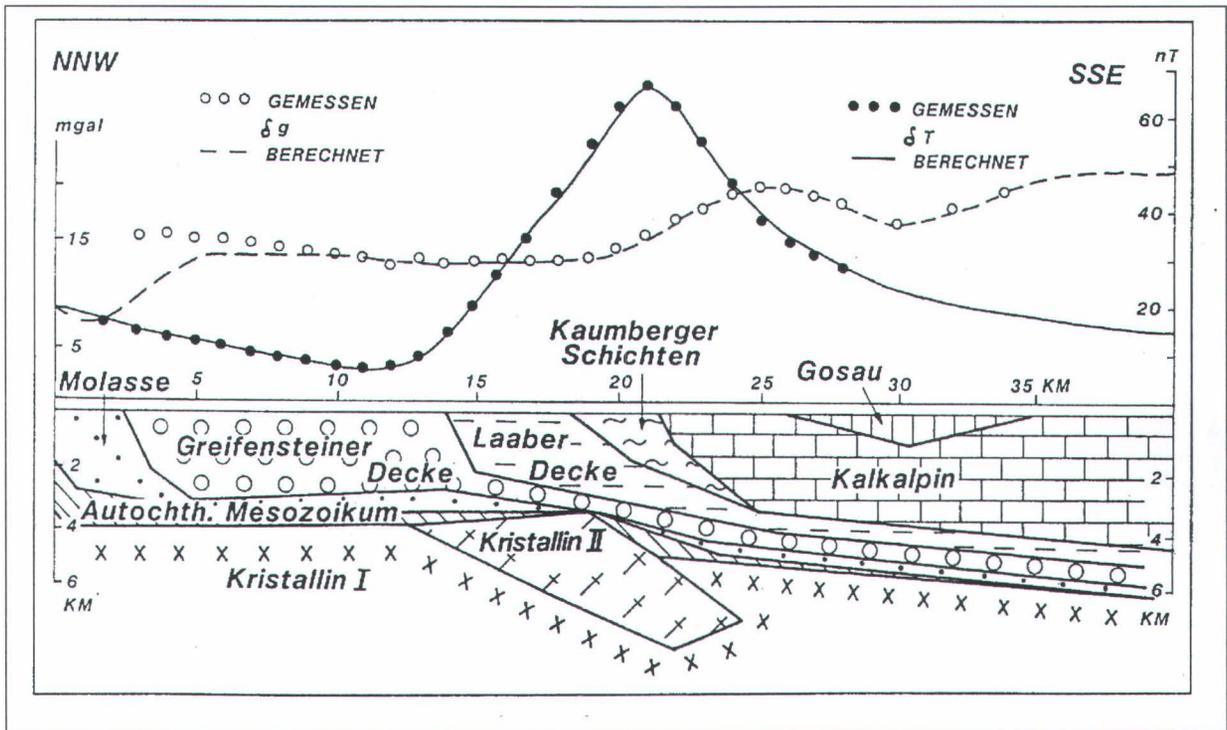


Abb. 19: Geomagnetisches und geologisches Profil durch die Kaumberger Anomalie (B. SACHS et al., 1989).

Über die lokale Anomalie mit $> 45 \text{ nT}$ (feldfortgesetzt 1400 m über NN) westlich von Türnitz (P in Abb. 9) ist nichts Näheres bekannt.

Kleine Serpentinivorkommen, wie sie in der Flyschzone, bzw. der Klippenzone lokal z.B. bei Kilb und Gstadt aufgeschlossen sind (Ch. EXNER & E.J. ZIRKL 1962, W. RICHTER & H. WIESENER 1975, S. PREY 1977), können höchstens kleine lokale Anomalien bewirken (siehe z.B. H. HEINZ et al. 1986, Beil. 4, Beil. 5), die allerdings in der vorliegenden Darstellung nicht zum Ausdruck kommen. Keinesfalls kommen sie als Ursache für die deutlichen Strukturen in Betracht.

Das magnetische Maximum in der Nordostecke des Kartenblattes (Q in Abb. 9) ist Teil einer größeren Struktur, die sich mit NW-SE-Streichen bis in die Nähe von Brünn erstreckt. Als Ursache werden dioritische und gabbroide Gesteine im Kristallin des Brunovistulikums betrachtet (H. HEINZ et al., 1986, W. SEIBERL et al., 1993). Diese werden als Relikte einer proterozoischen (frühpanafrikanischen) ophiolitischen Sutur gedeutet (F. FINGER et al., 1998).

4.1. Die magnetische Anomalie N Kilb (Molassezone NÖ) (Modellrechnung Andreas AHL)

Für die magnetische Anomalie nördlich von Kilb (Feld 4 in Abb.9) wurde eine 3-D Modellierung durchgeführt.

Die dieser Berechnung zugrunde liegenden magnetischen Daten wurden im Zuge von Befliegungen im Rahmen der Hubschrauber-geophysik (ÜLG-20, Messgebiet Obergrafendorf, Bericht derzeit in Ausarbeitung) ermittelt.

Die Modellrechnung wurde von A. AHL an der Universität Wien durchgeführt.

Bei der Modellierung der magnetischen Anomalie wurde davon ausgegangen, dass der magnetische Störkörper im kristallinen Untergrund erwartet werden kann, da in den Sedimenten der Molassezone selbst keine größeren Gesteinskomplexe mit einer erhöhten magnetischen Suszeptibilität bekannt sind (D. ZYCH, 1985).

Messungen der magnetischen Suszeptibilitäten in unterschiedlichen Einheiten in der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebiets durch D. ZYCH (1985) haben folgende Ergebnisse erbracht (Mittelwerte umgerechnet von cgs in SI Einheiten):

Kristallin: $0,5 \times 10^{-3}$

Molasse: $0,06 \times 10^{-3}$

Flysch: $0,07 \times 10^{-3}$

Kalk: $0,02 \times 10^{-3}$

Da der Bereich der magnetischen Anomalie fast zur Gänze von Molassesedimenten bedeckt ist, und es in diesem Bereich keine Bohrdaten aus dem Molasseuntergrund gibt (nach den Karten von A. KRÖLL & G. WESSELY, 2001) wurden keine weiteren geologischen Modellvorstellungen in das geomagnetische Startmodell der Berechnung eingebracht. Abgesehen davon erfolgte die Modellierung genau so wie sie im ersten Teilbericht ÜLG-28/00-01 Teil 1 (A. AHL et al. 2002, S. 15-19) beschrieben wurde. Die Kantenlänge der Kuben des Modells beträgt im vorliegenden Fall 200 m.

Die Form der Anomalie ist in der Darstellung der Abb. 9 nur unzureichend zu erkennen.

Die magnetische Anomalie weist ein in N-S-Richtung gelängtes Maximum auf, es finden sich sowohl ein nördliches, wie auch ein deutliches nordwestliches Minimum (Abb. 20). Dieses NW Minimum dürfte auf einen Anteil remanenter Magnetisierung in der Anomalie hinweisen.

Es liegen allerdings keinerlei Informationen bezüglich Richtung und Stärke dieser Remanenz vor, sodass diese in der Modellierung nicht berücksichtigt werden konnte. Die Modellrechnung geht somit notgedrungen von einer rein induzierten Magnetisierung aus. Diese Unsicherheit muss bei der Interpretation der Ergebnisse immer mitberücksichtigt werden.

4.1.1. Die magnetische Anomalie

Die gemessene magnetische Totalintensität ΔT , die in der Modellierung berechnete magnetische Totalintensität ΔT , sowie die Differenz zwischen beiden sind in den Abb. 20, 21 und 22 dargestellt. Die räumliche Verteilung der berechneten magnetischen Suszeptibilitäten kann den N-S Serienprofilen (Profilabstand 200 m) der Beilage 1 entnommen werden.

Die Modellrechnung zeigt einen insgesamt etwa linsenförmigen Störkörper mit einer deutlichen E-W-streichenden internen Gliederung, welcher Suszeptibilitätswerte von 3,0 bis 30 [SI] aufweist. Solche Suszeptibilitätswerte finden sich in Gesteinen der östlichen Böhmisches Masse in Amphiboliten, Ultrabasiten, Cordieritneisen und Grüngesteinen, aber auch in einzelnen Glimmerschiefern und Paragneisen (K. HÖSCH & P. STEINHAUSER, 1985, W. JILG, 1992).

Die Werte für die Nachbargesteine des Störkörpers (0,03 bis 1,0) entsprechen den normalen Suszeptibilitätswerten für Ortho- und Paragesteine der Böhmisches Masse (K. HÖSCH & P. STEINHAUSER, 1985, W. JILG, 1992, B. LENZ et al., 1996).

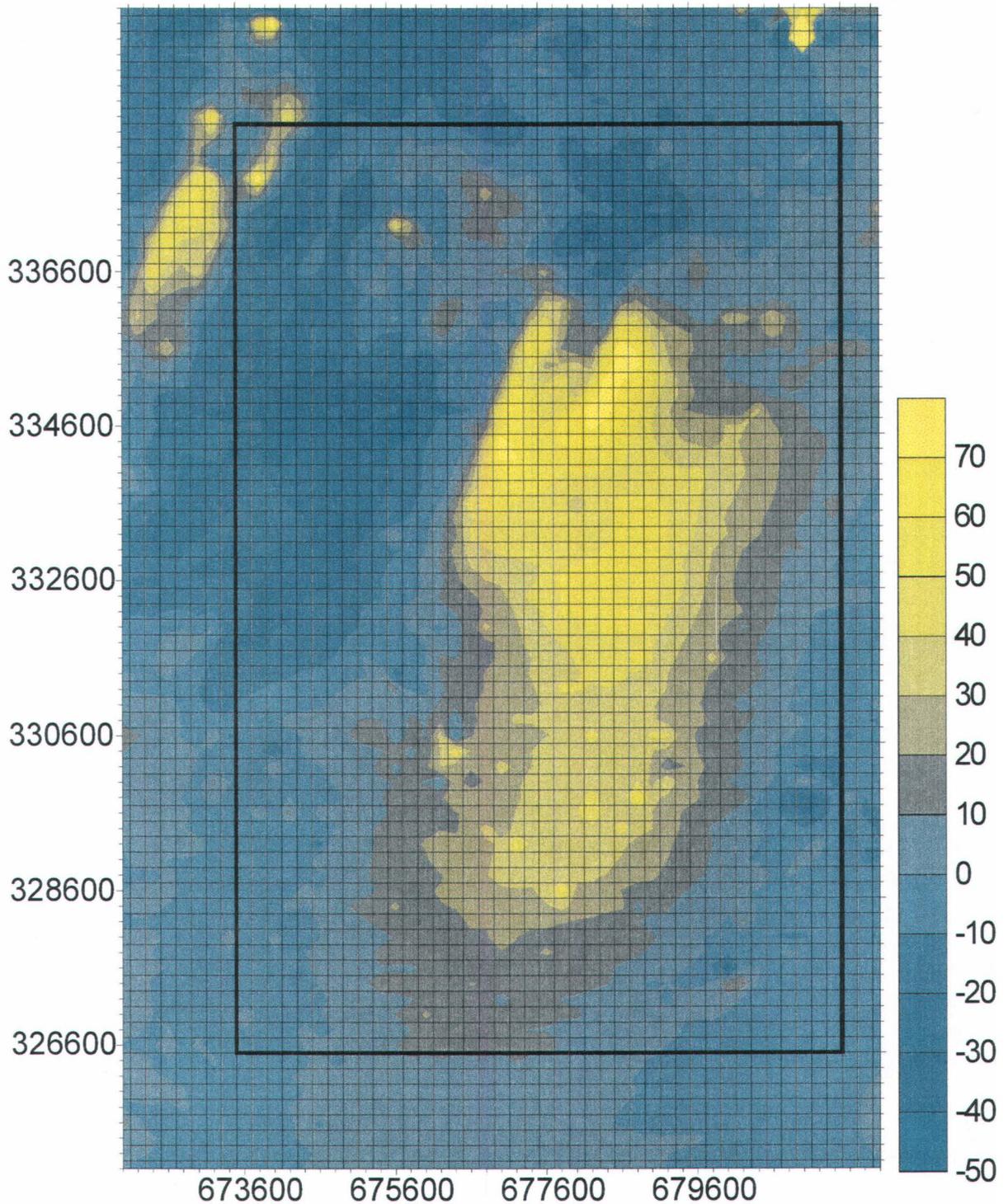


Abb. 20: Gemessene Anomalie der magnetischen Totalintensität der Anomalie nördlich Kilb. Das Koordinatensystem entspricht dem Bundesmeldenetz (M 34). Das innere Rechteck umgrenzt den Bereich, für den die Modellrechnung durchgeführt wurde.

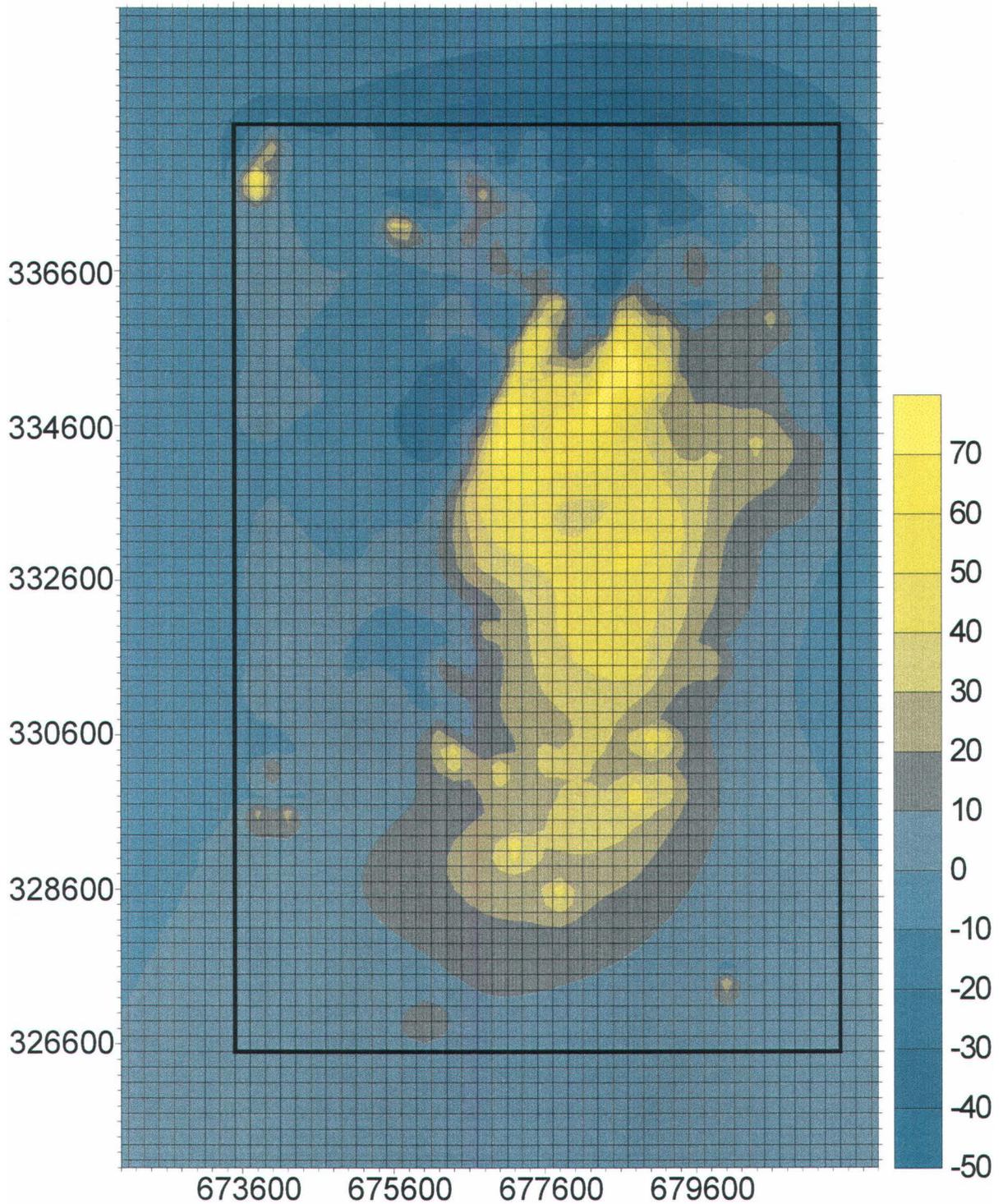


Abb. 21: Berechnete Anomalie der magnetischen Totalintensität der Anomalie nördlich Kilb. Das Koordinatensystem entspricht dem Bundesmeldenetz (M 34). Das innere Rechteck umgrenzt den Bereich, für den die Modellrechnung durchgeführt wurde.

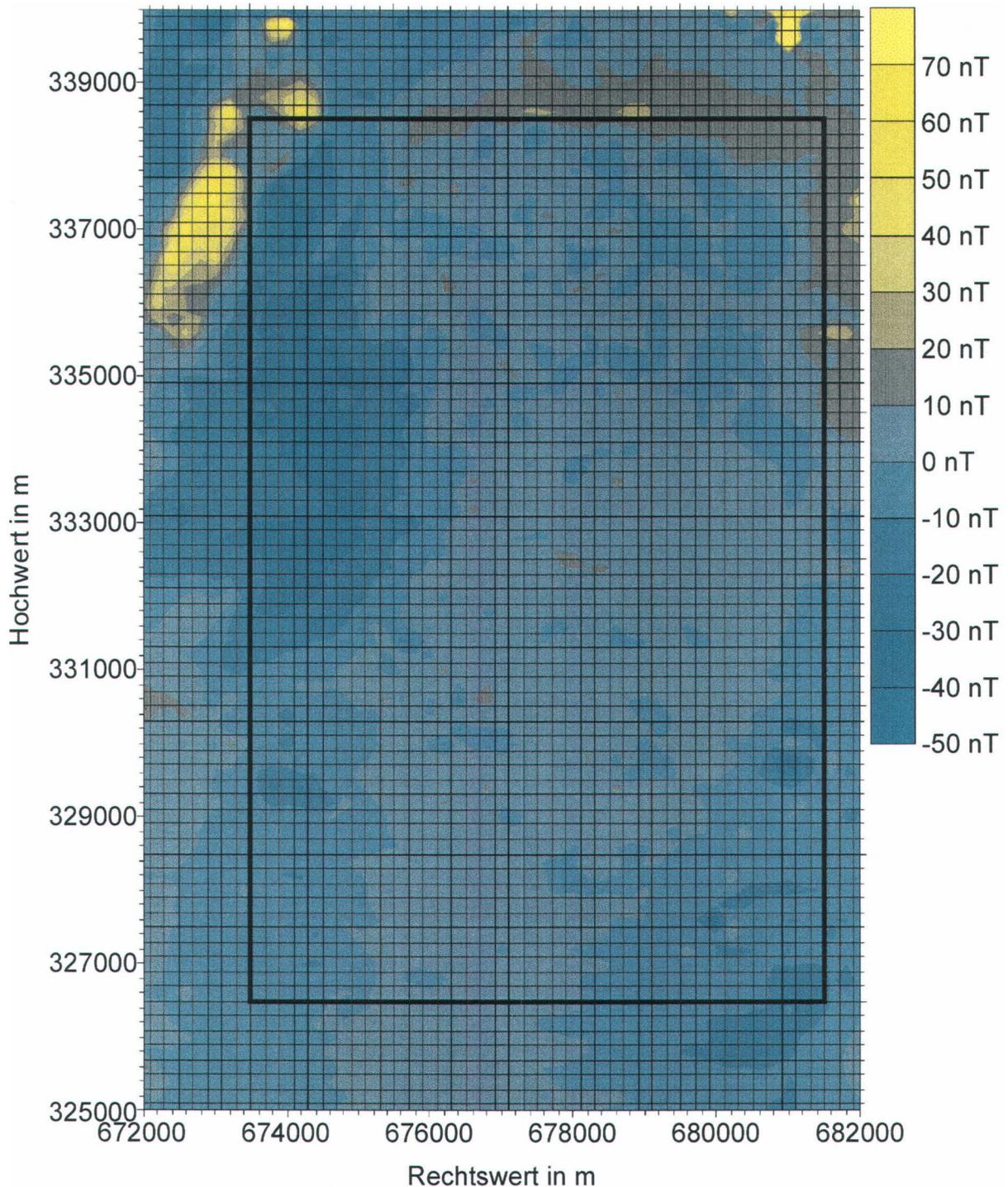


Abb. 22 :Differenz zwischen gemessener und berechneter Anomalie der magnetischen Totalintensität. Stark eingerahmt ist der Bereich für den die Modellrechnung durchgeführt wurde. Die in der Abbildung auffallenden sehr stark abweichenden Bereiche im NW und N des Untersuchungsbereiches liegen außerhalb des Bereichs der Modellierung und stellen somit den unveränderten tatsächlichen Messwert dar. Innerhalb des modellierten Bereiches fällt vor allem das deutliche Minimum im W und NW auf. Für dieses ist offensichtlich ein remanenter Anteil an der Magnetisierung des Störkörpers verantwortlich, der in die Modellrechnung (mangels Daten) nicht einbezogen werden konnte.

4.1.2. An der Oberfläche anstehende kristalline Gesteine im Bereich des Hiesberges

Die in der direkten Umgebung des Untersuchungsgebietes an der Oberfläche anstehenden geologischen Einheiten des Kristallins der Böhmisches Masse sind entsprechend der Kartierung von A. MATURA (1984) in Abb. 23 dargestellt. Im Wesentlichen umfasst der fragliche Bereich den bewaldeten Höhenzug des Hiesberges südlich von Melk.

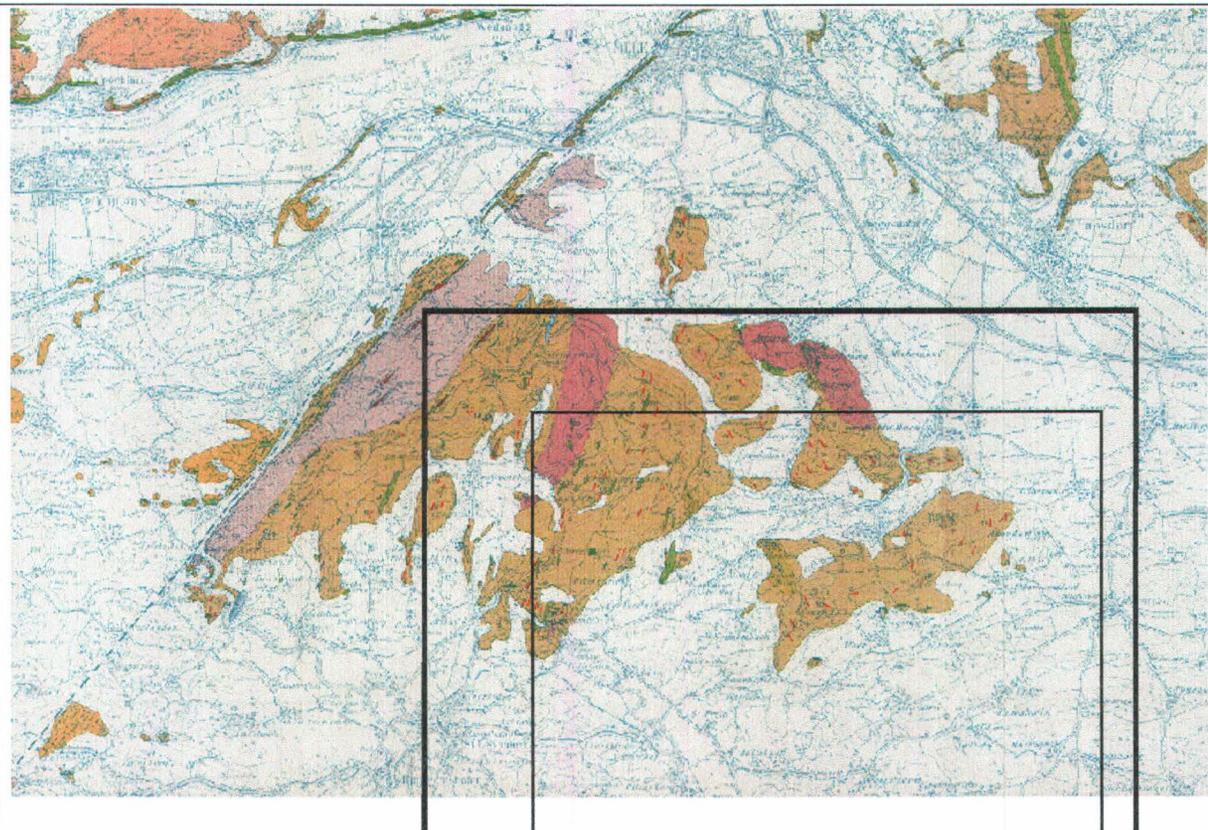


Abb. 23: Ausschnitt aus der Geologischen Karte des Kristallins am Südostrand der Böhmisches Masse (A. MATURA, 1984).

Signaturen:

dunkelrosa (NW Ecke der Karte): Gföhler Gneis, in grün: begleitende Basite und Ultrabasite
gelb-orange (W bis SW Anteil der Karte): Granulite, in grün: begleitende Basite und Ultrabasite

violett und lila: diverse Granite, Granit- und Migmatitgneise, in grün: begleitende Amphibolite etc.

olivbraun: Paragneise, in grün: begleitende Amphibolite etc.

Der dickere äußere Rahmen zeigt die Begrenzung der geomagnetischen Karte (Abb. 19 und Abb. 20), der innere Rahmen umgrenzt den Bereich für den die geomagnetische Modellierung durchgeführt wurde.

Es handelt sich überwiegend um Paragneise mit Übergängen zu migmatitischen Paragneisen mit größeren leukokraten Gneiseinschaltungen, sowie zu migmatitischen Granitgneise. Der parallel zur Diendorfer Störung auftretende grob porphyrische Zelkinger Granit entspricht lithologisch dem Weinsberger Granit.

In den Paragneisen finden sich Einschaltungen von graphitreichem Marmor, Kalksilikatgneis und Amphibolit. In allen Paragegesteinstypen und Migmatiten finden sich lagen- bis linsenförmige Einschaltungen von basischen Gesteinen in Form von Amphiboliten, Fleckenamphiboliten und Pyroxenamphiboliten, sowie Metagabbros und Noriten. Zusammenfassende petrographische Beschreibungen dieser Gesteine finden sich bei A. MATURA (1984).

In der Abb. 24 ist die Lage der Kristallinaufschlüsse im Untersuchungsgebiet in die geomagnetische Karte eingetragen. Es finden sich weiters Angaben zum regionalen Streichen der Gesteinsserien. Das Einfallen ist zumeist recht steil. In dieser Kartenskizze sind auch die Aufschlüsse basischer Gesteine (als rot umrandete Linsen) eingezeichnet.

Es zeigt sich, dass der grundsätzliche Verlauf der magnetischen Anomalien und das regionale Streichen der Gesteinsserien im NE des betrachteten Bereiches übereinstimmen. Allerdings ergibt sich keinerlei Korrelation zwischen den an der Oberfläche aufgeschlossenen basischen Einschaltungen in den Ortho- und Paragesteinen und den magnetischen Anomalien. Wichtig ist dabei festzuhalten, dass diese geophysikalischen Karten (Abb. 20 bis Abb. 22) die magnetischen Totalintensitäten (ΔT) darstellen, und nicht die Verteilung der magnetische Suszeptibilität (κ), die in den Profilen in Beilage 1 anhand der Modellrechnungen dargestellt ist.

Aus dem tektonischen Aufbau ergibt sich somit, dass in der NW-Ecke des Untersuchungsgebietes (Abb. 23) wahrscheinlich eine Korrelation zwischen den an der Oberfläche aufgeschlossenen geologischen und den geomagnetischen Strukturen besteht, welche allerdings keinen direkten Zusammenhang mit den anstehenden Gesteinen haben. Als Verursacher für die magnetischen Anomalien kommen hier Gesteine in Frage, die zwar in die lokale geologische Struktur eingebaut sind, die aber nicht an der Oberfläche anstehen. Dieser Bereich liegt größtenteils knapp außerhalb des Bereiches der Modellrechnung (Abb.23 und Abb. 24).

Die eigentliche modellierte Anomalie liegt SE davon.

Im Ostteil des Hiesbergstockes ist durch die Anordnung der Schieferungsflächen ein Gewölbebau erkennbar, der ungefähr der topographischen Ausformung dieser Grundgebirgsauftragung entspricht (A. MATURA, 1984). Das Umschwenken der Streichrichtung ist auch aus der Abbildung 24 gut ersichtlich. Diese Kuppelstruktur ist in der magnetischen Modellierung durchaus nachvollziehbar, vor allem in den nördlichen Abschnitten der Profile in Beilage 1. In den Darstellungen der magnetischen Totalintensität (gemessen und berechnet, Abb. 20 und Abb. 21) ist diese Struktur jedoch von der südlich anschließenden, deutlich stärker magnetisierten Struktur völlig überdeckt.

Wenn man von der Kuppelstruktur des Hiesberges ausgeht, ist es klar, dass der größte Teil der magnetischen Anomalie weiter südlich in strukturell höheren Niveaus liegt. Auch ändert sich hier die Form des berechneten Störkörpers. Es handelt sich um einen eher schüsselförmigen Körper, der intern durch steilstehende bis senkrechte Strukturen gegliedert ist.

Von dieser Struktur des Störkörpers ausgehend, liegt ein Vergleich mit den schüsselförmigen Granuliten des Weinsberger Waldes und von Pöchlarn - Wieselburg nahe, die stets mit Ultrabasiten verknüpft sind, und die der höchsten tektonische Einheit des Moldanubikums zugerechnet werden.

Dies würde bedeuten, dass der Störkörper aus stärker magnetisierten Gesteinen unterschiedlicher geologischer Position, die hier zufällig aneinandergrenzen, komplex zusammengesetzt ist

Die Abb. 25 zeigt schematisch, wie eine derartige Situation vorstellbar ist. Es ist die Kuppelstruktur des Hiesberges eingezeichnet, die aus der Karte von A. MATURA ableitbar ist. Basische Gesteine finden sich hier in einer stark aufgelösten Struktur in einzelnen Linsen. Südlich davon schließt direkt der zweite Störkörper an. Dieser ist intern stark strukturiert, aber insgesamt ist die Muldenstruktur sehr gut erkennbar. Diese Strukturellen Zusammenhänge zeigen sich recht gut in den Serienprofilen auf Beilage 1.

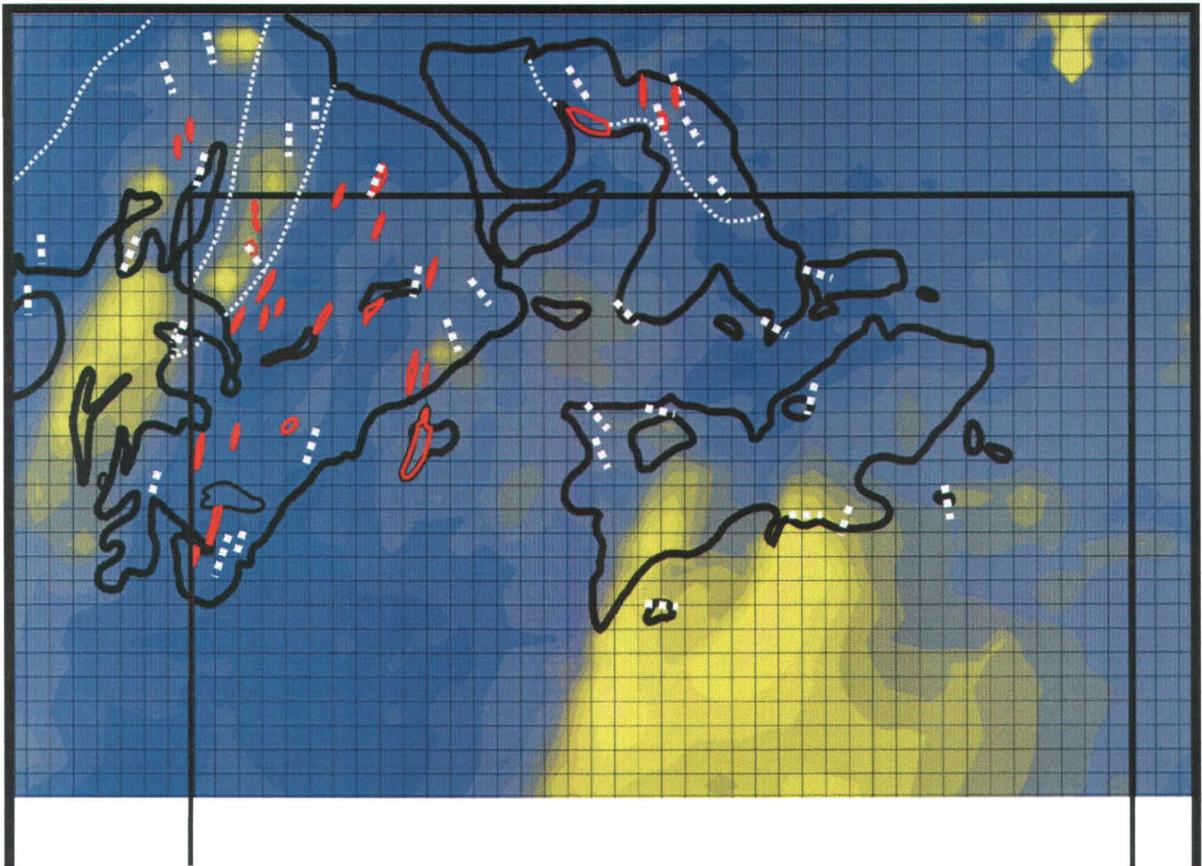


Abb. 24: Nordteil der magnetischen Anomalie nördlich Kilb: Es sind zusätzlich einige wesentliche geologische Strukturen, die der Karte von A. MATURA (1984) entnommen sind, eingezeichnet.

schwarze Linien: Begrenzung der Aufschlüsse des kristallinen Grundgebirges

rote Linien: Abgrenzung von basischen bis ultrabasischen Einschaltungen im kristallinen Grundgebirge

dünne weiße Linien: wichtige lithologische Grenzen im kristallinen Grundgebirge

dicke weiße Punkte: Streichrichtung innerhalb des kristallinen Grundgebirges

Die Granulitmasse von Pöchlarn – Wieselburg wird als Fortsetzung der Granulite des Dunkelsteiner Waldes gedeutet, die durch die sinistrale Versetzung entlang der Diendorfer

Störung getrennt wurden. Es treten allerdings in der Umgebung der Granulite von Pöchlarn – Wieselburg auch an der SE-Seite der Diendorfer Störung Granulite auf, z. B. im Bereich Reinberg 5 km W St. Leonhard (A. MATURA, 1984). Dies könnte auf die Möglichkeit der Existenz weiterer, bisher unbekannter Granulitkörper im kristallinen Untergrund der Molasse hinweisen.

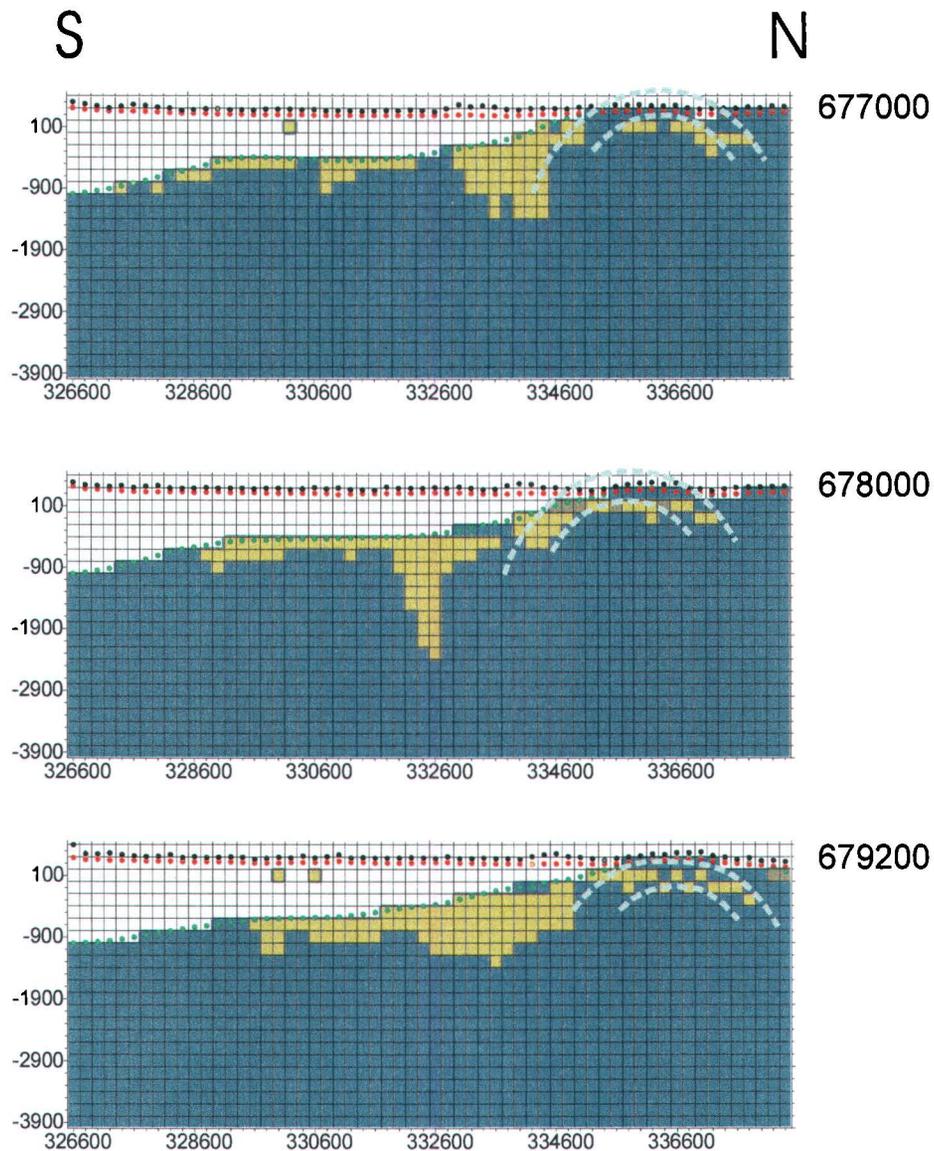


Abb. 25 : Charakteristische Profile der Verteilung der magnetischen Suszeptibilität. Im N ist die aus der geologischen Kartierung erkennbare Kuppelstruktur des Hiesberges schematisch eingetragen. Sie ist charakterisiert durch eine eher unregelmäßige und fleckige Verteilung der erhöhten Suszeptibilitätswerte. Im mittleren und südlichen Abschnitt der Profile manifestiert sich der wesentlich homogenere südlichere Störkörper, der insgesamt schüsselförmig ausgebildet ist, allerdings auch durch vertikale Strukturen stark intern gegliedert ist.

Eine weitere Interpretationsmöglichkeit wäre, dass es sich bei dem südlicheren Anteil des Störkörpers um Elemente des Moravikums, eventuell eine Fortsetzung der Retzer Anomalie handeln könnte, die in einer Aufwölbung unter den Molassesedimenten wieder auftauchen. Dies erscheint aber sehr unwahrscheinlich, da durch eine Rücknahme der horizontalen Versetzung entlang der Diendorfer Störung beträchtliche geometrische Probleme entstehen würden. Außerdem wurden in der gesamten weiteren Umgebung die in Tiefbohrungen erbohrten Kristallingesteine im Untergrund von Molasse- und Flyschzone als Moldanubikum eingestuft (H. WIESENER et al., 1976).

Im Zuge der Modellierung ergab sich eine Anzahl von kleineren Bereichen mit erhöhter Magnetisierung, die an der Geländeoberfläche oder knapp darunter, jedenfalls aber deutlich über der Oberkante des Kristallins lokalisiert wurden. Die Koordinaten im Bundesmeldenetz sind in der Tabelle 4 aufgelistet. An diesen Punkten könnten eventuell anthropogene Ursachen (Industrieanlagen, Kraftwerke, Mülldeponien etc.) für die magnetischen Anomalien verantwortlich sein. Eine Begehung im Gelände wäre zur Klärung dieser Frage sicher hilfreich.

Tabelle 4: Koordinaten der Punkte (BMN M 34), die im Gelände auf eventuelle anthropogene Ursachen der magnetischen Anomalien untersucht werden sollten.			
Rechtswert	Hochwert	Rechtswert	Hochwert
673 800	329 600	677 600	330 400
674 000	330 200	677 800	328 600
674 200	329 600	678 200	330 600
675 400	331 400	678 200	329 600
675 600	331 200	678 600	329 400
675 600	333 200	678 800	329 800
676 000	327 000	678 800	330 000
676 200	330 600	678 800	331 600
676 200	330 800	679 000	330 600
676 400	330 400	679 200	330 600
676 200	331 600	679 200	330 000
676 400	331 400	679 800	331 600
676 800	332 000	680 000	327 400
677 000	330 200	680 200	327 400
677 200	329 200	681 200	334 400

5. Vererzungen und Mineralisationen im Aeromagnetikmessgebiet Zell am See

Im ersten Teil des ÜLG-28-Berichtes (ÜLG-28/00-01, Teil 1) wurden 3D Modellierungen der Geomagnetik und ihre geologische Interpretation für verschiedene Messgebiete dargestellt, u. A. auch das Messgebiet Zell am See (A. AHL et al., 2002). Es konnte dabei eine recht gute Korrelation zwischen geologisch-lithologischen Einheiten und der geomagnetischen Struktur dieses Bereichs festgestellt werden. Zwischen der magnetischen Struktur und den zahlreichen Mineralisationen und Vererzungen dieses alten Bergbaugebietes ergaben sich jedoch kaum Übereinstimmungen. Aus diesem Grund wurde auf die Fragestellung der Vererzungen bei der geologischen Interpretation der Geomagnetik nur sehr kurz eingegangen. Eine wesentlich detailliertere Bearbeitung wird nun in dem vorliegenden zweiten Berichtsteil nachgeliefert.

5.1. Magnetische Anomalien in Metavulkaniten der Grauwackenzone

Die überwiegende Anzahl der magnetischen Anomalien kann mit einzelnen an der Oberfläche anstehenden Metavulkanitkörpern in Zusammenhang gebracht werden.

Die Metavulkanitkörper (sowohl Gänge und Laven, wie auch Tuffe und Tuffite) des hinteren Glemmtales und des Jochberger Achentales sind z.T. stark magnetisiert und bilden deutliche Anomalien. Im Gegensatz dazu weist der mächtige Basaltkomplex im Bereich des vorderen Glemmtales (Basalt-Sill-Komplex von Maishofen), der sich geochemisch von den übrigen Metabasiten etwas unterscheidet, eine wesentlich geringer erhöhte Magnetisierung auf. Für den deutlichen Unterschied in den magnetischen Eigenschaften zwischen den beiden Vulkanittypen könnte allerdings eher das unterschiedliche primäre magmatische Gefüge als der unterschiedliche Chemismus verantwortlich sein (A. AHL et al., 2002). Die Pillowlaven im westlichen Bereich des Messgebietes weisen ein recht hohes Volumen an Hohlräumen ehemaliger vulkanischer Gasblasen auf, welche aber in den Vulkaniten des vorderen Glemmtales weitestgehend fehlen. In diesen Blasen Hohlräumen kam es während der Diagenese und / oder Metamorphose zur Ausfällung von Erzen aus zirkulierenden Lösungen. Diese Hohlräume sind heute von einem dichten Erzsaum umgeben (P. SCHLAEGEL - BLAUT, 1990)

Als zweites wesentliches Element der magnetischen Struktur des Messgebietes neben den Basalt-Gabbro-Komplexen der Grauwackenzone tritt am Südwestrand eine 1 bis 2 km breite und mehr als 10 km zusammenhängend verfolgbare stark magnetisierte Zone auf. Diese deckt sich vollständig mit der Uttendorfer Schuppenzone, einer wesentlichen alpidischen Bewegungsbahn zwischen der unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllitzone und der oberostalpinen Grauwackenzone. Sie fällt hier mit etwa 70° steil gegen Norden ein.

Als Ursache für die Magnetisierung kommen auch hier wieder vor allem die basischen Gesteine (Prasinite, Amphibolite etc.) in Betracht. Es treten in diesem Bereich aber auch Kiesvererzungen in Zusammenhang mit Metavulkaniten auf, die vielfach Magnetkies führen (H.J. UNGER, 1969, H. MOSTLER et al., 1984), jedoch sind diese lokal begrenzt und können nicht alleine für die über mindestens 16 km kontinuierlich verfolgbare Anomalie verantwortlich sein. Eine Erklärung könnte auch hier die Ausfällung von Erzmineralen aus fluiden Phasen in einem bedeutenden alpidischen Bewegungshorizont sein. Magnetkies führende Erzimprägnationen, welche vielfach an s-Flächen von Wildschönauer Schiefer der Uttendorfer Schuppenzone auftreten (H. MAURITSCH, persönliche Mitteilung) könnten darauf hinweisen .

Als primär magmatische Erzphase in den Vulkaniten tritt vielfach Ilmenit auf. Die stärker sekundär umgewandelte Grundmasse der Vulkanite ist bereichsweise stark erzhaltig. Primäre Titanomagnetit-Ilmenit-Erze in der Grundmasse sind zumeist weitgehend zu Titanit, Hämatit und Leukoxen umgewandelt. Als weitere opake Phasen in der Grundmasse findet

sich z.T. idiomorpher Hämatit (zusammen mit Chlorit), sowie grusartige Epidot-Erz-Verwachsungen neben viel feinverteiltem Erz (das zumeist nicht näher bestimmt wurde). Hämatit tritt auch als Zersetzungsprodukt von Klinopyroxen auf.

Vulkanogene Reliktstrukturen können durch eine feine Erzpigmentierung erkennbar bleiben (P. SCHLAEGEL-BLAUT, 1990). Derartige Säume aus opakem Erz und Titanmineralen entstehen während früher Umwandlungen von vulkanischem Glas und bleiben auch bei fortschreitender Metamorphose stabil (R.V. FISHER & H.-U. SCHMINCKE, 1984).

Die Pillow-Basalte sind z.T. reich an ehemaligen Gasblasen, diese Hohlräume sind heute von einem dichten Erzsaum umgeben (P. SCHLAEGEL-BLAUT, 1990)

In Gabbros tritt als opake Phase in der Grundmasse Ilmenit mit Leukoxenumwandlungen neben feineren, nicht näher bestimmten Erzpartikeln auf. Opakes Erz und Epidot-Erz-Verwachsungen entstehen auch als Umwandlungsprodukte in Klinopyroxeneinsprenglingen.

In den etwas höher metamorphen Metavulkaniten der Uttendorfer Schuppenzone sind oft millimetergroße Kristalle von Pyrit, Magnetit und Hämatit häufig (P. SCHLAEGEL-BLAUT, 1990). Auf die sulfidischen Vererzungen wurde bereits oben hingewiesen. Daten zur mineralogischen Zusammensetzung finden sich bei H.J. UNGER (1969), O.M. FRIEDRICH (1969) und H. MOSTLER et al. (1984).

Die Verteilung der magnetischen Suszeptibilität an der Geländeoberkante im Messgebiet Zell am See ist in der Abbildung 26 dargestellt.

5.2. Die Vererzungen und Mineralisationen

Die Vererzungen und Mineralisationen gehören unterschiedlichen genetisch zusammengehörigen Vererzungsbezirken an (L. WEBER, 1997). Die Lokalitäten sind in den Abbildungen 26 und 27 eingetragen. Die wichtigsten Charakteristika sind unten (Abschnitt 5.3.) in Listenform zusammenfassend dargestellt, wobei die einzelnen Vererzungen oder Mineralisationen systematisch durchnummeriert wurden.

Als Grundlage für diese Zusammenstellung dienten das Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs (L. WEBER, 1997), das Interaktive RohstoffInformationssystem IRIS (L. WEBER 1999), sowie die Berichte über systematischen Erhebungen von Bergbauen und Bergbauhalden in den Bundesländern Tirol und Salzburg (A. SCHEDL et al. 1996, A. SCHEDL et al. 2001).

Es handelt sich ganz überwiegend um sulfidische Vererzungen. Die einzelnen Erzbezirke sind der Chalkopyrit - (Magnesit-) Bezirk Hohe Salve Einheit (L. WEBER & O. SCHULZ, 1997 a), der Chalkopyrit - Eienarz Bezirk Jochberg-Einheit (L. WEBER & O. SCHULZ, 1997 b), sowie der Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling (W.H. PAAR, 1997). Zur Charakteristik dieser Einheiten siehe die zitierte Literatur.

Eine Talklagerstätte (Jochberg) steht mit großer Wahrscheinlichkeit in Zusammenhang mit Ultrabasiten, bzw. Serpentiniten.

Für eine erhöhte Magnetisierung eines Gesteins oder einer Vererzung ist der Gehalt an Mineralen mit hoher magnetischer Suszeptibilität ausschlaggebend. Es handelt sich dabei fast ausschließlich um Magnetit (Fe_3O_4), Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) oder Pyrrhotin (FeS), untergeordnet auch Hämatit ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Es wurden in die Darstellung der Mineralisationen aber auch solche aufgenommen, aus denen bisher weder Magnetit noch Pyrrhotin beschrieben wurden. Dies geschah in Hinblick darauf, dass alle diese Mineralisationen und Vererzungen potenziell Pyrrhotin, eventuell auch Magnetit führen könnten. Somit kann ein Vorkommen dieser Minerale in einem nicht aufgeschlossenen Bereich in der Umgebung bekannter Mineralisationen nicht ausgeschlossen werden.

Die Größe der Symbolkreise für die einzelnen Mineralisationen entspricht in der Natur etwa einem Durchmesser von 400 m, was für die Mehrzahl der Mineralisationen realistisch ist.

○ Lokalität einer Mineralisation oder Vererzung

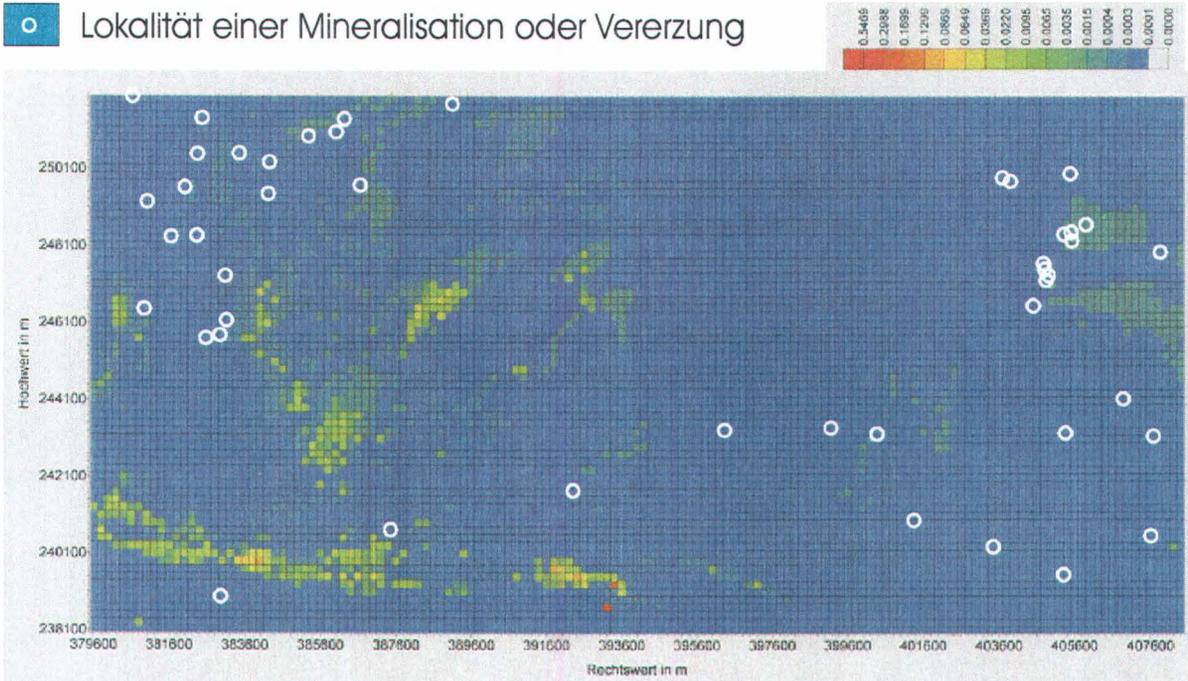


Abb. 26 :Verteilung der magnetischen Suszeptibilität an der Geländeoberfläche im Messgebiet Zell am See und die Lokalitäten von Mineralisationen und Vererzungen. Koordinatensystem (Rechtswerte und Hochwerte) BMN M 31. Die Größe des Messgebietes ist 29 x 14 km.

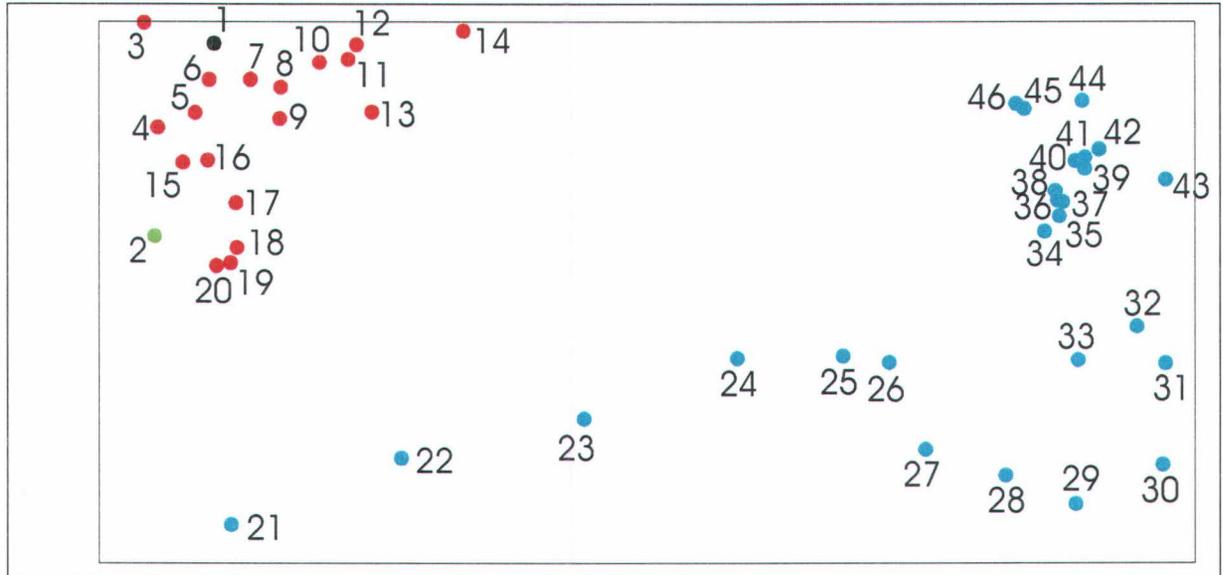


Abb. 27: Lokalitäten und Nummern in der untenstehenden Liste der Mineralisationen und Vererzungen im Magnetikmessgebiet Zell am See. Die Farben geben die erzgenetisch zusammengehörigen Erzbezirke an: schwarz... Chalkopyrit-(Magnesit-)Bezirk Hohe Salve Einheit, grün...Talklagerstätte, rot...Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit, blau... Kieserzbezirk (± Cu ± Pb ± Au) Zell/See – Radstadt – Mandling.

5.3. Liste der Mineralisationen und Vererzungen:

1. Grüntal

- Lage:

ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 382 500 Hochwert 251 600
ca 100 m unterhalb der Kapelle in der Talsohle des Weiler Grünthal (840 – 920 m SH)

- Mineralisation:

Chalkopyrit-(Magnesit-)Bezirk Hohe Salve Einheit
Form der Lagerstätte: lagenförmig bis schichtförmig
Chalkopyrit, Pyrit, Fahlerz, Siderit

- Nebengestein:

Tonschiefer und Phyllite (selten Porphyroide) der Wildschönauer Schiefer

- Literatur:

O.SCHULZ (1972), O.SCHULZ (1986), SCHERMANN et al. (1992), A. SCHEDL et al. (1996), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 a), L. WEBER (1999)

2. Jochberg

- Lage:

ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 381 000 Hochwert 246 250
Südlich des Wirtshauses „Alte Wacht“

- Mineralisation:

Form der Lagerstätte: gang- bis klufförmig
Talk

- Nebengestein:

Serpentinit und Glimmerschiefer der Wildschönauer Schiefer

- Literatur:

E. FRITZ (1972), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999)

3. Rerla

- Lage:

ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 380 660 Hochwert 251 970
(1040 m SH)

- Mineralisation:

Chalkopyrit-(Magnesit-)Bezirk Hohe Salve Einheit
Form der Lagerstätte: lager-, schichtförmig
Chalkopyrit, Pyrit

- Nebengestein:

Tonschiefer, Phyllit der Wildschönauer Schiefer

- Literatur:

O. SCHERMANN et al (1992), A. SCHEDL et al. (1996)

4. Achenrain

- Lage:

ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 381 120 Hochwert 249 100 900 m SH

- Mineralisation:

Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit
Form der Lagerstätte: : lager- gangförmig
Chalkopyrit

- Nebengestein:

Tonschiefer, Phyllite, Subgrauwacken der Wildschönauer Schiefer

- Literatur:

O. SCHERMANN et al. (1992), A. SCHEDL et al. (1996)

5. Taxer Mühlgraben/Immenstock

- Lage:
ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 382 050 Hochwert 249 600
1020 – 1090 m SH
- Mineralisation:
Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit
Form der Lagerstätte: lagenförmig bis schichtförmig
Chalkopyrit, Pyrit
- Nebengestein:
Tonschiefer, Phyllite der Wildschönauer Schiefer
- Literatur:
O. SCHERMANN et al. (1992), A. SCHEDL et al. (1996)

6. Kupferplatte

- Lage:
ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 382 200 Hochwert 250 500
7 km SSE Kitzbühel (Halde 200 m S Straßenbrücke), 810 – 1100 m SH
- Mineralisation:
Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit
Form der Lagerstätte: lager-, gang- bis kluffförmig
Chalkopyrit, Pyrit, Siderit, Cobaltit, Nickelin, Chloanthit, Malachit, Erythrin
- Nebengestein:
Grünschiefer (Metavulkanite) in Phylliten, Tonschiefern und Metasandsteinen der Wildschönauer Schiefer
- Literatur:
L. BRIGO & O. SCHULZ (1977), SCHERMANN et al. (1992), A. SCHEDL et al. (1996), L. WEBER & O. SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999)

7. Hangler

- Lage:
ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 383 600 Hochwert 250 550
ca 300 m NW der Ruine des Pochwerkes Kelchalpe, 1140 – 1160 m SH
- Mineralisation:
Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit
Form der Lagerstätte: lagenförmig bis schichtförmig, Chalkopyrit-mineralisierte Linsen schichtkonkordante in Nebengestein eingelagert, in serizitischen Phylliten, von Metavulkaniten begleitet
Chalkopyrit, Pyrit, Siderit
- Nebengestein:
Serizitschiefer, Tonschiefer, Phyllite, Metasandsteine und Metavulkanite der Wildschönauer Schiefer
- Literatur:
O. SCHERMANN et al. (1992), A. SCHEDL et al. (1996), L. WEBER & O. SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999)

8. Kelchalpe (Jochberg E)

- Lage:
ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 384 500 Hochwert 250 200
8,5 km SE Kitzbühel, rechter Hang des Wieseneckbaches, 1430 m SH (insgesamt 1320 – 1820 m SH)
- Mineralisation:
Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit
Form der Lagerstätte: lagenförmig, 2 bis 3 Lagergänge in Grenzbereich von Metavulkaniten
Chalkopyrit, Pyrit, Galenit, Sphalerit, Nickelin, Arsenopyrit, Malachit, Goethit
- Nebengestein:

rutilreiche Grünschiefer (Metavulkanite) und Phyllite, Tonschiefer und Metasandsteine der Wildschönauer Schiefer

- Literatur:

H.J. UNGER, (1972 b), O.SCHULZ (1972), L. BRIGO & O.SCHULZ (1977), O. SCHERMANN et al. (1992), A. SCHEDL et al. (1996), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999)

9. Niederkaser Schurf

- Lage:

ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 384 470 Hochwert 249 500
(1410 – 1420 m SH)

- Mineralisation:

Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit

Form der Lagerstätte: unregelmäßig begrenzte Mineralisation

Chalkopyrit, Pyrit

- Nebengestein:

Metavulkanite und Phyllite der Wildschönauer Schiefer

- Literatur:

O. SCHERMANN et al. (1992), A. SCHEDL et al. (1996)

10. Bachalm (Bachalpe)

- Lage:

ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 385 750 Hochwert 251 400
4,2-5 km NE Jochberg, NE Kelchalpe (1,9 km NE Berghaus), 1180 – 1640 m SH

- Mineralisation:

Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit

Form der Lagerstätte: lagenförmig, Vererzung ist sehr absetzig

Chalkopyrit, Pyrit, Malachit, Goethit

- Nebengestein:

Phyllite und Tonschiefer, Metavulkanite und Metasandsteinlagen der Wildschönauer Schiefer

- Literatur:

K. VOHRZYKA (1968), L. BRIGO & O.SCHULZ (1977), O. SCHERMANN et al. (1992), A. SCHEDL et al. (1996), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999)

11. Wurzegger Schurf

- Lage:

ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 386 250 Hochwert 251 020
(130 – 1340 m SH)

- Mineralisation:

Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit

Form der Lagerstätte: lager-, gangförmig

Chalkopyrit, Pyrit, Malachit

Nebengestein:

Metavulkanite und Phyllite, Tonschiefer und Metasandsteine der Wildschönauer Schiefer

- Literatur:

O. SCHERMANN et al. (1992), A. SCHEDL et al. (1996)

12. Wildalpe

- Lage:

ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 386 430 Hochwert 251 580
(1320 – 1490 m SH)

- Mineralisation:

Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit

Form der Lagerstätte: lager-, gangförmig

Chalkopyrit, Pyrit, Malachit, Goethit, Erythrin

- Nebengestein:
Metavulkanite und Phyllite, Tonschiefer und Metasandsteine der Wildschönauer Schiefer
- Literatur:
O. SCHERMANN et al. (1992), A. SCHEDL et al. (1996)

13. Staff-Alm (Staffkogel)

- Lage:
ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 387 000 Hochwert 249 500
5,4 km ENE Jochberg
- Mineralisation:
Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit
Form der Lagerstätte: lagen- schichtförmig
Hämatit, Magnetit, Siderit, Pyrit, Chalkopyrit
- Nebengestein:
Phyllite der Wildschönauer Schiefer, Metavulkanite
- Literatur:
O.SCHULZ (1972), O.SCHULZ (1986), L. BRIGO & O.SCHULZ (1977), O. SCHERMANN et al. (1992), A. SCHEDL (1996), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999)

14. Schwarzachalm

- Lage:
ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 389 100 Hochwert 251 500
1,5 km ENE Sonnspeitze, im Hörndlinger Graben
- Mineralisation:
Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit
Form der Lagerstätte: lagenförmig
Siderit, Pyrit
- Nebengestein:
Phyllite der Wildschönauer Schiefer
- Literatur:
O.SCHULZ (1971), L. BRIGO & O.SCHULZ (1977), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999)

15. Künstlgraben

- Lage:
ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 381 670 Hochwert 248 250
1070 – 1090 m SH
- Mineralisation:
Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit
Form der Lagerstätte: lager- gangförmig
Chalkopyrit, Pyrit
- Nebengestein:
Tonschiefer und Phyllit der Wildschönauer Schiefer
- Literatur:
O. SCHERMANN et al. (1992), A. SCHEDL et al. (1996)

16. Zeilmoos

- Lage:
ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 382 390 Hochwert 248 280
1380 m SH
- Mineralisation:
Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit
Form der Lagerstätte: lager- schichtförmig
Chalkopyrit, Pyrit
- Nebengestein:

Tonschiefer und Phyllit der Wildschönauer Schiefer

- Literatur:
SCHERMANN et al. (1992), A. SCHEDL et al. (1996)

17. Luegeck (Luegegg)

- Lage:
ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 383 000 Hochwert 247 000
10 km SSE Kitzbühel, Sinterbachtal, Luegegger Niederalp, 1420 – 1730 m SH
- Mineralisation:
Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit
Form der Lagerstätte: lagenförmig, drei N-S-streichende saigere Lagergänge
Chalkopyrit, Pyrit, Siderit
- Nebengestein:
Chloritphyllit (Grünschiefer) der Wildschönauer Schiefer
- Literatur:
O.SCHULZ (1972), L. BRIGO & O.SCHULZ (1977), O. SCHERMANN et al. (1992),
A. SCHEDL et al. (1996), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999)

18. Pernstein

- Lage:
ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 383 000 Hochwert 245 900
SE des Berbbaues Schöntagweid, 1480 m SH
- Mineralisation:
Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit
Form der Lagerstätte: lagenförmig
Chalkopyrit, Pyrit, Siderit
- Nebengestein:
Phyllite (Tonschiefer, Metasandsteine) und Metavulkanite der Wildschönauer Schiefer
- Literatur:
O. SCHERMANN et al. (1992), A. SCHEDL et al. (1996), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b),
L. WEBER (1999)

19. Pernstein (Sintersbachtal)

- Lage:
ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 383 000 Hochwert 245 500
1,5 km N Kuhkaser, ½ km NE Paß Thurn
- Mineralisation:
Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit
Form der Lagerstätte: lagenförmig
Chalkopyrit, Siderit
- Nebengestein:
Phyllite der Wildschönauer Schiefer
- Literatur:
L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999)

20. Schöntagweid

- Lage:
ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 382 500 Hochwert 245 500
11,5 km SSE Kitzbühel, Weg von Sonntagweidalm nach N, 1710 – 1820 m SH
- Mineralisation:
Chalkopyrit-Eisenerz Bezirk Jochberg-Einheit
Form der Lagerstätte: lagenförmig
Chalkopyrit, Pyrit, Siderit
- Nebengestein:
Phyllite (Metasandsteine und Tonschiefer) und Metavulkanite der Wildschönauer Schiefer

- Literatur: ✓
K. VOHRZYKA (1968), L. BRIGO & O.SCHULZ (1977), O. SCHERMANN et al. (1992),
L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999) ✓

21. Rettenbach (W Mittersill)

- Lage:
ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 382 880 Hochwert 238 800
Klamm des Rettenbachgrabens, N Haltestelle Rettenbach
- Mineralisation:
Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling
Form der Lagerstätte: lager- bis schichtförmig
Chalkopyrit, Pyrit, Arsenopyrit, Pentlandit, Pyrrhotin, Galenit, Sphalerit, Fahlerze, Boulangerit, Bournonit, Gudmundit, Jamesonit, Bornit, Cubanit, Vallerit, etc.
- Nebengestein:
Quarzphyllite und Schwarzschiefer der Wildschönauer Schiefer
- Literatur: ✓
O.M. FRIEDRICH (1968), H.J. UNGER (1969), W.H. PAAR (1997), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999) ✓

22. Stimmelhöhe (Stuhlfeldner Bach)

- Lage:
ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 387 450 Hochwert 240 400
S Stimmelhöhe bei Wetterkreuz (1430 (bis 1520) m SH)
- Mineralisation:
Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling
Form der Lagerstätte: lagenförmig, in Schwarzschiefern stratiform, in Kalken unregelmäßig
Chalkopyrit, Pyrit, Pyrrhotin, Gold ?
- Nebengestein:
Tonschiefer, Phyllite, Schwarzschiefer der Wildschönauer Schiefer, dolomitische Kalkmarmore, Schwarzschiefer und Lydite innerhalb der Wildschönauer Schiefer
- Literatur: ✓
H.J. UNGER (1970), H. MOSTLER et al. (1984), O.SCHULZ (1986), W.H. PAAR (1997), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999), A. SCHEDL et al. (2001) ✓

23. Puderlehen (Butterlehen)-Alpe

- Lage:
ÖK 122, BMN (M 31): Rechtswert 392 400 Hochwert 241 450
oberer Bereich des Uttendorfer Baches bei Viertalalm (1650 m SH)
- Mineralisation:
Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling
Form der Lagerstätte: lagenförmig, räumlich assoziiert mit stratiformen Siderit- und Ankeritvererzungen am Hoch- und Germkogel
Chalkopyrit, Gold, Siderit, Pyrit, Pyrrhotin, Sphalerit, Galenit
- Nebengestein:
Schwarzschiefer und Turbitite der Wildschönauer Schiefer
- Literatur: ✓
H. MOSTLER et al. (1984), W.H. PAAR (1997), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999), A. SCHEDL et al. (2001) ✓

24. Hochkogel - Klinglertörl

- Lage:
ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 396 220 Hochwert 243 496
5 km NNW Steindorf (2040 m SH)
- Mineralisation:
Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Siderit, Ankerit, Pyrit

- Nebengestein:

Sandsteine und Tonschiefer der Wildschönauer Schiefer (Schattberg Formation)

- Literatur:

H.J. UNGER (1970), A. SCHEDL et al. (2001)

25. Zirmkogel - Klammcharte

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 398 898 Hochwert 243 610
5 km N Steindorf (2020 m SH)

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: lager- bis schichtförmig

Pyrit

- Nebengestein:

Sandsteine und Tonschiefer der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation)

- Literatur:

A. SCHEDL et al. (2001)

26. Niederer Gernkogel - Rohr

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 400 165 Hochwert 243 391
4 km NNE Steindorf (1770 m SH)

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: lager- bis schichtförmig

Siderit, Ankerit

- Nebengestein:

Tonschiefer der Wildschönauer Schiefer (Schattberg Formation)

- Literatur:

H.J. UNGER (1970), A. SCHEDL et al. (2001)

27. Walchengraben / Walchen

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 401 300 Hochwert 240 750
N Piesendorf, orographisch linke Hänge des Walchengrabens (1020 bis 1090 m SH)

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: lager- bis schichtförmig

Chalkopyrit, Pyrit, Pyrrhotin, Arsenopyrit, Cubanit, Vallerit, Fahlerz, Galenit, Sphalerit

- Nebengestein:

Graphitphyllite und Serizitphyllite und –quarzite der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation)

- Literatur:

H.J. UNGER (1971), H. MOSTLER et al. (1984), O.SCHULZ (1986), W.H. PAAR (1997), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999), A. SCHEDL et al. (2001)

28. Klucken (Piesendorfer Graben)

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 403 100 Hochwert 239 700
ca 1000 m N Piesendorf, rechter Hand des Piesendorfer Grabens (830 bis 1070 m SH)

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: lagenförmig

Chalkopyrit, Pyrit, Pyrrhotin, gediegenes Kupfer, Fahlerz, Galenit, Sphalerit, Cubanit, Vallerit

Chalkopyrit, Pyrit, Pyrrhotin, gediegenes Kupfer, Fahlerz, Galenit, Sphalerit, Cubanit, Vallerit
• Nebengestein:
Tonschiefer, Serizitschiefer und –quarzite, Graphitschiefer der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation), Grünschiefer
• Literatur:
H.J. UNGER (1972 a), H.J. UNGER (1972 b), H. MOSTLER et al. (1984), W.H. PAAR (1997), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999), A. SCHEDL et al. (2001)

29. Fürther Graben

• Lage:
ÖK 123, BMN (M31): Rechtswert 405 470 Hochwert 239 800
etwa 500 m N der Ortschaft Fürth, an beiden Flanken des Fürther Baches (820 bis 910 m SH)
• Mineralisation:
Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling
Form der Lagerstätte: lagenförmig, einige kleinere s-parallele Linsen
Chalkopyrit, Pyrit, Pyrrhotin, Limonit
• Nebengestein:
Serizitschiefer und –quarzite, Schwarzschiefer der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation)
• Literatur:
H.J. UNGER (1970), H. MOSTLER et al. (1984), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), A. SCHEDL et al. (2001)

30. Limberg - Lienenberg - Bruckberg

• Lage:
ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 407 650 Hochwert 240 080
SW Zell am See, S-Hang Bruckberg zwischen Schüttbach und Gehöft Limberg (810 bis 1170 m SH)
• Mineralisation:
Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling
Form der Lagerstätte: lagen- und linsenförmig
Chalkopyrit, Pyrit, Pyrrhotin, Fahlerz, Nickelin, Cubanit, Vallerit, Sphalerit, Galenit, gediegenes Kupfer, Chalkosin, Arsenopyrit, Wismutsulfosalze
• Nebengestein:
Serizitphyllit, Serizitquarzit, Graphitphyllit der Wildschönauer Schiefer
• Literatur:
H.J. UNGER (1970), H. MOSTLER et al. (1984), O.SCHULZ (1986), W.H. PAAR (1997), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999), A. SCHEDL et al. (2001)

31. Schmittengraben

• Lage:
ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 407 733 Hochwert 243 138
nahe der Talstation der Schmittenhöhenseilbahn (920 bis 940 m SH)
• Mineralisation: (nur Indikation)
Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling
Form der Lagerstätte: unbekannt
Chalkopyrit, Chalkosin, Cuprit, gediegenes Kupfer
• Nebengestein:
Tonschiefer und Quarzphyllit der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation)
• Literatur:
A. SCHEDL et al. (2001)

32. Schmittengraben - Sonnalm

• Lage:

nahe der Talstation der Schmittenhöhenseilbahn (920 bis 940 m SH)

- Mineralisation: (nur Indikation)

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: unbekannt

Chalkopyrit

- Nebengestein:

Tonschiefer und Quarzphyllit der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation)

- Literatur:

A. SCHEDL et al. (2001)

33. Schmittengraben – Schmittenhöhe SSE

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 405 313 Hochwert 243 225

im Finsterbachgraben (1750 bis 1790 m SH)

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: unbekannt

Chalkopyrit

- Nebengestein:

Tonschiefer und Quarzphyllit der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation)

- Literatur:

A. SCHEDL et al. (2001)

34. Viehhofen – Ebenmais – Kasparalm/Stoffentax

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 404 500 Hochwert 246 500

3 km SW Viehhofen im Kreuzerlehengraben (1140 bis 1290 m SH)

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: lagenförmig

Chalkopyrit, Pyrit, Nickel- und Kobalterz, Sphalerit, Pyrrhotin, Limonit

- Nebengestein:

Quarzit, Serizitphyllit, Serizitquarzit, Graphitphyllit der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation), Proterobasspilit

- Literatur:

H.J. UNGER (1970), H.J. UNGER (1972 b), H.J. UNGER (1973), H. MOSTLER et al. (1984), W.H. PAAR (1997), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999), A. SCHEDL et al. (2001)

35. Viehhofen - Burgstein

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 405 359 Hochwert 247 419

0,5 km SE Viehhofen (900 m SH)

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: ?

Chalkopyrit

- Nebengestein:

Quarzit und Serizitschiefer der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation)

- Literatur:

A. SCHEDL et al. (2001)

36. Viehhofen (S)

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 404 960 Hochwert 247 335

0,5 km S Viehhofen (980 m SH)

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: ?

Chalkopyrit, Pyrit, Limonit

- Nebengestein:

Quarzit und Serizitschiefer der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation)

- Literatur:

H.J. UNGER (1973), A. SCHEDL et al. (2001)

37. Viehhofen (SSW)

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 404 867 Hochwert 247 555

Viehhofen (865 m SH)

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: lager- bis schichtförmig

Chalkopyrit

- Nebengestein:

Serizitquarzit und Serizitphyllit der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation)

- Literatur:

A. SCHEDL et al. (2001)

38. Viehhofen – Ernestinengrube

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 404 800 Hochwert 247 200

0,6 km SSE Viehhofen in 1020 bis 1090 m SH

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: gang- bis klufförmig, lager- bis schichtförmig

Chalkopyrit, Pyrit, Nickel- und Kobalterz, Galenit, Sphalerit, Pyrrhotin, Arsenopyrit, Bornit, Limonit, Malachit, Azurit, Annabergit, Erythrin

- Nebengestein:

Schwarzschiefer der Wildschönauer Schiefer

- Literatur:

H.J. UNGER (1970), H.J. UNGER (1972 b), H.J. UNGER (1973), H. MOSTLER et al. (1984), O.SCHULZ (1986), W.H. PAAR (1997), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999), A. SCHEDL et al. (2001)

39. Viehhofen – Altenberg

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 405 536 Hochwert 248 073

1 km NE Viehhofen (1060 bis 1120 m SH)

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: ?

Pyrit, Chalkopyrit, Nickelerz, Malachit, Azurit, Annabergit

- Nebengestein:

Phyllit und Quarzit der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation), Metabasalt

- Literatur:

H.J. UNGER (1973), A. SCHEDL et al. (2001)

40. Viehhofen – Bachbauer

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 405 250 Hochwert 248 146

0, 5 km NE Viehhofen

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: ?

Pyrit, Chalkopyrit

- Nebengestein:

Phyllit und Quarzit der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation)

- Literatur:

A. SCHEDL et al. (2001)

41. Viehhofen – Steinbruch

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 405 437 Hochwert 247 805

0,5 km E Viehhofen (900 m SH)

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: lager- bis schichtförmig

Chalkopyrit, Pyrit, Limonit

- Nebengestein:

Diabas, Metabasalt

- Literatur:

H.J. UNGER (1973), H. MOSTLER et al. (1984), A. SCHEDL et al. (2001)

42. Viehhofen – Altenberg / Gori Alm

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 405 953 Hochwert 248 415

1,5 km NE Viehhofen (1310 m SH)

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: ?

Chalkopyrit, Pyrit, Limonit

- Nebengestein:

Metabasalt

- Literatur:

H.J. UNGER (1973), H. MOSTLER et al. (1984), A. SCHEDL et al. (2001)

43. Viehhofen – Gadenstatt

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 407 977 Hochwert 248 073

2,5 km E Viehhofen (960 m SH)

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: ?

Pyrit, Chalkopyrit, Limonit

- Nebengestein:

Sandsteine und Tonschiefer der Wildschönauer Schiefer (Schattberg Formation)

- Literatur:

H.J. UNGER (1973), H. MOSTLER et al. (1984), A. SCHEDL et al. (2001)

44. Viehhofen – Erzbachgraben – Wirtsalm

- Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 405 247 Hochwert 249 013

ca 1,2 km NNE Viehhofen in 1070 bis 1400 m SH

- Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: lagen- und linsenArsenopyrit, förmig

Chalkopyrit, Pyrit, Nickel- und Kobalterz, Pyrrhotin, Galenit, Sphalerit, Limonit, Azurit, Malachit, Annabergit, Erythrin

• Nebengestein:

Serizitphyllit, Serizitquarzit, Schwarzschiefer der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation), Metabasalt, Proterobasspilit

• Literatur:

H.J. UNGER (1970), H.J. UNGER (1972 b), H.J. UNGER (1973), H. MOSTLER et al. (1984), O.SCHULZ (1986), W.H. PAAR (1997), L. WEBER & O.SCHULZ (1997 b), L. WEBER (1999), A. SCHEDL et al. (2001)

45. Viehhofen – Tennstallgraben

• Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 403 968 Hochwert 248 304

1,5 km N Viehhofen (1060 m SH)

• Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: ?

Chalkopyrit, Pyrit, Limonit

• Nebengestein:

Phyllit und Quarzit der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation)

• Literatur:

H.J. UNGER (1970), H.J. UNGER (1973), H. MOSTLER et al. (1984), A. SCHEDL et al. (2001)

46. Viehhofen – Raggensteinalm

• Lage:

ÖK 123, BMN (M 31): Rechtswert 403 917 Hochwert 249 852

2,5 km NW Viehhofen (1570 m SH)

• Mineralisation:

Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling

Form der Lagerstätte: unbekannt, (prähistorischer Stollen ?)

Chalkopyrit, Pyrit, Limonit

• Nebengestein:

Sandsteine und Tonschiefer der Wildschönauer Schiefer (Löhnersbach Formation)

• Literatur:

H.J. UNGER (1973), A. SCHEDL et al. (2001)

In den oben aufgelisteten 46 Mineralisationen finden sich nur zehn, aus denen Pyrrhotin bekannt ist (Rettenbach, Stimmelhöhe, Puderlehen, Walchengraben, Klucken, Fürther Graben, Limberg, Viehhofen - Wirtsalm, Viehhofen – Ernestinengrube und Viehhofen – Ebermais), sowie nur eine einzige, aus der Magnetit bekannt ist (Staff Alm).

Neben der überblicksmäßigen Darstellung der Verteilung von stärkeren Magnetisierungen und Mineralisationen in Abbildung 26 wurde auch eine kartenmäßige Darstellung in Serienschnitten durchgeführt, in denen die Tiefenlage der Mineralisationen berücksichtigt ist. In den Abbildungen 28 bis 34 sind horizontale Schnitte der modellierten magnetischen Suszeptibilitäten in einem jeweiligen Abstand von 200 m dargestellt (A. AHL et al., 2002). In diese Schnitte sind Lagen der Mineralisationen (als weiße Kreise) eingetragen und in eine Tiefe von maximal 300 bis 400 m unter die Geländeoberkante weiterprojiziert. Die Nummern für die Mineralisationen in der Liste können aus Abb. 27 abgelesen werden.

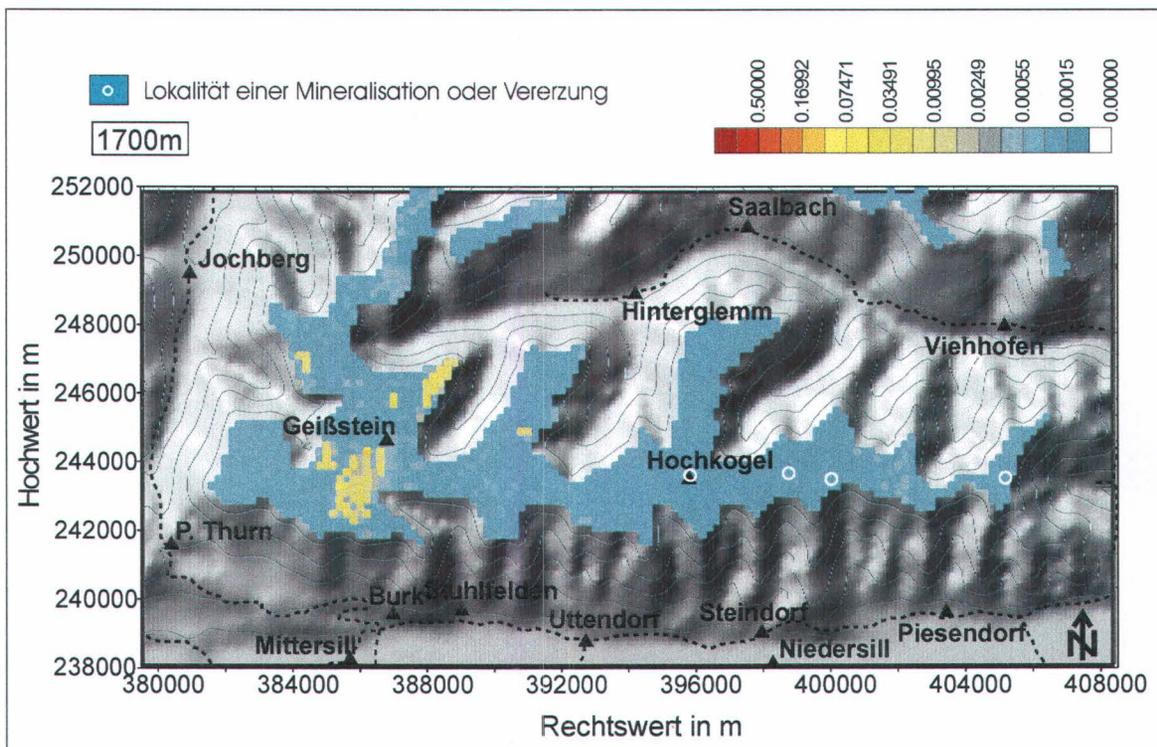


Abb. 28 : Verteilung der magnetischen Suszeptibilität und Position der Mineralisationen im Horizontalschnitt in 1700 m SH. Die Mineralisationen sind von der Oberfläche bis maximal 300 bis 400 m unter die Geländeoberkante hinunter projiziert.

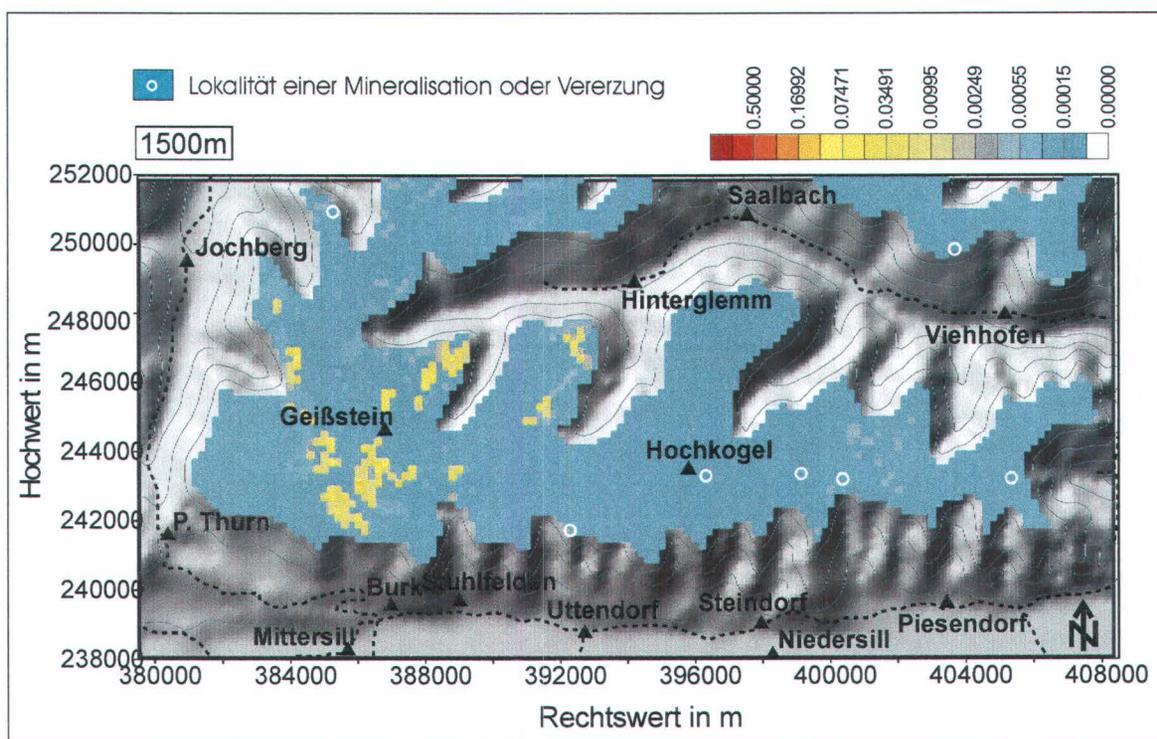


Abb. 29 : Verteilung der magnetischen Suszeptibilität und Position der Mineralisationen im Horizontalschnitt in 1500 m SH. Die Mineralisationen sind von der Oberfläche bis maximal 300 bis 400 m unter die Geländeoberkante hinunter projiziert.

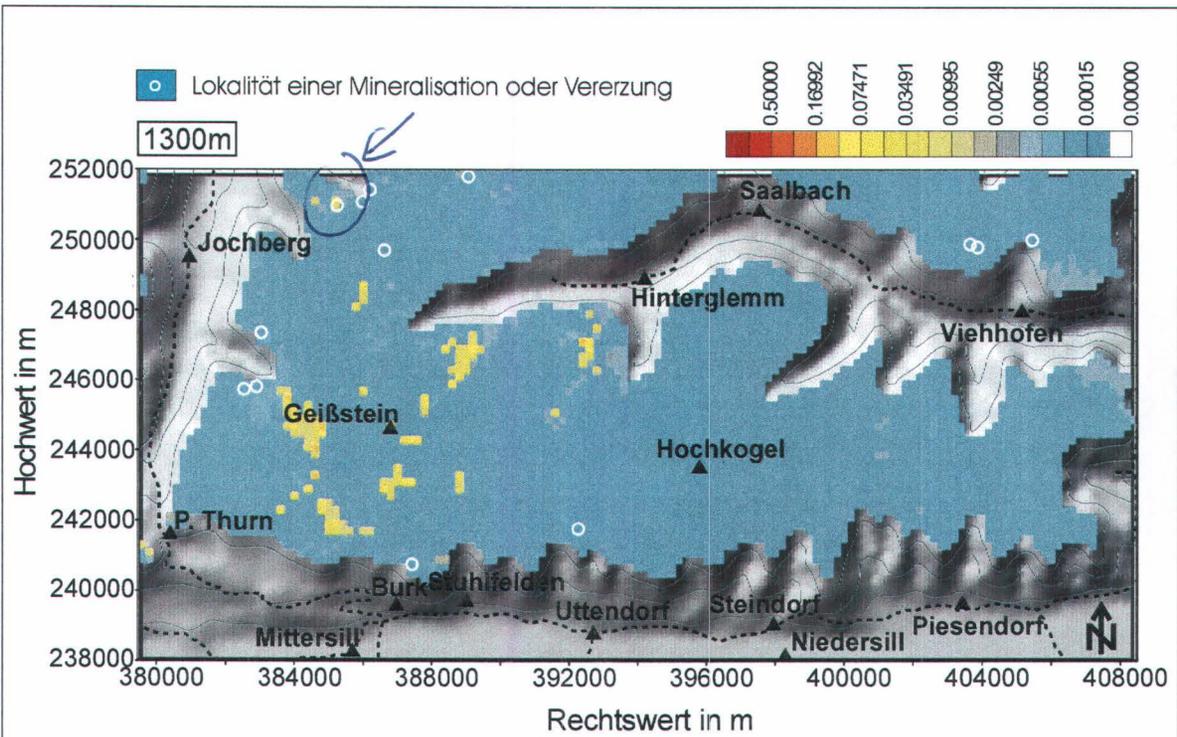


Abb. 30: Verteilung der magnetischen Suszeptibilität und Position der Mineralisationen im Horizontalschnitt in 1300 m SH. Die Mineralisationen sind von der Oberfläche bis maximal 300 bis 400 m unter die Geländeoberkante hinunter projiziert.

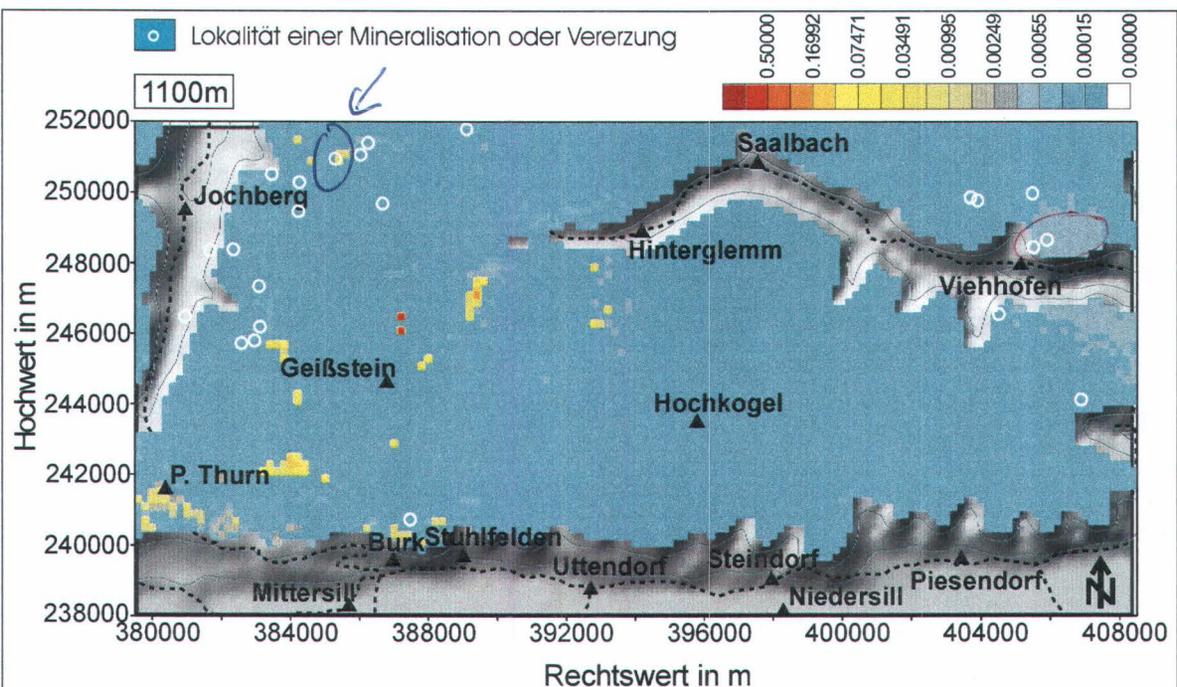


Abb. 31: Verteilung der magnetischen Suszeptibilität und Position der Mineralisationen im Horizontalschnitt in 1100 m SH. Die Mineralisationen sind von der Oberfläche bis maximal 300 bis 400 m unter die Geländeoberkante hinunter projiziert.

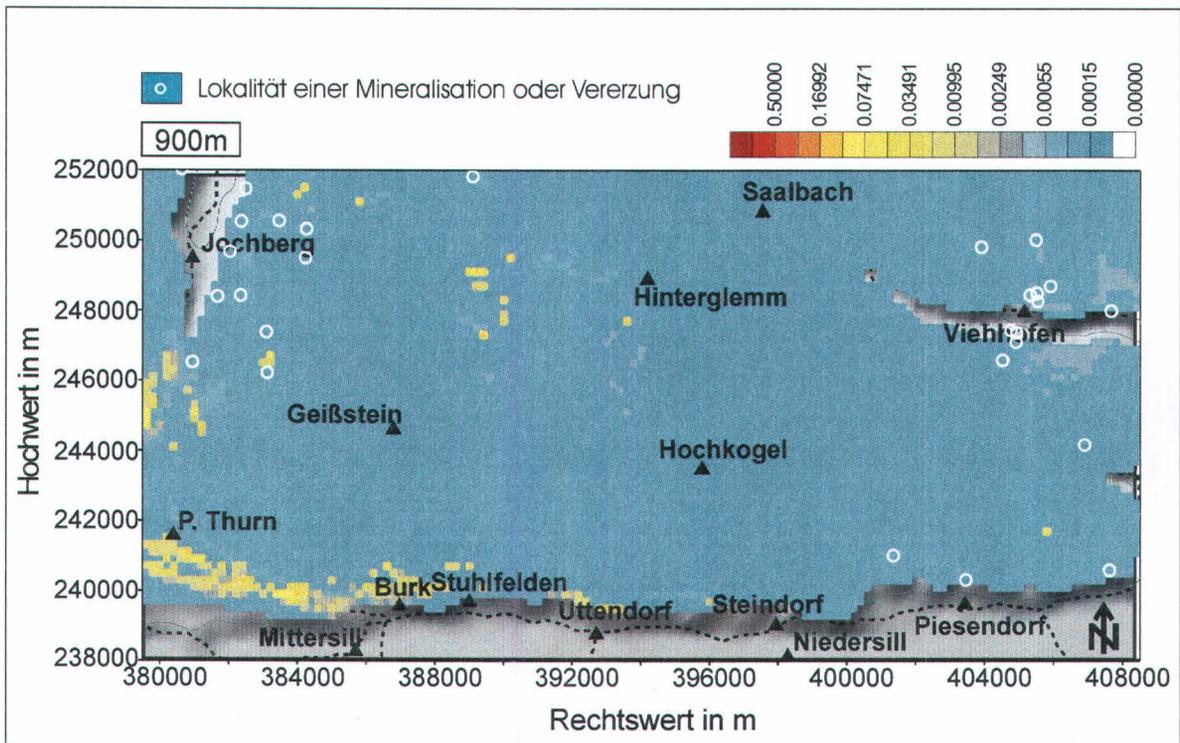


Abb. 32: Verteilung der magnetischen Suszeptibilität und Position der Mineralisationen im Horizontalschnitt in 900 m SH. Die Mineralisationen sind von der Oberfläche bis maximal 300 bis 400 m unter die Geländeoberkante hinunter projiziert.

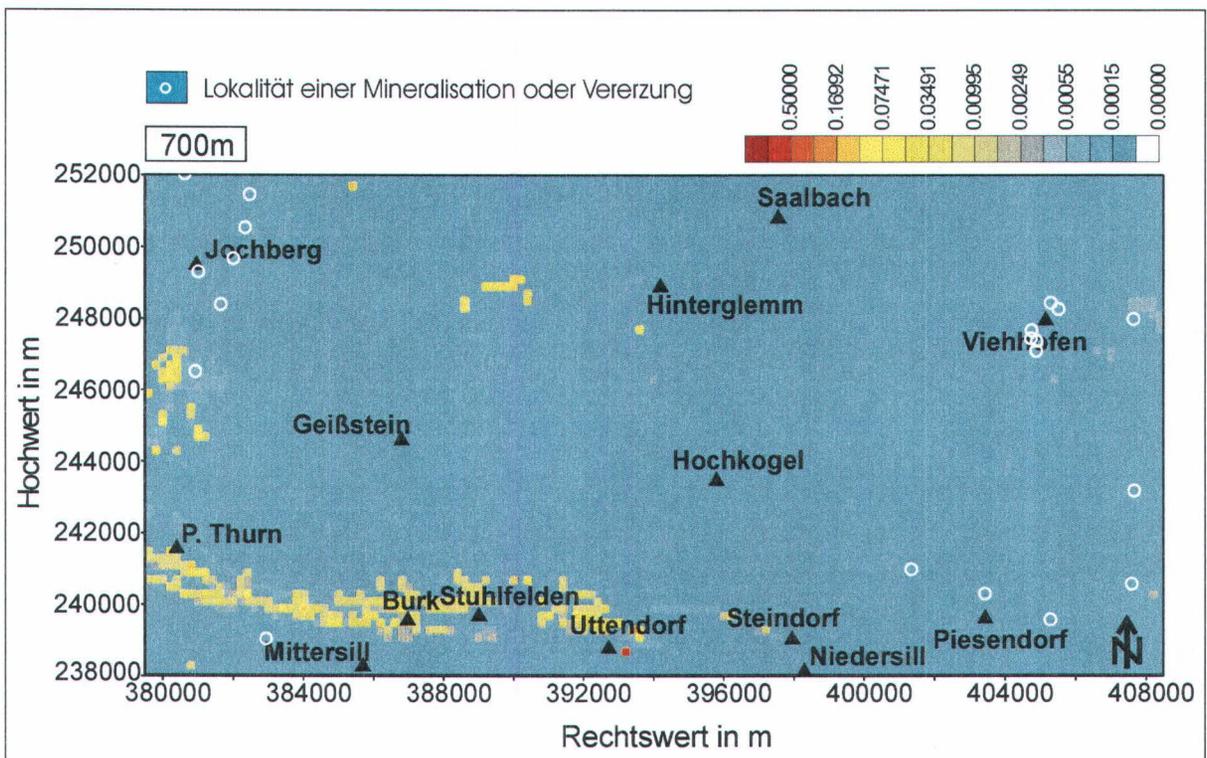
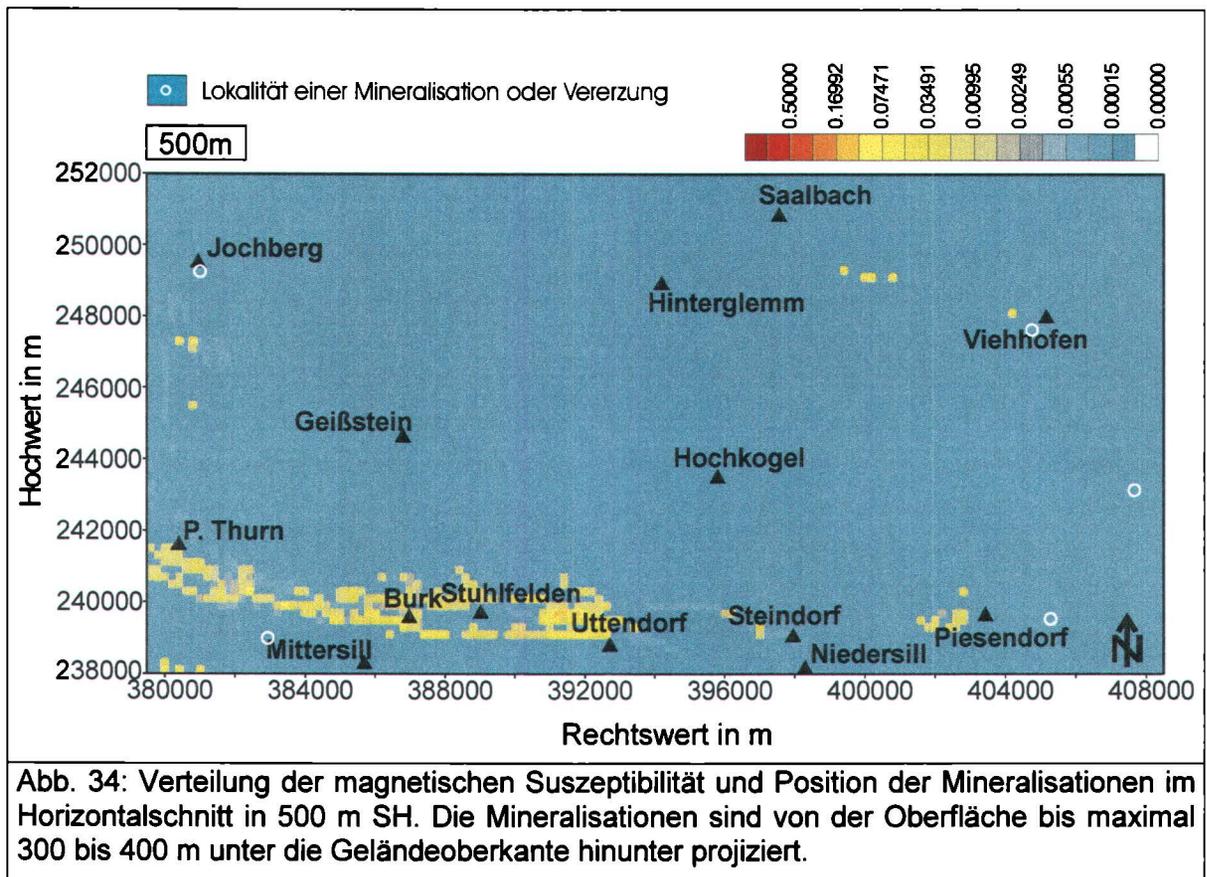


Abb. 33: Verteilung der magnetischen Suszeptibilität und Position der Mineralisationen im Horizontalschnitt in 700 m SH. Die Mineralisationen sind von der Oberfläche bis maximal 300 bis 400 m unter die Geländeoberkante hinunter projiziert.



Aus den Serienschnitten der Abbildungen 28 bis 34 ergibt sich klar, dass die Mineralisationen und Vererzungen in diesem Bereich keine erhöhten Magnetisierungen bewirken. Einzig die Lagerstätte Bachalm (10 in der Liste) korreliert mit stärkerer Magnetisierung (Abb. 30 und 31). Allerdings sind aus dieser Mineralisation weder Pyrrhotin noch Magnetit beschrieben.

Weiters liegen die Mineralisationen Pernstein (18), Pernstein-Sinterbachtal (19) und Schöntagweid (20) in der Nähe eines höher magnetisierten Bereichs (Abb. 31 und 32).

Auffällig ist auch, dass die Lagerstätte Staff-Alm (13), aus der sowohl Magnetit als auch Hämatit beschrieben sind, magnetisch nicht in Erscheinung tritt (Abb. 30 und 31).

Es ist somit klar dass im Bergbaugebiet Kitzbühel – Zell am See keine Korrelation zwischen der geomagnetischen Struktur und den Vererzungen besteht.

Handwritten signature

6. Literaturverzeichnis

- ABRAM, P. (2001): Sedimentologische und organo-geochemische Aspekte des Oberen organisch reichen Hauptdolomites in den Gailtaler Alpen – Untersuchungen anhand eines Aufschlusses NE des Witzaltes (Windische Höhe, Kärnten, Österreich).- Diplomarbeit Montanuniv. Leoben, 103 S., 42 Abb., 9 Tab., 1 Anh.; Leoben.
- AHL, A., BELOCKY, R., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (2002):): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten, Bericht ÜLG-28/00-01 Teil 1.- 106 S., 116 Abb., 5 Tab., 4 Beil., Wien.
- ARNDT, R. (1993): Drei-dimensionale Interpretation und Visualisierung von Potentialfeldern.– Fallstudien aus dem Ostalpenraum.- Unveröff. Diss. Formal- Naturwiss. Fak. Univ. Wien, VIII + 141 S., 17 Abb., 7 Tab., 44 Dias; Wien.
- BAUER, F.K. & SCHÖNLAUB, H.P. (1980): Der Drauzug (Gailtaler Alpen – Nordkarawanken).- [In:] R. Oberhauser (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 405-411; Wien.
- BECHSTÄDT, T. (1978): Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins.- Jb. Geol. B.-A., **121**, 1-121, 17 Abb.; Wien.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W. und SLAPANSKY, P. (1998): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten, Bericht ÜLG-28/97.- 99 S., 22 Abb., 8 Tab., 5 Taf., 8 Beil., Wien.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W. und SLAPANSKY, P. (Mitarbeit: R. ARNDT und R. FABER) (1999): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten, Bericht ÜLG-28/98.- 79 S., 31 Abb., 8 Tab., Wien.
- BELOCKY, R., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W. und SLAPANSKY, P. (Mitarbeit: R. FABER und K. GRÖSEL) (2000): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten, Bericht ÜLG-28/99.- 92 S., 44 Abb., 9 Tab., 1 Anhang, 7 Beilagen in Beilagenband; Wien.
- BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomaly.- Geol. Rundschau, **65**, 756-767, 4 Fig.; Stuttgart.
- BRIGO, L. & SCHULZ, O. (1977): Zusammenstellung der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in Nord-, Ost- und Südtirol.- Tirol-Atlas, Begleittexte IV, 25-38; Innsbruck.
- BUCHER, B., RYBACH, L. & SCHWARZ, G. (1999): Environmental Mapping: Comparison of ground and airborne gamma spectrometry results under alpine conditions.- [in:] K. Motschka, G. Oberlercher, W. Seiberl & R. Supper: Auswertung aerogeophysikalischer Messungen, Bericht ÜLG-20/98: S. 1-6, 3 Fig.; Wien.
- DIRNHOFER, M., MAYER, R., HÖCK, V., MARSCHALLINGER, R. & LEICHMANN, J. (1994): Der kristalline Untergrund der Molassezone im nördlichen Niederösterreich.- Mitt. Österr. Mineral. Ges., **139**, 290-291; Wien.
- DIRNHOFER, M., MAYER, R., HÖCK, V., MARSCHALLINGER, R. & LEICHMANN, J. (1995): The Brunovistulian Basement of the Molasse Zone in Lower Austria.- Ber. Dt. Mineral. Ges., **1995/1**, S. 54; Stuttgart.
- DUDEK, A. (1980): The crystalline basement block in the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum.- Rozprawy ČSAV, řada MPV, **90**, šes. 8, 3-85, 16 Abb., 13 Tab., 16 Taf., 2 Beil.; Praha.

- EXNER, Ch. & ZIRKL, E.J. (1962): Serpentin und Ophicalzit vom Steinbruch „Tommach“ bei Gstadt (Klippenzone bei Waidhofen a. d. Ybbs).- Verh. Geol. B.-A., **1962**, 45-49, 1 Abb.; Wien.
- FIGDOR, H. & SCHEIDEGGER, A.E. (1977): Geophysikalische Untersuchungen an der Diendorfer Störung.- Verh. Geol. B.-A., **1977**, 243-270, 20 Abb., 2 Tab.; Wien.
- FINGER, F. & STEYRER, H.P. (1995): A tectonic model for the Eastern Variscides: Indication from a chemical study of amphibolites in the south-eastern Bohemian Massif.- Geol. Carpathica, **46**, 137-150, 10 Fig., 2 App.; Bratislava.
- FINGER, F. & RIEGLER, G. (1999): Der Thayabatholith und der kristalline Untergrund des Weinviertels.- (In): R. ROETZEL (Hrsg.): Arbeitstagung Geologische Bundesanstalt, Retz - Hollabrunn, 23-31, 3 Abb.; Wien.
- FINGER, F., TICHOMIROVA, M., PIN, Ch., HANŽL, P. & STEYRER, H.P. (1998): Relics of a Proterozoic, early-Panafrican back-arc-basin ophiolite in the Brno Massif, eastern Czech Republic.- Acta Univ. Carolinae – Geologica, **42**, S. 246; Praha.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Pyroclastic Rocks.- 472 S., 339 Fig.; (Springer-Verlag) Berlin etc.
- FRIEDRICH, O.M. (1968): Die Vererzung der Ostalpen gesehen als Glied des Gebirgsbaues.- Arch. Lagerst.forsch. Ostalpen, **8**, 1-136, 25 Abb., 10 Figurentafeln; Leoben.
- FRIEDRICH, O.M. (1969): Erzmikroskopische Beobachtungen an Erzen der Kieslagerstätte Rettenbach im Pinzgau.- Arch. Lagerst.forsch. Ostalpen, **9**, 65-72, 16 Abb.; Leoben.
- FRITZ, E. (1972): Talk- und Talkschiefer-Vorkommen in Österreich.- Montan-Rundsch., **20**, 78-84 und 95-100, Wien.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1995): Moravo-Silesian Zone : Structure.- (In:) R.D. Dallmeyer, W. Franke & K. Weber (Eds.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe, 490-494, 3 Fig.; Berlin u.v.a. (Springer).
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der Böhmisches Masse.- Jb. Geol. B.-A., **119**, 1-43, geol. Kt. in 2 Beil.; Wien.
- FUCHS, G., ROETZEL, R. & HEINZ, H. (1990): Erläuterungen zu Blatt 36 Ottenschlag.- 64 S., 4 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Wien.
- GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation.- Geol. Carpathica, **44**, 135-142, 4 Fig., 3 Tab., 1 Plate; Bratislava.
- GNOJEK, I. & PŘYCHISTAL, A. (1997): Ground Geophysical and Geological Mapping in the Central Part of the Moldanubian Pluton.- Jb. Geol. B.-A., **140**, 193-250, 57 Fig., 5 Tab., 1 Plate; Wien.
- GÖTZINGER, M.A. (1981): Mineralogische Untersuchungen des Magnetitvorkommens Kottaun bei Geras, NÖ Moldanubikum. Ein Beitrag zur Genese von Skarnen.- Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **190**, 45-78, 4 Abb., 7 Tab.; Wien.
- GÖTZINGER, M.A.; BERAN, A. & LIBOWITZKY, E. (1994): Exkursion A: Mineralvorkommen und Lagerstätten im östlichen Waldviertel.- Mitt. Österr. Mineral. Ges., **139**, 389-405, 2 Abb.; Wien.
- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the Area of the Tauern Window.- Tectonophysics, **163**, 25-33, 6 Abb.; Amsterdam.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Bewertung und Problematik aerogeophysikalischer Anomalien im österreichischen Bundesgebiet (Stand: Mitte 1990).- Abh. Geol. B.-A., **44**, 244 S., 152 Abb., 8 Beil.; Wien.

- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & KÖHAZY, R. (1986): Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Niederösterreich.- Bericht Projekt NC-6p (Vollzug des Lagerstättengesetzes), 33 S., 12 Abb., 6 Beil.; Wien.
- HÖCK, V., MONTAG, O. & LEICHMANN, J. (1997): Ophiolite remnants at the eastern margin of the Bohemian Massif and their bearing on the tectonic evolution.- Mineral. Petrol., **60**, 267-287, 7 Fig.; Wien.
- HÖCK, V., MARSCHALLINGER, R. & TOPA, D. (1990): Granat-Biotit-Geothermometrie in Metapeliten der Moravischen Zone in Österreich.- Österr. Beitr. Meteor. Geophys., **3**, 149-167, 5 Fig., 5 Tab.; Wien.
- HÖSCH, K. & STEINHAUSER, P. (1985): Gesteinsphysikalische Untersuchungen in der östlichen Böhmisches Masse Niederösterreichs.- Bericht Projekt NC 6b/81, 28 S., 7 Abb., 1 Anh.; Wien.
- HÜBL, G. (1993): Modellrechenmethoden und ihre Anwendung auf eine Gruppe magnetischer Anomalien nahe Liebenau in der Böhmisches Masse.- Unveröff. Dipl. Arb. Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Wien, 75 S., zahlr. Abb. und 1 Tab.; Wien.
- JILG, W. (1992): Regionale Verteilung von Gesteinsdichten und magnetischen Suszeptibilitäten in der Böhmisches Masse Österreichs.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **38**, 57-72, 7 Abb., 5 Tab.; Wien.
- KÖHAZY, R. (1986): Direkte Interpretationsmethoden in der Magnetik und die Anwendung des Werner-Verfahrens am Beispiel der Aerogeophysikalischen Vermessung des Dunkelsteiner Waldes.- Unveröff. Dipl. Arb. Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Wien, 145 S., zahlr. Abb. und Tab., 6 Anl.; Wien.
- KÖHAZY, R. & SEIBERL, W. (1986): Die Auswertung der aeromagnetischen Daten des Raumes Dunkelsteinerwald – Rossatz mit Hilfe des WERNER-Verfahrens.- Berichte Geol. B.-A., **6**, 30 S., 4 Abb., 6 Tab., 6 Beil.; Wien.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G. (2001): Strukturkarte und geologische Karte der Molasebasis.- (In:) A. KRÖLL, G. OBERLERCHER, W. SEIBERL, P. SLAPANSKY, G. WESSELY & D. ZYCH: Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete.- Geol. B.- A., Wien.
- KRÖLL, A., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY G. & ZYCH, D. (2001): Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete.- Geol. B.- A., Wien.
- LENZ, B., MAURITSCH, H.J. & REISINGER, J.R. (1996): Petrophysical investigations in the Southern Bohemian Massif (Austria): data-acquisition, -organisation and – interpretation.- Mineral. Petrol., **58**, 279-300, 15 Fig.; Wien.
- LIBOWITZKY, E. (1989): Mineralogische Untersuchungen einer magnetischen Anomalie im Moravikum der Böhmisches Masse in Österreich.- Diss. formal.- naturwiss. Fak. Univ. Wien, 126 S., 14 Abb., zahlr. Tab.; Wien.
- MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel.- Jb. Geol. B.-A., **119**, 63-74; Wien.
- MATURA, A. (1984): Das Kristallin am Südostrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten.- Jb. Geol. B.-A., **127**, S. 13-27, 2 Abb., 1 geol. Kt.; Wien.
- MATURA, A. & HEINZ, H. (1989): Erläuterungen zu Blatt 37 Mautern.- 65 S., 8 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Wien.
- MOSTLER, H., HADITSCH, J.G. & HOHENBÜHEL, K. (1984): Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill – Zell am See – Salzburg.- Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **5**, 105-117, 7 Abb., 1 Tab.; Wien.

- PAAR, W.H. (1997): Kieserzbezirk (\pm Cu \pm Pb \pm Au) Zell/See – Radstadt – Mandling.- (In): L. WEBER (Hrsg.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs.- Arch. Lagerst.forsch., **19**, 333-334, 1 Abb.; Wien.
- PREY, S. (1977): Der Serpentin von Kilb in der Flysch-Mittelkreide am Nordrand der Flyschzone (Niederösterreich).- Verh. Geol. B.-A., **1977**, 271-277; Wien.
- RICHTER, W. & WIESENER, H. (1975): Zusammensetzung und geologische Position der Serpentinvorkommen von Kilb und Gstadt (Niederösterreich).- Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1975**, 1-9, 1 Abb., 1 Tab.; Wien.
- RIEGLER, G. (2000): Chemismen und Th-U-Pb Modellalter akzessorischer Monazite aus kristallinen Bohrkernen des Weinviertels und ihre Bedeutung für das Verständnis der geologischen Situation am Ostrand der Böhmisches Masse.- Diplomarbeit Univ. Salzburg, 72 S., 28 Abv., 18 Tab.; Salzburg.
- RÖMER, A., HEINZ, H. & ARNDT, R. (1994): 3-D forward modeling of the Berchtesgaden magnetic anomaly.- Mitt. Österr. Mineral. Ges., **139**, 109-111, 1 Fig.; Wien.
- RYBACH, L. (1988): Determination of Heat Production Rate.- In: Haenel, R., Rybach, L. & Stegena, L. (Eds.): Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination, 125-142, 11 Fig., 7 Tab., Dordrecht etc. (Kluwer Akad. Publ.).
- SACHS, B., GUTDEUTSCH, R., ZYCH, D., SEIBERL, W. & STRAUSS, U. (1989): Die Kaumberganomalie in Niederösterreich – Versuch einer Interpretation zur Klärung des Verlaufes des subalpinen kristallinen Untergrundes.- Erdöl, Erdgas, Kohle **105**, S. 501-504, 7 Abb.; Wien & Hamburg.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B. & KURKA, M. (1996): Systematische Erhebungen von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet.- Jahresendbericht Projekt ÜLG-040/95, 113 Bl., 35 Abb., 23 Tab., 26 Beil., 1 Anh. in 2 Bdn.; Wien.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., LIPIARSKY, B.P. & RABEDER, J. (2001): Systematische Erhebungen von Bergbauen und Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet („Bergbau-/Haldenkataster“) – Bundesland Salzburg.- Jahresendbericht Projekt ÜLG-040/1999, 130 Bl., 9 Tab., 1 Anl., 27 Beil. in 2 Bdn., 1 Anh. in 2 Bdn.; Wien.
- SCHERMANN, O. (1965): Über Horizontalverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **16**, 89-103, 8 Abb.; Wien.
- SCHERMANN, O., BIEDERMANN, A., BOROVICZENY, F., HEINZ, H., KLEIN, P., KOCIU, A., RATAJ, W., SCHÄFFER, G., SCHEDL, A. & VECER, B. (1992): (Erhebung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Kitzbühel - Bereich St. Johann i.T. (ÖK 91), Lofer (ÖK92), Kitzbühel (ÖK 122), Zell a.S. (ÖK 123) jeweils Tiroler Anteil: Endbericht.- 220 S., 54 Abb., 10 Tab., 35 Beil.; Wien.
- SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum.- Abh. Geol. B.-A., **43**, 149 S., 70 Abb., 20 Tab.; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen.- Jb. Geol. B.-A., **127**, 673-692, 7 Abb., 1 Taf.; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1989): Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50 000, 198 Weißbriach.- Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHULZ, O. (1971): Horizontgebundene altpaläozoische Eisenspatvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich.- Tschermaks Min. Pet. Mitt., **15**, 232-247; Wien.
- SCHULZ, O. (1972): Horizontgebundene altpaläozoische Kupferkiesvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich.- Tschermaks Min. Pet. Mitt., **17**, 1-18, 6 Abb.; Wien.

- SCHULZ, O. (1986): Die ostalpinen Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in der Sicht neuer Forschungsergebnisse.- Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 7, 257-287, Wien.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1,000.000 (Isanomalien der Totalintensität Epoche 1977.7).- Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) , Wien.
- SEIBERL, W. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Magnetische Karte – Isanomalien der Totalintensität (ΔT) bzw. Vertikalintensität (ΔZ);Wien (GBA).
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1985): Aerogeophysikalische Vermessung des Drauzuges (Auftragsforschungsprojekt KC-8/80).- 45 S., 12 Abb., 8 Anl.; Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1990 a): Bewertung und Problematik aerogeophysikalischer Anomalien im österreichischen Bundesgebiet.- Abh. Geol. B.-A., 44, 152 Abb., 3 Tab., 8 Tafeln (Beil.); Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1990 b): Interpretationsmethoden in der Magnetik anhand von Beispielen aus der Böhmisches Masse.- Publ. Zentralanst. Meteor. Geodyn., 336, 43-56, 5 Abb.; Wien.
- SEIBERL, W., HEINZ, H. & GNOJEK, I. (1993): Kompilierte geomagnetische Karte und qualitative Interpretation.- In: KRÖLL et al.: Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete, S. 4-7; Wien.
- SLAPANSKY, P., OBERLERCHER, G. & SEIBERL, W. (2001): Kompilierte geomagnetische Karte und strukturelle Interpretation.- (in:) A. KRÖLL, G. OBERLERCHER, W. SEIBERL, P. SLAPANSKY, G. WESSELY & D. ZYCH: Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 4-10; Wien (Geol. B.- A).
- TAUBENSCHUSS, G. (1988): Magnetische und gravimetrische Untersuchungen im Zentrum einer aeromagnetischen Anomalie.- Diplomarbeit Techn. Univ. Wien, 120 S., 66 Abb., 17 Tab.; Wien.
- UCIK, F.H. (1995): Ölschiefer.- (In): Grubenhunt & Ofensau: Vom Reichtum der Erde; Landesausstellung Hüttenberg / Kärnten, Bd.2: Beiträge, S. 77-78; Klagenfurt.
- UNGER, H.J. (1969): Der Schwefelkiesbergbau Rettenbach (Oberpinzgau/Salzburg).- Arch. Lagerst.forsch Ostalpen, 9, 35-64, 9 Anl.; Leoben.
- UNGER, H.J. (1970): Der Lagerstättenraum Zell am See.- Arch. Lagerst.forsch Ostalpen, 11, 33-83, 17 Anl.; Leoben.
- UNGER, H.J. (1971): Walchen im Oberpinzgau, Salzburg. Ein Kupfer- und Schwefelkies-Bergbau.- Arch. Lagerst.forsch Ostalpen, 12, 63-67, 3 Anl.; Leoben.
- UNGER, H.J. (1972 a): Der Lagerstättenraum Zell am See IV. Der ehemalige Kupfer- und Schwefelkies-Bergbau Klucken, nördlich von Piesendorf (Oberpinzgau/Salzburg).- Arch. Lagerst.forsch Ostalpen, 13, 75-98; Leoben.
- UNGER, H.J. (1972 b): Die Kupfer- und Schwefelkieslagerstätten (Alpine Kieslager) der Nördlichen Grauwackenzone.- Arch. Lagerst.forsch Ostalpen, 13, 59-74; Leoben.
- UNGER, H.J. (1973): Lagerstättenraum Zell am See VII. Viehhofen im Saalachtal (Aufnahmebericht).- Arch. Lagerst.forsch Ostalpen, 14, 15-53, 39 Anl.; Leoben.
- VOHRZYKA, K. (1968): Die Erzlagerstätten Nordtirols und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik.- Jb. Geol. B.-A., 111, 3-88, 36 Abb., 1 Taf.; Wien.
- WEBER, L. (Hrsg.) (1997):Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs - Erläuterungen zur Metallogenetischen Karte von Österreich 1 : 500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe.- Arch. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., 19, 607 S., 393 Abb., 37 Tab., 2 Farbkt. (Beil.), 1 Lagerstättenliste (Beil.), Wien.

- ✓
 WEBER, L. & SCHULZ, O. (1997 a): Kupfererz- (Magnesit-)Bezirk Hohe Salve-Einheit.- (In): L. WEBER (Hrsg.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs.- Arch. Lagerst.forsch., 19, 328-329; Wien.
- WEBER, L. & SCHULZ, O. (1997 b): Kupfererz- Eisenerz Bezirk Jochberg Einheit.- (In): L. WEBER (Hrsg.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs.- Arch. Lagerst.forsch., 19, 331-332; Wien.
- ✓
 WEBER, L. (1999): Interaktives RohstoffInformationssystem – Metallogenetische Karte von Österreich.- CD IRIS 2.1, Geol. B.-A., Wien.
- WIESENEDER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TSAMBOURAKIS, G. (1976): Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich.- Geol. Rundschau, 65, 512-525, 5 Abb. 4 Tab.; Stuttgart.
- ✓
 ZYCH, D. (1985): Messungen der erdmagnetischen Vertikalintensität und Suszeptibilitätsuntersuchungen durch die ÖMV-AG als Beitrag zur Kohlenwasserstoffexploration in Österreich.- Arb. Zentralanst. Meteor. Geodyn., 65, 14 S., 4 Abb., 3 Beil.; Wien.

Magnetische Suszeptibilitäten in N-S-Profilen im Bereich der magnetischen Anomalie N Kilb (NÖ)
 (Profillänge 12 km, Kantenlänge der Kuben des Modells 200 m)

