

Geophysikalische Untersuchungen der Geologischen Bundesanstalt auf den Kartenblättern ÖK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld

PETER SLAPANSKY*, INGRID SCHATTAUER*, ANDREAS AHL* & RALF SCHUSTER*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich.
peter.slapansky@geologie.ac.at; ingrid.schattauer@geologie.ac.at; andreas.ahl@geologie.ac.at;
ralf.schuster@geologie.ac.at

1. Einleitung

Die Befliegungen der Aeromagnetik von Österreich (AMVÖ) fanden in Ostösterreich im Zeitraum zwischen 1978 bis 1982 statt. Die Ergebnisse wurden für das Bundesland Steiermark in einem Bericht (inklusive Isolinienkarten 1:200.000 der magnetischen Anomalien der einzelnen Flughorizonte, HEINZ et al., 1987a) bzw. für das Gesamtprojekt in Form einer Magnetikkarte im Maßstab 1:1.000.000 (SEIBERL, 1991) publiziert. Die Daten wurden hier für die Kartenblätter ÖK 103 und ÖK 135 und deren Umgebung neu berechnet und im Gegensatz zu früheren Karten polreduziert dargestellt.

Anfang der 1990er Jahre wurde ein umfangreiches Programm der Hubschrauber-geophysik in der Grauwackenzone und im Grazer Paläozoikum sowie dem anschließenden Ostalpinen Kristallin mit Schwerpunkten auf Lagerstättenforschung und Hydrogeologie geflogen. Die Ergebnisse sind in den in Abbildung 1 genannten Projektberichten dargestellt, bzw. in spezielle lagerstättenkundliche Untersuchungen (ANTES, 1998) sowie hydrogeologische Projekte eingeflossen (KOLLMANN et al., 1991, 1992, 1993a, b; ANTES, 1992). Für die Arbeitstagung wurden die Radiometriedaten der Hubschrauber-geophysik, die GK50 Blatt 135 Birkfeld betreffen, im Lichte der neuen geologischen Kartierung interpretiert.

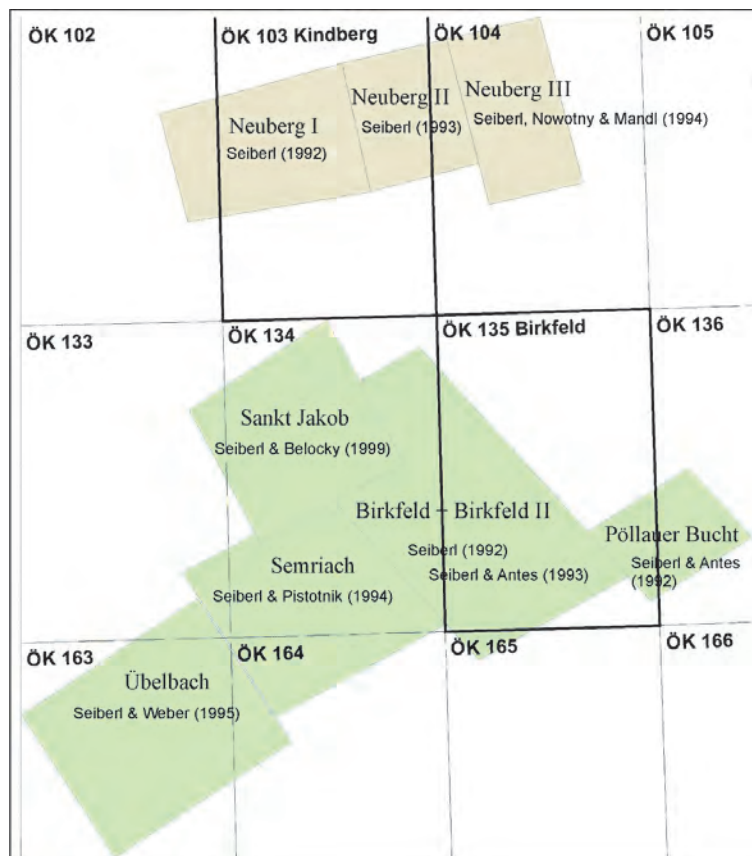


Abb. 1: Messgebiete der Hubschrauber-geophysik der GBA mit Hinweisen auf die entsprechenden Projektberichte (siehe Literaturliste) im Umkreis der Kartenblätter ÖK50 Blatt 103 Kindberg und Blatt 135 Birkfeld.

An bodengeophysikalischen Methoden wurden geoelektrische Messungen (JOCHUM et al., 2006) zur Unterstützung der geologischen Landesaufnahme eingesetzt, um im schlecht aufgeschlossenen Gebiet geologische Grenzen besser erfassen zu können.

2. Aeromagnetik von Österreich (AMVÖ)

2.1. Grundlagen

Die in den Jahren 1978 bis 1982 im Zuge der AMVÖ bei der Befliegung Ostösterreichs ermittelten Daten wurden neu berechnet und werden hier polreduziert dargestellt (Abb. 2). Es wurden hier ausschließlich Daten des Messhorizontes 2.500 m verwendet, sodass keine Angleichung von Messwerten mittels Feldfortsetzung notwendig war.

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

Bei der AMVÖ in Ostösterreich betrug der Messprofilabstand 2 km, die Messgeschwindigkeit war eine Messung pro Sekunde, was etwa einem Messpunktabstand von 50 m entlang der Profillinien entspricht. Das Messpunktraster ist somit relativ grob.

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

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

Messungen des geothermischen Gradienten für die Oststeiermark wurden von ZOJER (1977) publiziert. Im Raum von Hartberg ist der Gradient mit 25 m/1 °C relativ niedrig und erreicht bei Gnas–Paldau und bei Fürstenfeld Werte von 16 m/1 °C. Die geothermische Tiefenstufe wird dabei weder vom miozänen intermediären, noch vom pliozänen basaltischen Vulkanismus beeinflusst (ZOJER, 1977).

Die T_c ist im Untersuchungsgebiet im Norden durch die Tieflage der Isothermen unter dem Alpenkörper (CĚRMÁK et al., 1992), im Süden jedoch durch deren Hochlage infolge der Hochlage des Erdmantels im pannonischen Dehnungsraum bestimmt. Im Bereich des Alpenhauptkamms wird ein Wärmefluss von etwa < 55 bzw. 50–60 mW/m² angegeben (SACHSENHOFER, 2001; GÖTZL, 2007), der im Oststeirischen Becken auf > 100 mW/m² ansteigt. Das Erreichen der T_c ist somit im Norden des Untersuchungsgebiets für Pyrrhotin in Tiefen von etwa 9–10 km, für Magnetit und Maghemit in Tiefen von etwa 17–18 km zu erwarten. Im zentralen Oststeirischen Becken hingegen wird die T_c bereits in etwa 5 bzw. 9 km erreicht.

Methodische Anmerkung zur Feldfortsetzung und Polreduktion

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

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

Reduktion der Anomalie zum magnetischen Nordpol: Die Inklination und Deklination des magnetischen Hauptfeldes (im Messgebiet zur Zeit der Befliegung etwa 64° Inklination und 3° Deklination) bewirken, dass die geografischen Lagen der Maxima der magnetischen Anomalien nicht unmittelbar mit der Lage der Störkörper im Untergrund korrelieren, sondern je nach Höhe des Darstellungshorizontes gegen Süden verschoben sind. Der Verschiebungsbetrag ist umso größer, je tiefer der Störkörper unter dem Messhorizont liegt. Diese Verschiebung tritt nicht auf, wenn das Magnetfeld mit 90° Inklination einfällt. Werden die Messwerte unter der fiktiven Annahme eines mit 90° einfallenden Feldes (polreduziert) berechnet, kommt folglich das Maximum einer Anomalie im Allgemeinen direkt über dem Zentrum des Störkörpers zu liegen. Liegt keine wesentlich von der induzierten Magnetisierung abweichende remanente Magnetisierung vor, verschwindet auch das im Norden vorgelagerte Minimum. Falls der Störkörper allerdings eine remanente Magnetisierung besitzt, die in Deklination und Inklination vom Hauptfeld abweicht, trifft dies nicht mehr zu.

Die magnetische Suszeptibilität [κ] (Kappa) ist eine der grundlegenden physikalischen Gesteinseigenschaften, deren Kenntnis für die Interpretation geomagnetischer Messungen benötigt wird. Die magnetische Suszeptibilität eines Gesteinskörpers stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch das Erdmagnetfeld induzierten Magnetisierung des Gesteins dar und kann somit als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden. Im SI System ist κ ein dimensionsloser Parameter.

Die Größe der magnetischen Suszeptibilität eines Gesteins ist im Wesentlichen vom Gehalt an den stark ferrimagnetischen Mineralen Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies) abhängig. Ilmenit, Hämatit und Goethit sind z.T. schwach ferrimagnetisch. Die Oxidation von Magnetit zu Hämatit im Zuge von Verwitterung reduziert die κ -Werte, Martit (Pseudomorphose von Hämatit nach Magnetit) kann aber remanente Magnetisierung aufweisen. Charakteristische Werte von κ für verschiedene Minerale und Gesteine werden unter anderem von MILITZER & SCHEIBE (1981), SCHÖN (1983), HAHN et al. (1985), KOBRANOVA (1989), CARMICHAEL (1989) und LANZA & MELONI (2006) angegeben. Ganz allgemein kann gesagt werden, dass höhere κ -Werte üblicherweise in metamorphen basischen und ultrabasischen Gesteinen zu finden sind, da diese Gesteine zum Teil magmatische Fe-Oxide führen. Andererseits tritt bei retrograden Mineralumwandlungen von Olivinen und Pyroxenen vielfach Magnetit als Reaktionsprodukt besonders in Serpentiniten auf. Frische Ultrabasite weisen vergleichsweise geringe Werte auf, mit zunehmender Serpentinisierung erhöhen sich die κ -Werte, die in Serpentiniten nicht selten bis zu drei Zehnerpotenzen höher als in den übrigen Gesteinen sind. Amphibolite wiederum zeichnen sich manchmal durch extreme Schwankungsbreiten der κ -Werte aus, die sich zwischen recht niedrig und sehr hoch bewegen können. Magnetit- und Pyrrhotin führende Mineralisationen sind ebenfalls durch magnetische Anomalien gekennzeichnet.

In Tabelle 1 sind Werte der magnetischen Suszeptibilitäten von Gesteinen der östlichen Zentralalpen zusammengefasst, wobei die geologisch-tektonischen Einheiten im Untersuchungsbereich an der Oberfläche anstehen, oder aber im Untergrund vermutet werden.

Geologische und tektonische Einheit	Gesteinsart	magnetische Suszeptibilität [$\times 10^{-3}$ SI]	Quelle
Rechnitz-Komplex (Penninikum)	Serizitphyllit	1,0	a, d, e
	Quarzphyllit	0,1	a, d, e
	Karbonatphyllit	0,2	a, d, e
	Karbonatschiefer	0,2	a, e
	Marmor (geschiefert)	<0,1	a, d, e
	Grünschiefer	0,7	a, d, e
	Ophicalzit	5,0	a, d, e
	Serpentinit	36,0	a, d, e
	Serpentinit, magnetitreich	160	a, d, e
	Cáker Konglomerat	0,1	a, d, e
	Blauschiefer	5,0	a, d, e
	Ultrabazit	45,0	a
	Metagabbro	0,8	d, e
	Metagabbro	30,0	d, e
Chloritfels ("Edelserpentin")	0,3	d, e	
Wechsel-Komplex (Unterostalpin)	Albitgneis	0,6	a, d, e
	Albitchloritschiefer	0,8	a, d, e
	Glimmerschiefer	0,6	a, d, e
	Grünschiefer	50,0	a, d, e
	Amphibolit (diaphthoritisch)	0,7	a, d, e
	Quarzit (Permomesozoikum)	0 – 0,06	b
	Wechselgneise	0,52 ± 0,25	b
	magnetitreiche Wechselgneise	3,77 bis 62,8	b
	Wechselgneis	0,51 ± 0,35	c
Hangende Wechselschiefer	1,11	c	
Permomesozoikum (Unter- und Oberostalpin)	Quarzite	< 0,1	a, d, e
	Karbonate	< 0,1	a, d, e
Permomesozoikum (Unterostalpin)	Quarzite und Karbonate	0 – 0,06	b
Waldbach-Komplex (Silvretta-Seckau-Deckensystem)	Chloritphyllite, Glimmerschiefer	0,62 ± 0,19	b
	Chloritphyllite, Glimmerschiefer	0,45 ± 0,15	c
	Quarzit	-0,001	c
Teufelstein-Komplex „Grobgneis-Komplex“ (Koralpe-Wölz-Deckensystem)	Granitgneis	0,3	a
	Aplitgneis	0,3	a
	Glimmerschiefer	0,2	a, d
	Biotitschiefer	0,6	a, d
	Metagabbro	0,6	a, d
	Metagabbro (feinkörnig)	0,4	a
	Pegmatit	< 0,1	a, d
	Bt-Hbl-Metagabbro ?	0,63	b
	Leukophyllit	< 0,06	b
	Grobgneis	0,25 ± 0,15	b
Grobgneis	0,36	c	
Sieggrabener Komplex (Koralpe-Wölz-Deckensystem)	Paragneis	0,3	a, d, e
	Serpentinit	32,0	a, d, e
	Amphibolit	24,0	a, d, e
	Eklogit	2,0	a, d, e
Rappold-Komplex „Radegunder Kristallin“ (Koralpe-Wölz-Deckensystem)	Paragneise	0,38 – 0,75	f
	Amphibolite	~1,0 – 4,0	f
neogene Vulkanite		12,0 – 40,0 > 25	d, e f
neogene und quartäre Lockersedimente		0,1 - 1,0	d, e
Neogen von Pöllau und Vorau Sedimente des Badenium bis Pannonium		0,28 ± 0,06	b
	Tonmergel, Sande, Schotter	0,25 – 0,63	f
	Verwitterungsprodukte	lokal bis 1,13	f
rezente Bachsedimente	in der Wechselserie	2,39 ± 0,25	b
	im Waldbachkristallin	0,39 ± 0,1	b

Tab. 1: Werte der magnetischen Suszeptibilität von Gesteinen der östlichen Zentralalpen, Literaturhinweise sind: a: WEBER et al. (1983), b: WALACH (1977), c: BIEDERMANN et al. (1982), d: WALACH (1990), e: HOFFER et al. (1991), f: WEBER (1976).

2.2. Interpretation der überregionalen Strukturen

Das Muster der Magnetikkarte (Abb. 2) zeigt im N und NW relativ hohe Magnetisierung mit einigen lokalen Maxima. Es handelt sich hier um den Übergangsbereich zwischen Berchtesgadener und Brünner Anomalie. Die Ursache dieser magnetischen Großstruktur wurde bereits in den 1950er Jahren (GRAENGER, 1954) in mächtigen gabbroiden Tiefengesteinsmassen im kristallinen Untergrund unter den alpinen Deckenkörpern und der subalpinen Molasse vermutet. Eine Deutung der westlichen, vorwiegend unter den Nördlichen Kalkalpen gelegenen Anteile dieses Anomaliengürtels als Reste einer ozeanischen nordpenninischen Kruste (serpentinisierte Ophiolite), die von HEINZ (1989), HEINZ & SEIBERL (1990) und GNOJEK & HEINZ (1993) gegeben wurde, ist nach den neueren tektonischen Modellen (SCHMID et al., 2004, 2008) nicht möglich. Eine Deutung als Mantelmaterial, welches im Zuge jurassisch bis kretazischer Dehnungsvorgänge nördlich der Alpenen Decken in die europäische kontinentale Kruste eingeschleppt wurde, erscheint aber weiterhin vorstellbar, was den Vorstellungen von HEINZ, SEIBERL und GNOJEK im Prinzip entsprechen würde.

Die Zone wurde als strukturell zusammengehörig, aber nicht als genetisch einheitlich betrachtet. Generelle Charakteristik dieser magnetischen Strukturen sind relativ flache Feldgradienten und hohe Störampplituden (SEIBERL et al., 1993). Der Feldverlauf ist im kleineren Maßstab wesentlich unruhiger, was möglicherweise auf kleine Anomalien durch lokale Störkörper zurückgeführt werden kann. So werden hochgeschürfte und obduzierte Anteile von serpentinisiertem Ophiolitmaterial als Ursache für lokal erhöhte Magnetisierungen im Bereich der oberösterreichischen Kalkalpen betrachtet (HEINZ et al., 1987b).

Berechnungen des magnetischen Störkörpers durch REISNER (1988) und HÜBL (publiziert in GNOJEK & HEINZ, 1993) wurden auf Basis der Daten der AMVÖ durchgeführt. Es ergab sich nach REISNER (1988) anhand einer Serie von Profilschnitten von Kufstein bis Waidhofen an der Ybbs ein theoretischer Störkörper, der in N–S-Richtung mit einem Winkel von ca. 5 bis 20° gegen Süden einfällt. Die Oberkante wurde mit etwa 10–16 km, die Unterkante mit 20–25 km unter NN berechnet. Die E–W-Erstreckung beträgt etwa 220 km. Die maximalen Mächtigkeiten liegen im Bereich von 2–5 km. Von der Mitte aus gesehen verdünnt sich der Modellkörper nach Westen und nach Osten hin. Die Suszeptibilitätswerte für die Modellierungen wurden für vermutetes serpentinisiertes ultrabasisches Material mit $\kappa = 75 \times 10^{-3}$ (SI), bzw. $\kappa = 28 \times 10^{-3}$ (SI) angenommen (REISNER, 1988; HÜBL, publiziert in GNOJEK & HEINZ, 1993).

Das östlichste der Modellprofile nach REISNER (1988) verläuft etwas westlich von Waidhofen an der Ybbs. Die Nordgrenze des gegen Süden einfallenden Störkörpers liegt etwa auf der Höhe von Weyer, die Südbegrenzung südlich der Palten-Liesing-Störungzone.

Diese Zone höherer Magnetisierung ist im Untersuchungsbereich charakterisiert durch eine ganze Reihe lokaler Maxima. In der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen sind keine Gesteine bekannt, die diese Maxima bewirken könnten. Die magnetischen Störkörper müssen daher in den darunter liegenden Einheiten angenommen werden. Am wahrscheinlichsten sind Gesteine des kristallinen Untergrundes, somit der Böhmisches Masse, für lokale Maxima können aber eventuell auch penninische Ophiolite sowohl des Valais-, wie auch des Piemont-Ligurischen Ozeans verantwortlich sein (SCHMID et al., 2008). Das im Bereich des Alpenvorlandes erbohrte Kristallin im Untergrund von Molasse- und Flyschzone wird dem Moldanubikum zugeordnet (GRILL & WALDMANN, 1951; BRIX & GÖTZINGER, 1964; WIESENER, 1966; WIESENER et al., 1976; KRÖLL & WESSELY, 2001; MATURA, 2006). Es handelt sich überwiegend um Gneise, Grafit-schiefer, Mikroklin-Hornblendegneise, Chlorit-Mikroklingneise, grobkörnige Amphibolite, Biotit-Sillimanitgneise mit Amphibolitlagen, Cordieritgneise und Hornblendegneise. Die Serpentinivorkommen in der Tulbingerkogel-Decke der Rhenodanubischen Flyschzone (Untere Penninische Decken nach der Nomenklatur von SCHMID et al., 2004) in der Umgebung von Kilb (RICHTER & WIESENER, 1975; PREY, 1977) bewirken keine erkennbaren magnetischen Anomalien, was auf die außergewöhnlich starke sekundäre Alteration (FRASL & KIRCHNER, 1980) zurückzuführen sein könnte. Serpentine von mehr als 500 m Mächtigkeit wurden direkt unter den Nördlichen Kalkalpen in der Bohrung Grünau 1 zwischen 1.970 m und 2.490 m Teufe angetroffen (HAMILTON, 1989; WAGNER, 1996). Tektonisch können diese Gesteine, wie auch die an der Oberfläche kartierten ultramafischen Vorkommen, zur St. Veiter Klippenzone (Untere Penninische Decken) gerechnet werden, in der Serpentine und Pillowlaven bekannt sind

(SCHNABEL, 1979). Die südlich an die magnetische Großstruktur anschließende Grauwackenzone ist magnetisch sehr inhomogen ausgebildet. Das Maximum NW von Leoben ist ein Ausläufer der Anomalie von Eisenerz, die von HEINZ et al. (1987a) modelliert wurde. Die Oberkante des Störkörpers südlich Eisenerz liegt in einigen 100 m Tiefe, der modellierte Störkörper fällt steil gegen Norden und reicht etwa 10 km tief, wobei die Mächtigkeit gegen die Tiefe deutlich zunimmt. Die gesamte Anomalienzone südlich der Berchtesgadener Anomalienzone wird von HEINZ et al. (1987a), HEINZ & HÜBL (1988) und HEINZ (1989) nur zum geringen Teil den an der Oberfläche anstehenden geologischen Einheiten zugeordnet. Aufgrund der Form, der verhältnismäßig hohen Amplituden und des großen Tiefgangs der berechneten Störkörper schließen die Autoren, dass es sich um höher magnetisierte, mächtige Krustenanteile handelt, die in beträchtliche Tiefen verfolgbar sind. Am ehesten würden ophiolitische Serien des Penninikums in Betracht gezogen (HEINZ et al., 1987a; HEINZ & HÜBL, 1988; HEINZ, 1989), die durch verhältnismäßig geringmächtige höhere tektonische Einheiten (Ostalpinen Kristallin, Grauwackenzone) verdeckt sind. Die Anomalienzone wird somit als ein mehr oder minder breiter Streifen entlang des Nordrandes des Ostalpinen Kristallins gedeutet, der eine in der Tiefe vorhandene Verbindung vom Nordrand des Tauernfensters zu den penninischen Fenstern des Alpenostrandes markiert (HEINZ & HÜBL, 1988; HEINZ, 1989).

Das etwas schwächere Maximum NE von Leoben steht in Zusammenhang mit Metadiabasen, Tuffen und Grünschiefern der Norischen Decke (PAVLIK, 2008). Auch die Anomalie WNW Gloggnitz korreliert mit Grünschiefern der Norischen Decke (HERRMANN et al., 1992). Bei einigen anderen Anomalien, die offensichtlich im Bereich der Grauwackenzone liegen, liegt eine Überlagerung durch höhere tektonische Einheiten vor, wodurch eine eindeutige direkte Zuordnung nicht möglich ist.

Im SE des Bearbeitungsgebiets folgen darunter der oberostalpine Teufelstein („Grobgneis“-Komplex und Waldbach-Komplex und der unterostalpine Wechsel-Komplex. Dieser Bereich ist bezüglich der Geomagnetik recht gut dokumentiert.

Der Teufelstein-Komplex („Grobgneiseinheit“) besitzt allgemein geringe Suszeptibilitäten. Als höchster Wert wurde $0,63 \times 10^{-3}$ SI (umgerechnet aus cgs-Einheiten) an einem vermutlichen Metagabbro festgestellt (WALACH, 1977), der ein Äquivalent der von WIESENER (1971) beschriebenen Biotit-Hornblende-Metagabbros sein könnte. Die Gesteine des Wechsel-Komplexes haben generell eine höhere magnetische Suszeptibilität. Magnetitreiche Partien im Meterbereich mit bis zu 3 mm großen Magnetiten bilden linsenförmige Störkörper. Dabei dürfte es sich um Äquivalente von konkordant in die Wechselgneise eingeschalteten Grünschiefern handeln. Der Magnetitgehalt dieser Gesteine kann bis zu 5 Volums-% betragen, die magnetische Suszeptibilität bis zu 63×10^{-3} SI (WALACH, 1977). In all diesen Gesteinsserien treten also basische bis intermediäre Metavulkanite sowie Mineralisationen auf, die magnetische Anomalien verursachen können.

Eine sehr markante Anomalie tritt im Gebiet des Hochwechsels auf. Eine nähere geophysikalische Untersuchung erfolgte durch BIEDERMANN et al. (1982). Die aeromagnetische Anomalie besitzt eine Streichrichtung WSW–ENE und eine Streichlänge von etwa 25 km. Eine grobe Tiefenabschätzung ergibt eine Tiefe der Oberkante des Störkörpers von etwa 1 km unter der Geländeoberkante (BIEDERMANN et al., 1982). Die Suszeptibilitätswerte im Zentrum der Anomalie geben ein Maximum bei $1,4 \times 10^{-3}$ (SI), im übrigen Bereich beträgt das Maximum $0,49 \times 10^{-3}$ (SI). Im zentralen Bereich der Anomalie treten tuffogene Serien der hangenden Wechselschiefer auf (FAUPL, 1967, 1970). Eine Störkörperberechnung durch HEINZ et al. (1987a) ist in Abbildung 2 dargestellt. Diese zeigt einen relativ schmalen Störkörper, der verhältnismäßig nahe der Geländeoberkante beginnt, was in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von BIEDERMANN et al. (1982) steht und sich mit einem Einfallen von etwa 50° gegen unten keilförmig erweitert. Die Tiefenerstreckung beträgt 6–7 km. Es dürfte sich um eine komplexe, aus verschiedenen Störkörpern in unterschiedlichen tektonischen Niveaus zusammengesetzte Anomalie handeln. Eine von G. WALACH bearbeitete magnetische WNW–ESE-Traversal durch den Wechsel-Komplex nördlich von Waldbach bis ins Penninikum nördlich von Bernstein lokalisiert die Oberkante des regionalen Störkörpers bei etwa 1.400 m unter NN. Als Störkörper werden Serpentinite der im Bereich der Rechnitzer Fenstergruppe an der Oberfläche befindlichen penninischen Decken angenommen, die gegen Westen unter den

unterostalpinen Wechsel-Komplex abtauchen (BELOCKY et al., 2000). Die Interpretation eines tiefenseismischen Profils durch GRASSL et al. (2004) macht das Auftreten penninischer Ophiolite in dieser Position ebenfalls plausibel.

Weitere lokale magnetische Anomalien wurden durch bodenmagnetische Messungen der magnetischen Vertikalintensität entlang einer 65 km langen magnetischen Traverse von Neunkirchen über den Hochwechsel bis zur Pöllauer Bucht erfasst (WALACH, 1977). Auffällig ist, dass die in den Wechselschiefern auftretenden Hornblendegneise, vermutlich intermediäre Metavulkanite, in weiten Bereichen magnetisch nicht in Erscheinung treten. Auch die im Waldbach-Komplex verbreitet auftretenden, relativ mächtigen Amphibolite und Bänderamphibolite bilden sich in der Aeromagnetik nicht ab, was auch den Suszeptibilitätsmessungen von WALACH (1977) entspricht.

Für die beiden zwar nicht so starken, aber doch recht deutlichen Anomalien östlich von Mürrzuschlag und östlich von Kindberg gibt es derzeit keine plausiblen Erklärungen. Möglicherweise stehen sie tektonisch-strukturell in Zusammenhang mit der genannten starken Anomalie des Wechselgebiets.

Der Bereich des Steirischen Neogenbeckens in der SE-Ecke der Karte ist von magnetischen Anomalien dominiert, die auf den neogenen Vulkanismus zurückgehen. Der Vulkan von Ilz-Kalsdorf ist zur Gänze von mehreren hundert Meter mächtigen neogenen Sedimenten bedeckt. Im südlichen Randbereich wurde er von der Tiefbohrung Walkersdorf 1 durchörtert. Die durch die Vulkanite bewirkte magnetische Anomalie (SSW Hartberg) besitzt ein markantes Maximum. Durch geomagnetische Modellierungen ist jedoch die Ausdehnung und Tiefenerstreckung des Vulkanes gut bekannt (WALACH, 1986; WALACH & WEBER, 1987).

Eine deutliche magnetische Anomalie bei Eggersdorf (südlich von Weiz) korreliert mit dem Vorkommen der Wollsdorfer Metabasitformation, die im Untergrund des Steirischen Beckens in drei Bohrungen (Blumau 1, Ludersdorf 1, Wollsdorf 1) bis zu 370 m mächtig angetroffen wurde (FLÜGEL, 1988). Es handelt sich um Grünschiefer bis Chloritschiefer sowie Grünschieferbrekzien. Diese Metabasite und tektonischen Metabasitbrekzien sind höchstwahrscheinlich Äquivalente der silurischen Metabasite der Kehr-Formation („unteren Schichten von Kehr“) des Grazer Paläozoikums (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) und dürften in direkter Verbindung mit der Metabasitfolge der Platte nordöstlich von Graz stehen. Allerdings tritt im Bereich der Platte, entgegen den Erwartungen, ein sehr markantes Minimum auf. Diese Situation könnte dadurch erklärt werden, dass die positive Anomalie der Wollsdorfer Metabasite durch das Minimum des Vulkanitkörpers von Kalsdorf-Weitendorf-Wundschuh überlagert und ausgeglichen wird. Für den Bereich der Platte selbst stellte WEBER (1976) bei bodenmagnetischen Messungen eine positive Anomalie mit mehreren unregelmäßigen Teilmaxima fest. Dieser scheinbare Widerspruch ergibt sich aus dem unterschiedlichen Auflösungsvermögen der Bodenmessungen und der feldfortgesetzt berechneten aerogeomagnetischen Messungen der AMVÖ.

Die südwestlichere Anomalie, etwa zwischen Gratkorn und Deutschfeistritz, liegt im Bereich der Rannach-Decke, in der altpaläozoische (überwiegend silurische) Metabasite in Form von Metadiabasen und Spiliten sowie Metatuffen und -tuffiten der Kehr-Formation auftreten. In diesen Gesteinen kommen Hämatit- und Magnetitvererzungen vor, die auch lokal abgebaut wurden (Stiwoll, Thal, Platte bei Graz, Weinitzen bei Andritz; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Für die nordöstlichere Anomalie (nordwestlich des Schöckl) könnten Metavulkanite innerhalb der Passail-Gruppe als magnetische Störkörper in Frage kommen (EBNER & BECKER, 1983). Es handelt sich um Metadiabase und Grünschiefer, die aus überwiegend silurischen Deckenbasalten und Metatuffen und -tuffiten abzuleiten sind (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

Die Anomalie ENE Passail liegt am südöstlichen Rand des Grazer Paläozoikums. In diesem Bereich wurden aus der Hubschrauber-geophysik innerhalb der Messgebiete Birkfeld (SEIBERL, 1992a) und Birkfeld II (SEIBERL & ANTES, 1992) zwei positive Anomaliengruppen erkannt, die annähernd NW–SE streichen, nämlich eine 5 km östlich St. Erhard, eine zweite nördlich und nordöstlich St. Kathrein am Offenegg. Diese beiden Zonen entsprechen etwa dem Auftreten von „Arzbergschichten“ (Taschen- bzw. Schönberg-Formation), Metavulkaniten der Passail-Gruppe, Grünschiefern, Phylliten und Quarziten (SEIBERL & ANTES, 1993). Diese Anomalie wird von den genannten Autoren als Hinweis auf einen magmatischen Körper (Metabasalt) unter dem Hochschlag östlich des Arsenkiesvorkommens von Gasen-Straßegg gewertet.

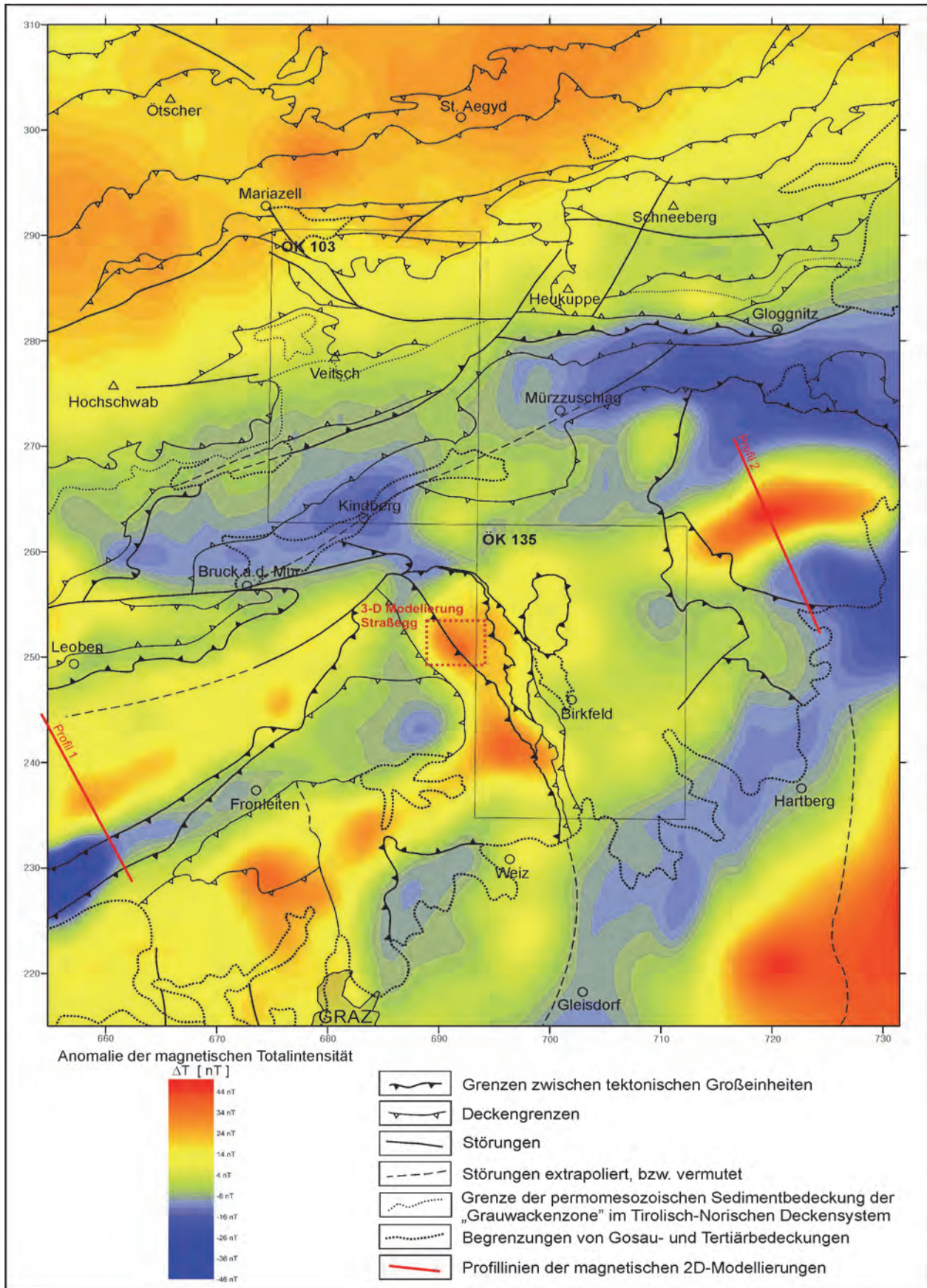


Abb. 2: AMVÖ: Anomalie der magnetischen Totalintensität im Messhorizont 2.500 m, polreduziert dargestellt. Die geologischen Grenzen sind nach SCHUSTER et al. (2015) und MATURA & SCHUSTER (2014) z.T. vereinfacht eingetragen.

Die Magnetitvererzungen am Plankogel und Granitzer sind in der Hubschrauber-geophysik als kleine lokale magnetische Anomalien erkennbar (SEIBERL & ANTES, 1993). Magnetitlager finden sich hier sowohl in Metabasalten als auch in Dolomitschiefern (WEBER, 1997).

Die beiden Anomalien bei Weiz und südwestlich von Weiz liegen im Bereich des Radegunder Kristallins. In diesem ermittelte WEBER (1976) magnetische Suszeptibilitäten von 0,38 bis $0,75 \times 10^{-3}$ SI für Paragneise und $>> 1,0 \times 10^{-3}$ SI für Amphibolite (beides umgerechnet aus cgs-Einheiten). Es erscheint allerdings fraglich, ob diese Anomalien tatsächlich durch Gesteine des Radegunder Kristallins bedingt sind, da in der direkten Umgebung keine mächtigeren Amphibolite bekannt sind, und dort, wo solche auftreten, z.B. im Bereich des Kulm, bewirken diese nur sehr unbedeutende magnetische Anomalien. Es erscheint somit eher wahrscheinlich, dass diese Anomalien tiefer liegenden, möglicherweise unterostalpinen oder penninischen Störquellen zuzuordnen sind.

Die Anomalie westlich von Pöllau ist wohl auf einen Störkörper innerhalb des Teufelstein-Komplexes oder auf einen Störkörper in einer noch tieferen tektonischen Einheit zurückzuführen. Diese Anomalie liegt in der direkten Fortsetzung der beiden Anomalien bei Weiz.

Das Kristallin der Gleinalm zeigt insgesamt relativ hohe Magnetisierung. Darin eingebettet sind mehrere Anomalien, die überwiegend dem Speik-Komplex, einem paläozoischen Ophiolitkomplex (NEUBAUER et al., 1989), zugeordnet werden können. Die Anomalie zwischen Bruck an der Mur und Frohnleiten ist auf den Ultramafitit (Serpentinit-Amphibolit-Komplex) von Traföb zurückzuführen, der ebenfalls dem Speik-Komplex angehört und als östliche Fortsetzung des Kraubather Serpentinits betrachtet wird (NEUBAUER, 1988). Eine langgestreckte WSW–ENE streichende Anomalie liegt westlich von Frohnleiten im Bereich des Ostalpinen Kristallins. Sie könnte eventuell mit den dort auftretenden Amphiboliten in Zusammenhang gebracht werden, obwohl diese ansonsten nur relativ gering magnetisiert sind. Es könnte sich aber auch um einen an der Oberfläche nicht aufgeschlossenen Anteil des Speik-Komplexes in Form einer tieferen Schuppe analog zum Kraubather Ultramafititkörper handeln. Für eine solche Struktur gibt es allerdings keine Hinweise anhand der karierten Geologie. Eine 2D-Modellrechnung ergab einen wenige 100 m mächtigen Modellkörper mit flacher Lagerung in etwa 1 km Tiefe, der von größerer seitlicher Ausdehnung ist (HEINZ et al., 1987a).

2.3. Magnetische Modellrechnungen in der Umgebung der Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld

Es wurden zwei 2D-Modellierungen auf Basis der Daten der AMVÖ durchgeführt (HEINZ et al., 1987a), in denen die Fragestellung regionalgeologisch ausgerichtet war. Die Ergebnisse einer 3D-Modellierung anhand der Daten der Hubschraubermessgebiete Birkfeld I + II durch RAINIER ARNDT im Bereich der Lagerstätte Gasen-Straßegg, unmittelbar westlich der GK50 Blatt 135 Birkfeld, sind in der Dissertation von ANTES (1998) beschrieben.

Methodische Grundlagen zu 2D- und 3D-Modellierungen

In herkömmlichen 2D-Programmen zur Berechnung theoretischer magnetischer Wirkungen von Störkörpern wird die Streichlänge des Körpers als unendlich angenommen. Es wird dabei ein zweidimensionaler Schnitt durch einen Körper beliebigen Querschnitts mittels Annäherung an ein n-seitiges Polygon berechnet. Die 2D-Modelle wurden nach dem TALWANI-Verfahren berechnet. Dieses beruht auf einem Volumsintegral zur Berechnung der Potenzialfelder von Körpern beliebiger Form, der Querschnitt des Körpers wird jeweils durch ein Polygon in einem Stapel von Schichterschnitten angenähert. Da jede Anomalie durch unendlich viele Modelle gleich gut angenähert werden kann, ist es wichtig, geologisch mögliche und auch plausible Lösungen zu finden. Die methodischen Grundlagen sind bei BLAUMOSER & HÜBL (1991) beschrieben.

3D-Modellierungen: In dem hier vorliegenden Beispiel wurde das 3D-Modell mittels des Algorithmus von WANG & HANSEN (1990) ermittelt. Dieses Modell geht von der Störkörperwirkung eines homogen magnetisierten Körpers aus, wobei die Oberfläche des Störkörpers mittels polygonaler Flächen angenähert wird. Das Verfahren basiert auf der Inversion des Potenzialfeldes einer singular zentrierten Anomalie und modelliert ohne jegliche Vorgabe von Startmodellen oder physikalischen Parametern den Störkörper durch Tiefenpunkte, die auf einer den Störkörper umgebenden geschlossenen Hüllfläche liegen. Die physikalischen Grundlagen sind bei ARNDT (1993) beschrieben.

Um den theoretisch vorausgesetzten Modellparametern methodisch möglichst gerecht zu werden, wurden für die 2D-Modellierung möglichst langgestreckte, für die 3D-Modellierung möglichst runde Anomalien ausgewählt.

Die Profile der 2D-Modelle sind in Abbildung 3 dargestellt und deren Lage ist in der Karte (Abb. 2) eingetragen. Die geologisch-tektonische Interpretation nach HEINZ et al. (1987a) ist im Folgenden (gekürzt und leicht modifiziert) wiedergegeben:

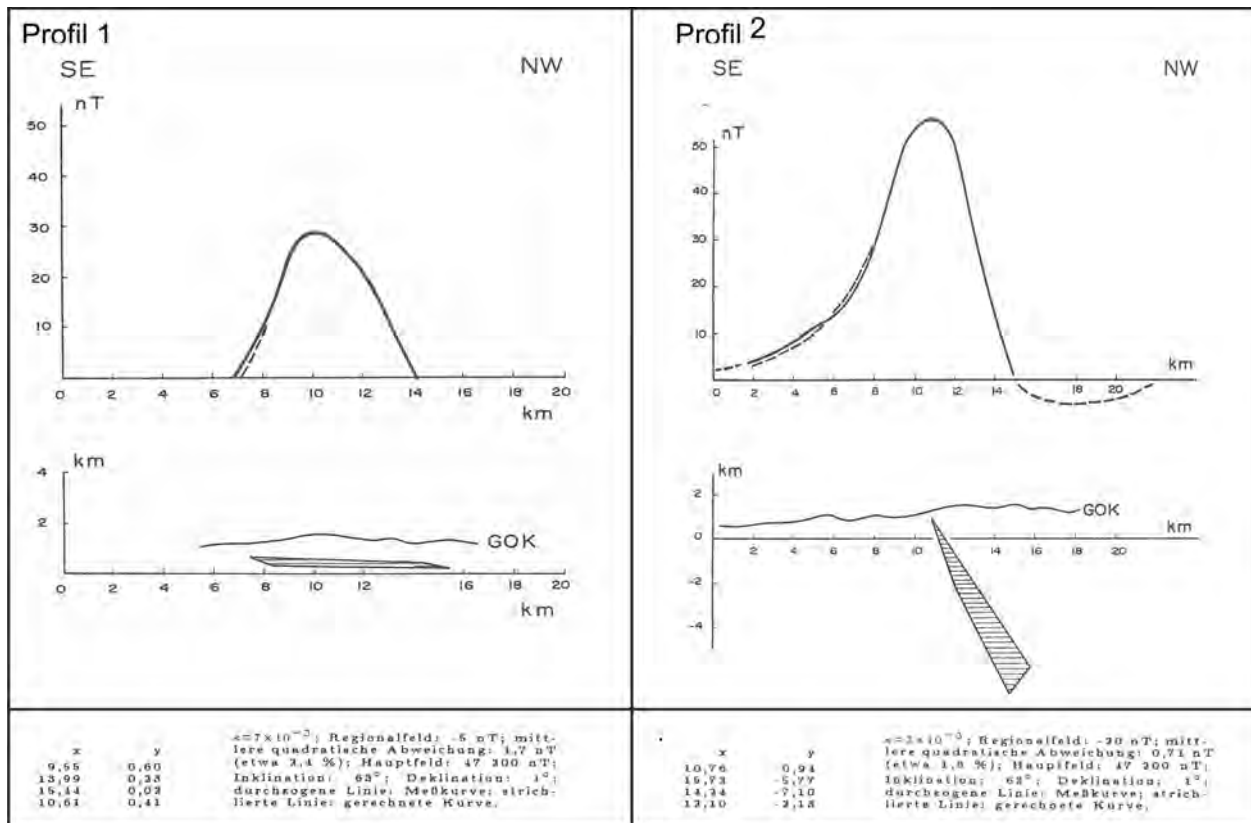


Abb. 3: 2D-Modelle aus HEINZ et al. (1987a), in Abbildung 2 als Profile 1 und 2 eingetragen. Nähere Erklärungen stehen im Text.

Profil 1 (Profil 5 in HEINZ et al., 1987a) schneidet die Anomalie ESE des Kraubather Ultramafititkörpers. Oberflächlich sind hier die Gesteine des Speik-Komplexes aufgeschlossen. Bei der Berechnung dieser Anomalie traten Schwierigkeiten auf, die in der Überlagerung des nördlich gelegenen Minimums durch die Kraubather Anomalie begründet waren. Die Fortsetzung des Profils nach Norden ergab somit – eben durch den Anschluss einer weiteren Anomalie – keinen Hinweis auf einen regionalen Trend. Die überlagernde Anomalie musste daher vorher möglichst eliminiert werden. Als Regionaltrend wurde ein Wert von -5 nT abgezogen, da der ungestörte Bereich (im Bereich von Köflach) zwischen 0 und -10 nT liegt. Aber auch das südliche Minimum ist sehr stark ausgeprägt; der Anteil der remanenten Magnetisierung ist hier nicht bekannt. Aus den genannten Gründen wurde zur Berechnung des Störkörpers nur das Maximum herangezogen. Im Vergleich mit anderen, ähnlichen Störkörpern in der Steiermark handelt es sich hier um einen geringmächtigen, recht seicht liegenden Komplex mit beträchtlicher Ausdehnung. Aufgrund der Lage im Kristallin, der geringen Tiefenerstreckung und der räumlichen Nähe zum Kraubather Ultramafititkörper könnte es sich um einen ähnlichen Körper handeln. Große Divergenzen scheinen allerdings in den Suszeptibilitäten auf: im berechneten Modellkörper sind es 7×10^{-3} SI-Einheiten, im Kraubather Serpentin liegen die Werte wesentlich höher (SEREN, 1980). Eine Erklärung hierfür mag sein, dass der Modellkörper aus Amphiboliten des Speik-Komplexes bestehen könnte.

Profil 2 (Profil 6 in HEINZ et al., 1987a) schneidet eine markante Anomalie südöstlich von Müzzuschlag, die sich genau im Bereich des Wechsel-Fensters befindet. Nach der Modellrechnung fällt der Störkörper steil nach Nordwesten ein und erreicht eine beträchtliche Mächtigkeit. Obwohl seine (angenommene) Suszeptibilität nicht allzu hoch ist (3×10^{-3}), ist seine Zuordnung zu Gesteinen des Wechsel-Komplexes nahezu auszuschließen. Für die Gesteine des Wechsel-Komplexes liegen Suszeptibilitätswerte vor, die aus zahlreichen Einzelmessungen ermittelt wurden (WEBER et al., 1983). Abgesehen von den Grünschiefern sind diese Werte durchwegs bedeutend niedriger als die für die Modellierung angenommenen Werte. Es liegt nahe, diesen Störkörper mit Gesteinen der Penninischen Decken in Zusammenhang zu bringen, die sich unmittelbar im liegenden der Wechsel-Decke befinden sollten, wie die Situation in der nicht weit entfernten Gegend um Rechnitz zeigt (vgl. HEINZ et al., 1987c).

Eine 3D-Modellierung wurde um das Arsenkies-Gold-Vorkommen bei Gasen-Straßegg durchgeführt (Abb. 4), welches auf GK50 Blatt 134 Passail (FLÜGEL et al., 1990), etwa 3 km vom östlichen Blattrand liegt. Es befindet sich in den silurischen „Arzbergschichten“ (entspricht teilweise der Schönberg-Formation). Die ursprüngliche Mineralisation dürfte überwiegend an Grünschiefer gebunden gewesen sein. Die damit verbundenen geochemischen und geophysikalischen Anomalien wurden eingehend von ANTES (1998) bearbeitet. Eine in diesem Zusammenhang durchgeführte 3D-Modellierung ergab einen magnetischen Störkörper, welcher in etwa 500 m Tiefe liegen sollte. Er könnte sich in der stratigrafisch unter den „Arzbergschichten“ befindlichen Passail-Gruppe befinden. In dieser gibt es größere Grünschieferkörper, die nach ANTES (1998) als Wärmequelle bei der Mineralisation fungiert haben.

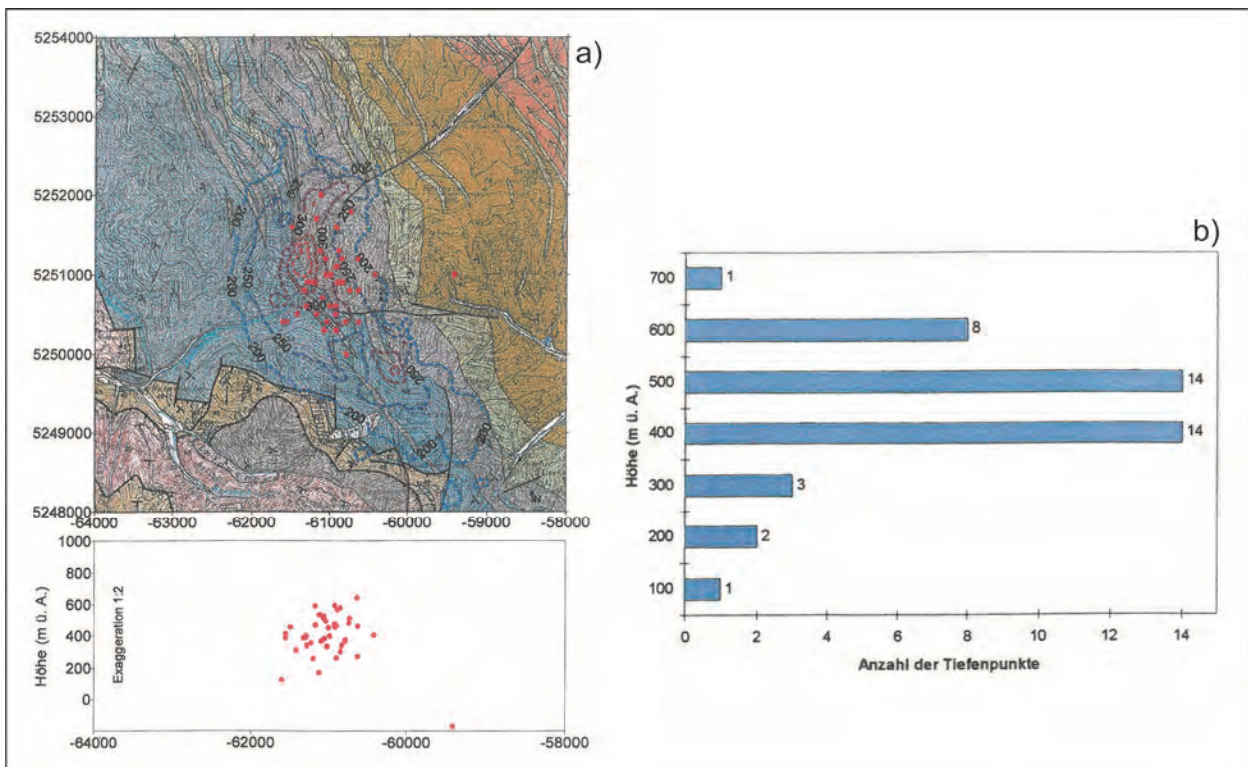


Abb. 4: 3D-Modell aus ANTES (1998). **a)** zeigt die Verteilung der Tiefenpunkte in der Fläche und vertikal, **b)** ist eine synoptische Darstellung von Störkörpermodell und Geologie, die anhand eines geologischen Profils abgeleitet wurde. Details finden sich in ANTES (1998). Lage siehe Abbildung 2.

2.4. Vergleich zwischen polreduzierter und nicht polreduzierter Darstellung

Die polreduzierte Berechnung bewirkt, wie im Abschnitt oben beschrieben, im Vergleich zur nicht polreduzierten eine Verschiebung des magnetischen Maximums gegen Norden. Diese ist umso größer, je tiefer der Störkörper liegt. Allerdings sind diese Angaben nur semiquantitativ

und können nur die relativen Lagebeziehungen der Störkörper untereinander darstellen. Eine quantitative Aussage über die tatsächliche Tiefenlage der Störkörper wäre nur durch eine numerische Modellierung der Anomalie zu erzielen.

Es lassen sich aber auch aus der semiquantitativen Betrachtung wesentliche Rückschlüsse ziehen. Es zeigt sich, dass die Anomalien unter den Nördlichen Kalkalpen hier eindeutig am tiefsten liegen. Allerdings sind die Verschiebungsbeträge der Maxima zum Teil recht unterschiedlich, sodass mit Störkörpern in recht verschiedenen Tiefen zu rechnen ist. Die Anomalien im Bereich der Grauwackenzone und der Gleinalm zeigen geringe Verschiebungsbeträge und weisen somit auf relativ seicht liegende Störkörper hin. Die Anomalien im Bereich des Grazer Paläozoikums zeigen Verschiebungsbeträge, die etwa dazwischen liegen. Hier besteht jedoch der Verdacht, dass die Anomalien z.T. komplex zusammengesetzt sind, somit auf differenzierte Störkörper hinweisen, die durchaus auch in verschiedener Tiefe liegen können, wodurch auch der Zusammenhang zwischen Verschiebung und Tiefe relativiert wird. Die beiden starken Anomalien im Osten und Südosten der Karte (Abb. 2) mit mittleren Verschiebungsbeträgen wirken eher homogen, sodass die Störkörper wahrscheinlich in größerer Tiefe als die des Grazer Paläozoikums zu erwarten sind.

3. Messgebiete der Hubschrauber-geophysik auf GK50 Blatt 103 Kindberg

3.1. Messgebiete Neuberg (ÖK50 Blatt 102 Aflenz Kurort und 103 Kindberg) und Neuberg II (ÖK50 Blatt 103 Kindberg und 104 Mürzzuschlag) (SEIBERL, 1992b, 1993)

3.1.1. Widerstandskartierung

Die Verteilung des scheinbaren spezifischen Widerstandes und der scheinbaren Tiefen ist beruhend auf dem homogenen Halbraummodell für 3.600 Hz bzw. 900 Hz wiedergegeben.

- Teilweise spiegeln sich die jungen Talfüllungen (z.B.: Seebergsattel-Gollrad, Bereich Mürzsteg, SW-Bereich des Messgebietes etc.) in den Messdaten wieder, wobei auch anthropogene Quellen nicht ausgeschlossen werden können.
- Der Anomalienzug, der östlich des Rauschkogels beginnt und Richtung ENE streicht, dürfte einerseits auf Moränen- und Schutthalddenbedeckungen am Südhang der Veitsch, andererseits auf Kalke (teilweise Erz führend) und Serizitphyllite der Grauwackenzone zurückzuführen sein.
- Auch der Anomalienkomplex 4 km östlich von Gollrad dürfte in Zusammenhang mit paläozoischen Phylliten zu sehen sein.
- Nördlich der Ortschaft Veitsch zieht ein Anomalienzug Richtung ENE, der mit den Biotitschiefern der Roßkogelserie korrelieren könnte. Dieser Anomalienzug folgt einer nördlich vorgelagerten Gruppe von magnetischen Anomalien.
- In den Werfener Schichten zeichnen sich keine besonderen Anomalien ab.

Die scheinbaren spezifischen Widerstände sind im gesamten Messgebiet Neuberg II relativ hoch.

- Teilweise zeichnen sich die Werfener Schichten (Mürzsteg-Krampen; Blasbauer-Neuberg) durch niedrigere scheinbare spezifische Widerstände aus.
- Etwa 2 km südlich des Hocheck sind die grafitischen Phyllite der Veitscher Decke der Grauwackenzone an ihren relativ geringen scheinbaren spezifischen Widerständen zu erkennen.

Besonderes Interesse verdient der zentrale Bereich der Anomaliengruppe, die etwa 4 km östlich von Gollrad liegt. Weiters könnte die Anomalie ca. 1 km südwestlich der Hohen Veitsch von Interesse sein (sie korreliert teilweise mit einer magnetischen Anomalie); auch die Anomalie im Bereich des Schruffenkogels, nördlich von Turnau, sollte einer näheren Betrachtung unterzogen werden.

3.1.2. Isanomalien der magnetischen Totalintensität ΔT

Das Anomalienmuster wird – bis auf wenige Ausnahmen – durch breite Anomalien geprägt. Die allgemeine Zunahme von ΔT in Richtung Norden ist auf eine überregionale Anomalie (Berchtesgadener Anomalie) zurückzuführen.

Die auffälligste Anomalie liegt etwa 1,5 km NNE der Kote „Hohe Veitsch“. Die Quelle dieser Anomalie dürfte in einer Tiefe von einigen hundert Metern unter GOK zu suchen sein. Zwei kleine Anomalien, die näher untersucht werden sollten, liegen ca. 1,5 km bzw. 5 km südwestlich der Kote „Hohe Veitsch“; erstere befindet sich im Bereich der Werfener Schichten. Im Südosten des Messgebietes „Neuberg“ erkennt man NNE von Veitsch einen auffälligen Anomalienzug, der wahrscheinlich im Zusammenhang mit diversen Gesteinsserien des Unterostalpins (metamorphe Kalke und Dolomite) zu sehen ist.

Die auffälligste Anomalie im Messgebiet Neuberg II liegt ca. 3 km ESE des Hocheck im Bereich des Arzkogels. Eine kleine Anomalie im Raum Neuberg dürfte teilweise auf anthropogene Quellen zurückzuführen sein.

3.1.3. Gammastrahlenspektrometrie

Dosisleistung (Strahlenschutz)

Es ist möglich aus den aeroradiometrischen Messungen die von natürlichen radioaktiven Quellen herrührende Dosisleistung abzuschätzen. In Europa wurde die durchschnittliche Strahlenbelastung – ausgedrückt in der Dosisleistung – deren Ursachen auf natürliche Quellen zurückgeführt werden können, mit 4–8 $\mu\text{R/h}$ (40–80 nSv/h) festgelegt. Im Messgebiet liegen die Dosisleistungswerte nur im Bereich der mesozoischen karbonatischen Schichtglieder in diesem Normbereich. Die übrigen Gesteinseinheiten, insbesondere jene der Grauwackenzone und der Werfener Schichten, zeigen Dosisleistungswerte bis 14 $\mu\text{R/h}$ (140 nSv/h).

Verteilung des Cäsium-137 (^{137}Cs): Da das österreichische Aeroradiometer Anfang der 1990er Jahre noch nicht in geeigneter Form kalibriert war, konnten nur relative Aktivitätsverteilungen in Form von Zählraten/Zeiteinheit (cps) zur Darstellung gebracht werden. Die relative Aktivitätsverteilung des ^{137}Cs im Bereich des Befliegungsgebietes gibt die zur Befliegungszeit (August 1991 bzw. August 1992) infolge des Reaktorunfalls von Tschernobyl (26. April 1986) weiterhin bestehende Strahlenbelastung wieder. Erwartungsgemäß sind, der Wetterlage zum Zeitpunkt des Reaktorunfalls entsprechend, die Nordflanken der höheren Geländeteile stärker betroffen worden. Man sieht darin einen Bereich von Zählraten mit Werten über 200 cps, der vom Turntaler Kogel (nördlich des Rauschkogels) bis zur Hohen Veitsch zieht. Im Nordosten des Messgebietes ist auch die Lachalpe etwas stärker kontaminiert worden. Ein Bereich von Zählraten mit Werten bis 190 cps zieht von Mürzsteg bis zum Windberg.

Verteilung des Kalium (^{40}K): Der markanteste Kontrast in der Verteilung des Kalium im Untersuchungsgebiet „Neuberg“ ist jener zwischen den kalkigen (dolomitischen) Gesteinen einerseits, und den Werfener Schichten bzw. der Präbichl-Formation der Norischen Decke andererseits. Liegt zum Beispiel in den Wettersteinkalken der Hohen Veitsch oder im Raum Mürzsteg-Krampen der Kaliumgehalt unter 1 %, so steigt er in der südlich davon liegenden Präbichl-Formation bis über 5 % an. Die südlich liegenden Werfener Schichten zeigen Werte bis über 3 % Kalium. Die Gesteine der Grauwackenzone und des Unterostalpins weisen kein auffälliges Anomalienmuster auf.

Verteilung des Uran (errechnet aus ^{214}Bi): Ein ähnliches Anomalienmuster wie bei der Kaliumverteilung zeigt sich beim Uran. In den triassischen Kalken des Ostalpins liegt der Gehalt unter 1 ppm und steigt in der Präbichl-Formation auf über 6 ppm an. Eine kleine Uran-Anomalie zeigt sich im Bereich der, schon bei der Beschreibung der Widerstandskartierung erwähnten Anomalie, 4 km östlich von Gollrad. Die Uran-Verteilung zeigt im Messgebiet Neuberg II kein sehr einheitliches Bild. Die Gehalte schwanken im Allgemeinen zwischen 4 und 8 ppm. In den kalkigen Gesteinen sinken die Werte unter 3 ppm.

Verteilung des Thorium (errechnet aus ^{208}Tl): Für die Thorium-Verteilung gilt Ähnliches, wie für das Kalium und das Uran. Die höchsten Thoriumgehalte (> 14 ppm) treten in den Werfener Schichten östlich von Gollrad und südöstlich von Mürzsteg auf; im Wettersteinkalk sinkt der Gehalt unter die Nachweisgrenze. Erwähnenswert ist auch der relativ geringe Thoriumgehalt (< 4 ppm) von Teilen der paläozoischen Kalke in der Norischen Decke.

Relativ hohe Werte in der Thorium-Verteilung (> 12 ppm) treten entlang des Nordhanges des Arzbaches auf. In der südwestlich von Kapellen liegenden Gesteinsserie schwanken die Thoriumgehalte zwischen 4 und 8 ppm. Möglicherweise lassen sich diese höheren Zählraten mit den Silberbergsschichten korrelieren.

Verhältnisse U/Th, U/K, Th/K: In allen drei Verhältnissen können die kalkigen und dolomitischen Gesteine des Mesozoikums gut gegenüber den übrigen Gesteinsserien des Untersuchungsgebietes abgegrenzt werden. Sowohl im U/Th- als auch im U/K-Verhältnis zeigen sich die grobklastischen Anteile der Präbichl-Formation. Gut lässt sich auch der Kontakt zwischen den Serizitphylliten (Radschiefer) und dem Blasseneck-Porphyr im Th/K-Verhältnis verfolgen. Im Bereich des Ursprungs des Arzbaches zeigen sowohl das U/Th- als auch das U/K-Verhältnis erhöhte Werte.

4. Messgebiete der Hubschrauber-geophysik auf GK50 Blatt 135 Birkfeld

4.1. Birkfeld und Birkfeld II (ÖK50 Blatt 134 Passail, 135 Birkfeld und 165 Weiz) (SEIBERL, 1992a; SEIBERL & ANTES, 1993)

4.1.1. Widerstandskartierung

Die Verteilung des scheinbaren spezifischen Widerstandes und der scheinbaren Tiefe ist beruhend auf dem homogenen Halbraummodell für 3.600 Hz bzw. 900 Hz wiedergegeben.

Auf der Isolinienkarte des scheinbaren Widerstandes (900 Hz) fällt eine Anomaliegruppe niedriger Widerstände auf (SEIBERL, 1992a), die bogenförmig von der Arsenkieslagerstätte Gasen-Straßegg im Norden bis nördlich und westlich von St. Kathrein am Offenegg verfolgt werden kann. Die erwähnten niedrigohmigen Zonen sind an die Schwarzschiefer der „Arzbergschichten“ gebunden. Das Minimum der nördlichsten Anomalie ($\rho_a < 20 \Omega\text{m}$) liegt ca. 4 km WNW von Gasen, die Anomalie erstreckt sich $1/2$ km westlich parallel zur NW–SE verlaufenden Linie der Arsenkiesvorkommen am Straßegg. Die negative Anomalie ($\rho_a < 60 \Omega\text{m}$) 3,5 km nördlich von St. Kathrein am Offenegg ist gut mit dem Magnetitvorkommen Granitzer zu korrelieren. Auch knapp südlich des Magnetitvorkommens am Plankogel ist auf der 900 Hz Karte eine N–S verlaufende Zone geringer Widerstände erkennbar.

In der 3.600 Hz Karte ist von den oben angeführten Lagerstätten nur die Magnetitvererzung Granitzer durch ein signifikantes Minimum ($\rho_a < 80 \Omega\text{m}$) repräsentiert. Es ist jedoch erkennbar, dass das Erzvorkommen am Straßegg am Übergang von einer niedrigohmigen zu einer hochohmigen Zone liegt.

Die nördliche Grenze des Grazer Paläozoikums zum polymetamorphen Ostalpinen Kristallin ist in der 3.600 Hz Karte gut durch das Streifenmuster Paragneis (relativ hoher Widerstand) und Amphibolit (relativ geringer Widerstand) zu erkennen. Die Grenze zum Teufelstein-Komplex („Grobgneissserie“) ist besonders im Bereich westlich und südlich von Birkfeld durch gegenüber der Umgebung relativ höhere Widerstände gekennzeichnet (ρ_a 800–1.000 Ωm).

Im Süden des Messgebietes verläuft eine Zone von auffallend hohen scheinbaren Widerständen (teilweise $\rho_a > 3.000 \Omega\text{m}$) vom Katerloch gegen Nordosten Richtung Patschaberg und dann in südöstlicher Richtung. Diese Zone entspricht dem Marmor der Schöckel-Formation und darüber liegenden Hangschuttbereichen.

Südlich des Plankogels verläuft eine der pelagischen, Tonschiefer und Metatuffite führenden Harrberger-Formation entsprechende Zone mit gegenüber der Umgebung relativ geringen scheinbaren Widerständen nach Westen.

Die von neogenen und quartären Sedimenten und Hangschutt bedeckten Bereiche westlich und nordwestlich von Birkfeld sowie die nördlichen Ausläufer des Steirischen Beckens im Süden des Untersuchungsgebietes zeichnen sich generell durch niedrige scheinbare Widerstände aus (teilweise $\rho_a < 40 \Omega\text{m}$).

Im „Angerkristallin“ und im Teufelstein-Komplex („Grobgneisserie“) ist die Verteilung der Widerstände abhängig von petrologischen Unterschieden (Marmor- und Amphibolitzüge im „Angerkristallin“, Granit und phyllonitischer Glimmerschiefer im Teufelstein-Komplex), vor allem aber von den Mächtigkeiten der sehr gut leitenden Verwitterungsschichten über den schlechter leitenden kristallinen Gesteinen. Eine Zuordnung scheinbarer Widerstandsbereiche zu bestimmten petrologischen Einheiten ist daher dort nicht möglich.

4.1.2. Isanomalien der Totalintensität ΔT

Anhand der Isanomalienkarte der Totalintensität ist, ähnlich wie auf der Karte der scheinbaren Widerstände (3.600 Hz), die Abgrenzung des Grazer Paläozoikums zum polymetamorphen Ostalpinen Kristallin im Nordwesten sowie auch die Abgrenzung des porphyrischen Pretul Orthogneises („Grobgneis“) (ΔT (Pretul Orthogneis) = -5 bis +5 nT) südöstlich von Birkfeld möglich.

Besonders auffallend sind jedoch zwei positive Anomaliegruppen, die annähernd NW–SE streichend, 5 km östlich von St. Erhard, bzw. die andere im Bereich nördlich und nordöstlich von St. Kathrein am Offenegg, maximale magnetische Totalintensitäten von 80–100 nT aufweisen. Diese beiden Zonen entsprechen annähernd dem Auftreten von „Arzbergschichten“ (Schönberg-Formation), Metavulkaniten der „Passailer Phyllite“ (Semriach-Formation), Grünschiefern, Phylliten und Quarziten.

Das Zentrum der nördlichsten Anomalie lässt sich sehr gut mit dem Widerstandsminimum (900 Hz) 4 km WNW von Gasen korrelieren und liegt ebenfalls östlich der Arsenkiesvorkommen am Straßegg. Diese Koinzidenz ist zusammen mit der von WEBER (1990) festgestellten positiven geochemischen Anomalie als Hinweis auf die Existenz eines intrusiven Körpers (Metabasalt) unter dem Hochschlag östlich der Arsenkiesvorkommen am Straßegg zu werten, der als seinerzeitig lagerstättenkonstruktiver Parameter erforderlich ist.

Auch die Magnetitvererzungen am Plankogel und Granitzer liegen in unmittelbarer Nähe positiver magnetischer Anomalien. Das Magnetkiesvorkommen bei Naintsch wird durch eine lokal leicht erhöhte magnetische Totalintensität indiziert.

Die nordöstlich und südlich an die erwähnten Maxima bei St. Kathrein am Offenegg anschließenden Marmore der Schöckel-Formation zeichnen sich durch geringe magnetische Totalintensitäten aus ($\Delta T < -40$ nT).

Auch die den westlichen Teil des Untersuchungsgebietes aufbauenden Gesteine des Grazer Paläozoikums, welche Marmore, Kalkschiefer und Dolomitsandsteine beinhalten, weisen eine geringe magnetische Totalintensität auf ($\Delta T < -20$ nT).

4.1.3. Gammastrahlenspektrometrie

Dosisleistung

Die Dosisleistung im Untersuchungsgebiet ist sehr uneinheitlich. Ein Areal mit einer sehr geringen Dosisleistung ist das Verbreitungsgebiet der Marmore der Schöckel-Formation südlich von St. Kathrein am Offenegg. Die nördlichen Teile des Grazer Paläozoikums und der Pretul Orthogneis („Grobgneis“) im Südosten des Messgebietes weisen eine etwas höhere Dosisleistung auf. Diesem Verteilungsmuster folgen auch in etwa die Kalium-, Uran- und Thorium-Konzentrationen.

Verteilung des Cäsium-137 (^{137}Cs): Das Messgebiet „Birkfeld“ wurde nur sehr gering durch den Reaktorunfall von Tschernobyl kontaminiert (Zählraten für den Zeitraum der Messungen im Frühjahr 1991: 40–110 cps).

Verteilung des Kalium (^{40}K): Eine im Vergleich zur Umgebung etwas höhere K-Konzentration (3,3–4,0 %) weisen die Phyllite der Semriach-Formation und die mit dieser vorkommenden Grünschiefer in einer SW–NE streichenden Zone südlich der Schöckel-Formation und in einer SE–NW streichenden Zone nördlich von St. Kathrein am Offenegg auf, wobei die zweite Anomalie der erwähnten negativen magnetischen Anomalie entspricht. Auch zwei weitere kleine negative magnetische Anomalien 1 bzw. 2 km nordöstlich von St. Kathrein am Offenegg weisen höhere Kaliumwerte auf. Der Marmor der Hochschlag-Formation im Norden des Messgebietes weist ebenfalls leicht erhöhte Kaliumwerte auf.

Verteilung des Uran (errechnet aus ^{214}Bi): Die niedrigsten Urangelhalte (< 2 ppm) treten im Süden und Südwesten des Messgebietes auf und sind dort im Wesentlichen an das Auftreten von karbonatischen Gesteinen gebunden (Schöckel-Formation südlich von St. Kathrein am Offenegg, Gesteinsserien des Osser (1.548 m), Schrotte- und Buchkogels).

Höhere Urangelhalte treten einerseits im Nordwesten des Untersuchungsgebietes, gebunden an Marmore der Hochschlag-Formation und Kalkschiefer, auf. Eine maximale Uran-Konzentration von 8 ppm tritt unmittelbar westlich der erwähnten Arsenkiesvererzungen bei Gasen-Straßegg auf. Eine weitere positive Anomalie, 500 m nordwestlich von St. Erhard, ist vermutlich an Schiefer und Sandsteine der Laufnitzdorf-Gruppe gebunden.

Während der Teufelstein-Komplex („Grobgneissserie“) und die östlichen Teile des „Angerkristallins“ großteils Urangelhalte von 4–7 ppm aufweisen, werden die Marmorzüge im südöstlichen Teil der Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems durch niedrige Uran-Konzentrationen von ~ 3 ppm indiziert.

Die Verteilung des Thorium (errechnet aus ^{208}Tl): Die Thorium-Verteilung folgt, wie bereits erwähnt, der Dosisleistung und entspricht weitgehend auch der Uran-Verteilung. Die positive NW–SE verlaufende magnetische Anomalie nördlich von St. Kathrein am Offenegg wird ebenfalls durch relativ erhöhte Thoriumwerte angezeigt (13–14 ppm).

Der Bereich der Arsenkiesvererzungen Gasen-Straßegg liegt an einem Übergang von höheren Thoriumwerten (12–15 ppm) im Westen zu niedrigeren (8–12 ppm) im Osten. Südlich von St. Erhard streicht eine Zone von höheren Thoriumwerten (bis 17 ppm) Richtung ESE, die der bereits durch die Widerstandskartierung indizierten Harrberger-Formation entspricht.

4.2. Pöllauer Bucht (ÖK50 Blatt 135 Birkfeld und 136 Hartberg) (SEIBERL & ANTES, 1992)

4.2.1. Widerstandskartierung

Hier werden nur die relevanten Ergebnisse für die 3.600 Hz-Daten gebracht.

- scheinbarer Widerstand (3.600 Hz): Maxima: > 1.310 Ωm , Minima: < 67 Ωm
- scheinbare Tiefe der 1. Schicht (3.600 Hz): Maxima: > 26 m, Minima: < ~ 14 m

Der Isolinienplan der scheinbaren Widerstände (3.600 Hz) lässt sehr deutlich die geologische Situation des Messgebietes, nämlich die Zweiteilung in die von neogenen und quartären Sedimenten erfüllte Pöllauer Bucht und deren Rahmen aus kristallinen Gesteinen erkennen. Die scheinbaren Widerstände bewegen sich in den Gebieten mit neogenen und quartären Auflagerungen zwischen weniger als 67 Ωm bis zu \approx 500 Ωm . Eine Ausnahme bildet der von neogenen Schottern aufgebaute Riedel des Haidenwaldes mit scheinbaren Widerständen von bis zu \approx 1.100 Ωm , die unter Umständen auf eine im Untergrund existierende Hochzone zurückzuführen sind. In Gebieten mit kristallinen Gesteinen liegen die scheinbaren Widerstände meist in einem Bereich von 800–1.400 Ωm , eine Ausnahme bildet hier eine südwestlich von Pöllau W–E streichende Zone mit deutlich geringeren scheinbaren Widerständen (240–500 Ωm), bei der es sich vermutlich um eine Störung handelt. Unterschiedliche scheinbare Widerstände in den kristallinen Bereichen sind einerseits auf verschiedene Mächtigkeiten der Verwitterungszonen (östlich Pöllau ist die scheinbare Mächtigkeit der Verwitterungsdecke 15 m) zurückzuführen, andererseits darauf, dass die vom Ausgangsgestein abhängige mineralogische Zusammensetzung der Verwitterungsdecke wesentliche Unterschiede in der Leitfähigkeit bedingt.

Die Struktur der Bucht ist sowohl in der Karte des scheinbaren Widerstandes (Abb. 5), als auch in der Isolinkartenkarte der scheinbaren Tiefe der ersten Schicht zu erkennen, wobei es sich bei dieser ersten Schicht offensichtlich um die 10–15 m mächtige Decke aus lockerem „Blockschotter“ handelt. Die oberflächennahen Sedimentfolgen der Pöllauer Bucht konnten gut durch die aeroelektromagnetischen Messergebnisse erfasst werden, wobei sich möglicherweise eine relativ bewegte Untergrundtopografie durchpaust.

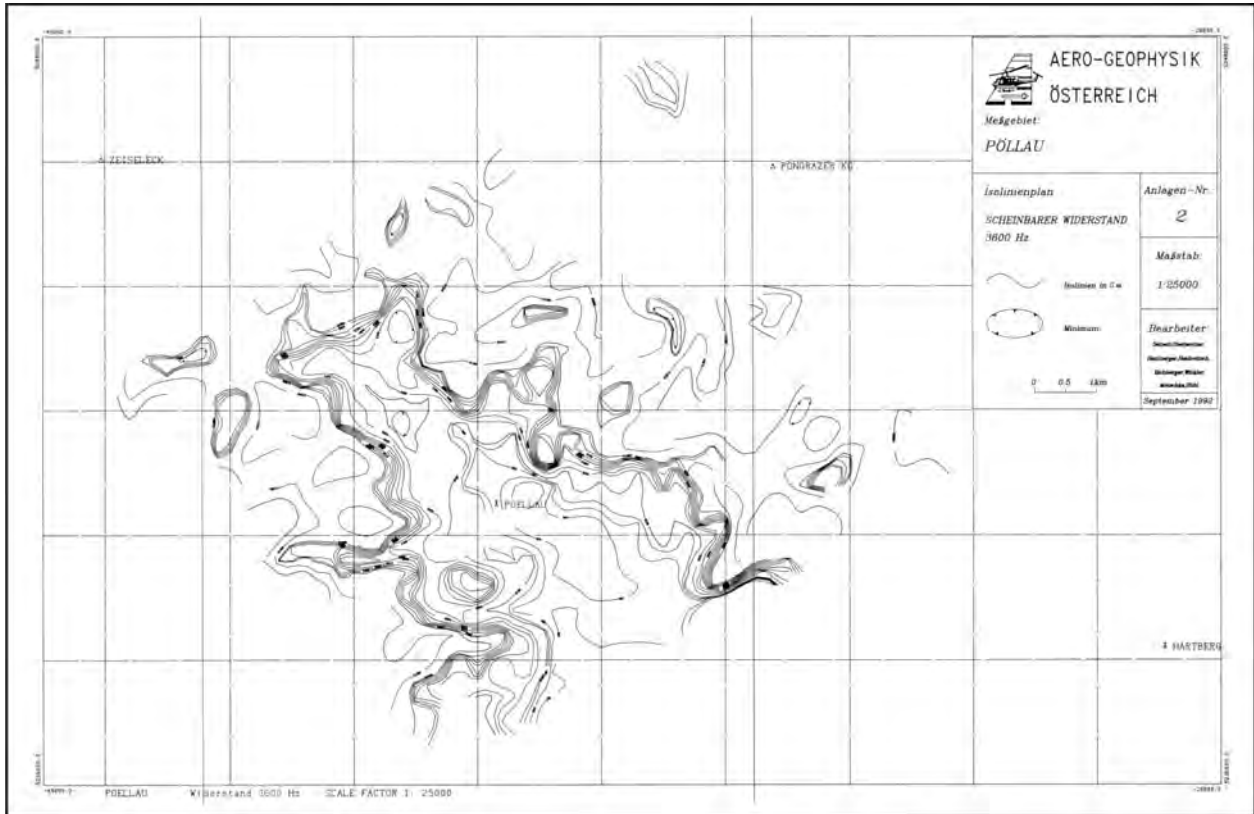


Abb. 5: Darstellung des scheinbaren Widerstandes 3.600 Hz aus SEIBERL & ANTES (1992). Die Ränder der Neogenbucht von Pöllau werden durch eine markante Änderung des elektrischen Widerstandes abgebildet.

4.2.2. Isanomalien der Totalintensität ΔT

Die Isanomalienkarte der Totalintensität wird durch eine regionale Anomalie nordwestlich von Pöllau geprägt. Lokale Anomalien von Interesse konnten nicht festgestellt werden.

4.2.3. Gammastrahlenspektrometrie

Dosisleistung

Die effektive Äquivalentdosisleistung schwankt im gesamten Messgebiet zwischen 80 und 150 nSv/h. Diese erhöhten Dosisleistungswerte können im Wesentlichen auf die kristallinen Gesteine im Untersuchungsgebiet zurückgeführt werden.

Verteilung des Cäsium-137 (^{137}Cs): Das Messgebiet „Pöllau“ wurde durch den Reaktorunfall von Tschernobyl nur sehr gering kontaminiert (Zählraten für den Zeitraum der Messungen im Frühjahr 1992: 40–130 cps).

Verteilung des Kalium (^{40}K): Maxima: über 3,8 % K, Minima: unter 1,8 % K.

Im Bereich der neogenen und quartären Beckensedimente der Pöllauer Bucht wurden generell niedrige bis sehr niedrige Kaliumwerte gemessen, ein Hinweis auf die vorwiegend grobklastische Zusammensetzung dieses Bereiches (nur feinklastische, tonmineralreiche Sedimente reichern Kalium an), während sich in den kristallinen Gebieten die Heterogenität der

dortigen Gesteine auch in den Kaliumwerten abzeichnet. Aufgrund dieses Unterschiedes ist eine Abgrenzung des kristallinen Rahmens von den Sedimenten der Bucht möglich. Auch die Erosionslinie der Safen entlang des aus neogenen Schottern aufgebauten, bewaldeten Riedels Haidenwald SSE von Pöllau ist in der Kaliumisolinienkarte zu erkennen.

Mineralogisch ist das Kalium vor allem an den relativ korrosionsunbeständigen Kalifeldspat und dessen Sekundärminerale gebunden. Die Zählraten für Kalium entsprechen vor allem dem K-Gehalt der oberflächennahen Schichten und sind daher im Kristallin vor allem vom Kaliumgehalt der Verwitterungsdecke abhängig, der einerseits den geogenen Hintergrund reflektiert, möglicherweise aber auch von Kunstdüngung beeinflusst werden kann (Kaliumadsorption an Tonmineralen in der Verwitterungsdecke).

Verteilung des Uran (errechnet aus ^{214}Bi): Maximum: über 9,5 ppm, Minimum: unter 3,5 ppm. Die Uran-Verteilung ist sehr uneinheitlich, wobei sich die kristallinen Gesteinsserien teilweise mit Werten bis 9,5 ppm abzeichnen. Die quartären und neogenen Sedimente weisen meist Gehalte unter 6 ppm Uran auf.

Verteilung des Thorium (errechnet aus ^{208}Tl): Maxima: über 11,5 ppm, Minima: unter 4,5 ppm.

Thorium, das hauptsächlich in Zirkon enthalten ist, kommt ähnlich wie Kalium in den Sedimenten der Bucht nur in geringen Konzentrationen vor. In den Kristallingebieten ist der Thoriumgehalt wiederum sehr gesteinspezifisch, eine Kumulation der korrosionsbeständigen thoriumhaltigen Zirkone in der Verwitterungsdecke ist wahrscheinlich.

5. Mittelwerte von Kalium [% K], Thorium [ppm Th] und Uran [ppm U] innerhalb definierter geologischer Einheiten am Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld

Wie aus Abbildung 1 zu entnehmen ist, sind vor allem für den Südteil von Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld Daten aus der Hubschrauber-geophysik vorhanden. Die auf den Flugrouten liegenden Messwerte aus der Gammastrahlenspektroskopie wurden, aufgrund des durchschnittlichen Abstands der Flugprofile von ca. 200 m, auf ein 200 x 200 m Raster interpoliert.

Dabei ergeben sich die in den Abbildungen 7a') b') c'), 9a') b') c') und 11a') b') c') dargestellten diffusen Verteilungsmuster. Diese sind zum Teil darin begründet, dass die messtechnischen und softwaremäßigen Gegebenheiten zum Zeitpunkt der Aufnahme des vorliegenden Datensatzes in den 1990er Jahren noch nicht auf dem heutigen Niveau waren. So war zum Beispiel die Verortung der Messpunkte um vieles ungenauer als heute und es wurde auch keine standardmäßige Vegetationskorrektur an den Ergebnissen vorgenommen. Insbesondere der Waldbewuchs und die Bodenfeuchte bewirken eine Dämpfung der Gammastrahlung.

Um die Verteilung der Elementgehalte in den verschiedenen Einheiten besser fassen zu können, wurden mit Hilfe des GIS Werkzeugs „Zonale Statistik“ für bestimmte „geologische Zonen“ Mittelwerte errechnet und diese in das Verbreitungsgebiet der jeweiligen Zone eingetragen. Diese geologischen Zonen wurden aufgrund geologischer Überlegungen aus den Legendenausscheidungen der geologischen Karte (MATURA & SCHUSTER, 2014) zusammengefasst. Die einzelnen Zonen beinhalten ähnliche Gesteinstypen, für die ähnliche Kalium-, Thorium- und Uran-Konzentrationen angenommen werden können. Die berechneten Mittelwerte für diese Zonen sind in den Abbildungen 7, 9 und 11 sowie in den Diagrammen (Abb. 12–14) dargestellt.

Da nur Mittelwerte für die geologischen Zonen behandelt werden, wurde der Einfluss der Vegetation auf die Messergebnisse vorerst vernachlässigt. Weiters ist der Waldbewuchs im Messgebiet gleichmäßig verteilt, sodass durch eine Vegetationskorrektur nur eine Verschiebung der Mittelwerte in Richtung höherer Werte erfolgen würde, die relativen Unterschiede aber nicht beeinflusst wären.

Im Folgenden werden drei geologische Zonen herausgehoben. Diese Zonen müssen eine gewisse Mindestgröße haben, um eine aussagekräftige Auflösung der Messdaten zu erlauben.

Bei der Messung befinden sich die Detektoren des Gammastrahlenspektrometers in ca. 80 m Höhe. Pro Messpunkt wird eine Fläche mit einem Radius von etwa 200 m erfasst (90 % der Gesamtstrahlung), wobei der Zentralbereich mit einem Radius von 80 m den wesentlichen Beitrag zu den Zählraten liefert (50 % der Gesamtstrahlung). Ist die betrachtete geologische Zone also so groß, dass genügend Gridpunkte des Werte-Rasters innerhalb liegen und sind genügend Gridpunkte mindestens 80 m von jeder anderen geologischen Zone entfernt, kann der errechnete Mittelwert als hinreichend genau angesehen werden.

Die in den Abbildungen 6 bis 11 jeweils rot umrandeten Gebiete kennzeichnen die zur Mittelwertbildung herangezogenen Bereiche. Des Weiteren sind auch die Flugprofile dargestellt, die eine optische Abschätzung über die Anzahl der vorhandenen Messwerte ermöglichen sollen. Im Schnitt findet über eine Strecke von ca. 30 m eine integrative Messung der Intensität der Gammastrahlung statt. Detaillierte Processing-Schritte der Messkampagnen Birkfeld 1991 + 1992 und Pöllau 1992 sind den Berichten Birkfeld 1 (SEIBERL, 1992a); Birkfeld 2 (SEIBERL & ANTES, 1993) sowie Pöllau(er Bucht) (SEIBERL & ANTES, 1992) zu entnehmen.

Um die berechneten Mittelwerte der radiometrischen Messungen für Kalium, Uran und Thorium mit chemischen Analysen zu vergleichen, wurden Daten aus folgender Literatur herangezogen (Abb 12–14): BAUMGARTNER (2005), BERKA (2000), KIESL et al. (1983), MODJTAHEDI & WIESENER (1974), PEINDL (1990), PROCHASKA (1985, 1986), PROCHASKA et al. (1997), RÖGGLA (2007), SCHAFLECHNER (2002), SCHERMAIER et al. (1997), THALMANN et al. (1989).

5.1. Auswertung für die geologische Zone aus Karbonatgesteinen der Peggau-Gruppe der Schöckel-Decke

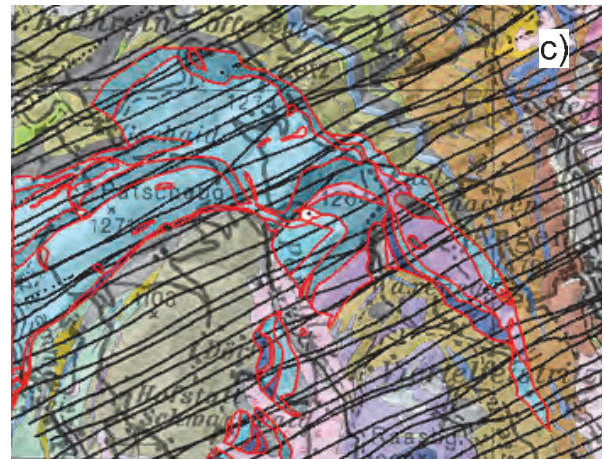
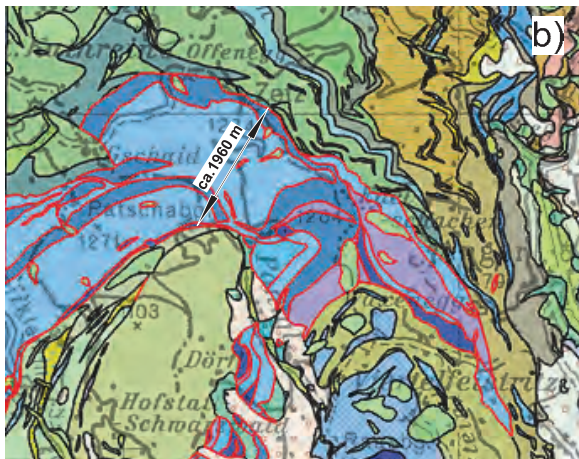
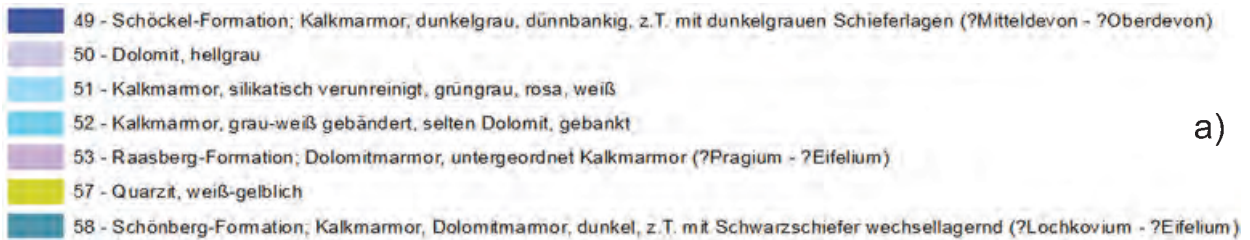
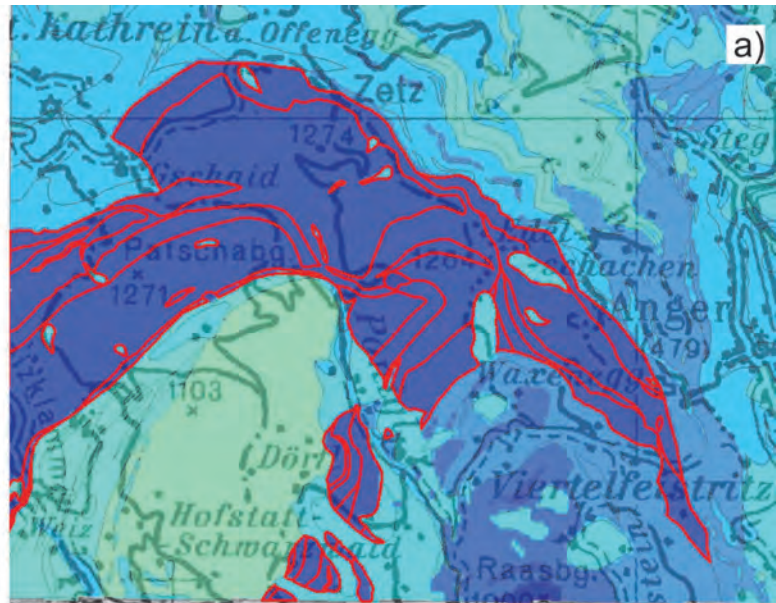
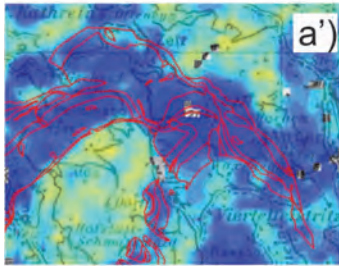
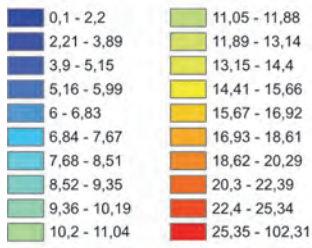
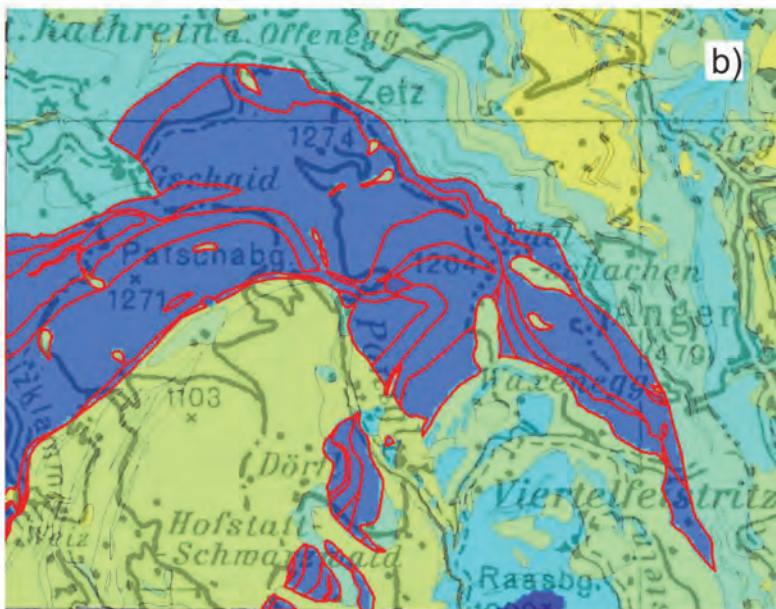
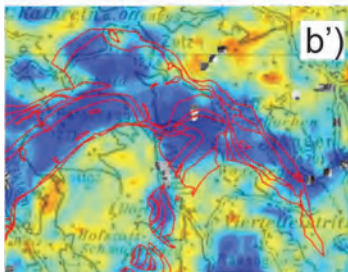
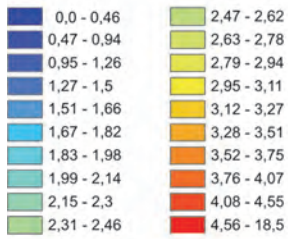


Abb. 6: Geologische Zone aus Karbonatgesteinen der Peggau-Gruppe der Schöckel-Decke bestehend aus den geologischen Einheiten mit den Nummern 49, 50, 51, 52, 53, 57 und 58. a) Legenden zu den für die Mittelwertberechnung herangezogenen, geologischen Ausscheidungen. b) Lage der ausgewählten geologischen Einheiten, ersichtlich an der roten Umrandung. c) Flugprofile im Gebiet der geologischen Ausscheidungen.

Th = 4,4 ppm



K = 1,4 %



U = 1,5 ppm

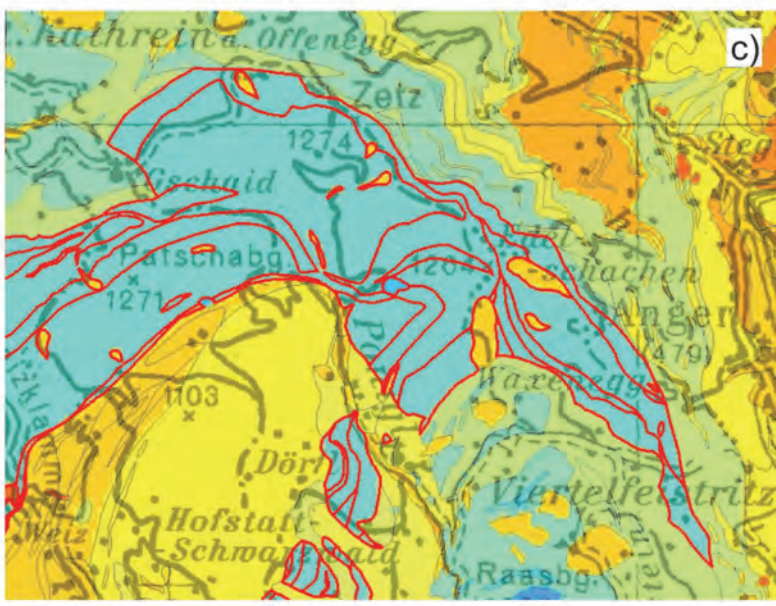
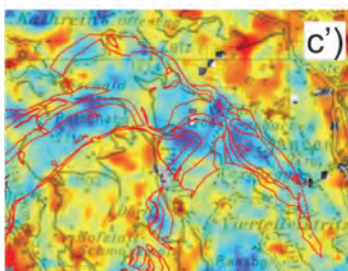
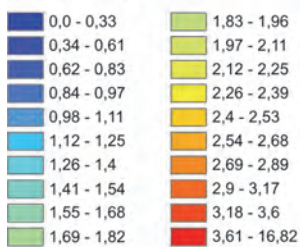


Abb. 7 (vorherige Seite): Mittelwerte für die Elemente **a**) Thorium [ppm], **b**) Kalium [%] und **c**) Uran [ppm] in der rot umrandeten geologischen Zone aus Karbonatgesteinen der Peggau-Gruppe der Schöckel-Decke.

Bei den geologischen Einheiten mit den Nummern 49, 50, 51, 52, 53, 57 und 58 handelt es sich um Karbonatgesteine bzw. Karbonat führende Gesteine der Peggau-Gruppe der Schöckel-Decke des Grazer Paläozoikums (Abb. 6). Diese bilden im südwestlichen Teil des Kartenblattes einen zusammenhängenden Bereich.

Die mit dem oben beschriebenen Ansatz bestimmten Mittelwerte liefern interpretierbare Ergebnisse (Abb. 7): Wie aus den vorhandenen chemischen Gesteinsanalysen anzunehmen war (Abb. 12–14), liefern die Karbonatgesteine der Peggau-Gruppe die niedrigsten Werte für Thorium, Kalium und Uran im Vergleich zu allen umgebenden Gesteinen. Die mit der Hubschrauber-geophysik ermittelten Werte sind etwas höher, was auf eine Einstrahlung von den angrenzenden Gesteinen bei randnahen Messpunkten zurückzuführen sein könnte.

Festzuhalten ist, dass auch die Marmore der Schöckel-Formation der Gschnaidt-Decke auf dem Raasberg nahezu idente Werte liefern. Hingegen ist der Marmorzug der Hochschlag-Formation durch höhere Werte in allen drei Elementen gekennzeichnet.

5.2. Auswertung für die geologische Zone aus Metapeliten des Strallegg-Komplexes

Die Metapelite des Strallegg-Komplexes der Rabenwald-Decke umfassen die Legenden-
ausscheidungen 106–108. Sie bilden eine große zusammenhängende Fläche im Bereich des Rabenwaldkogels (Abb. 8).

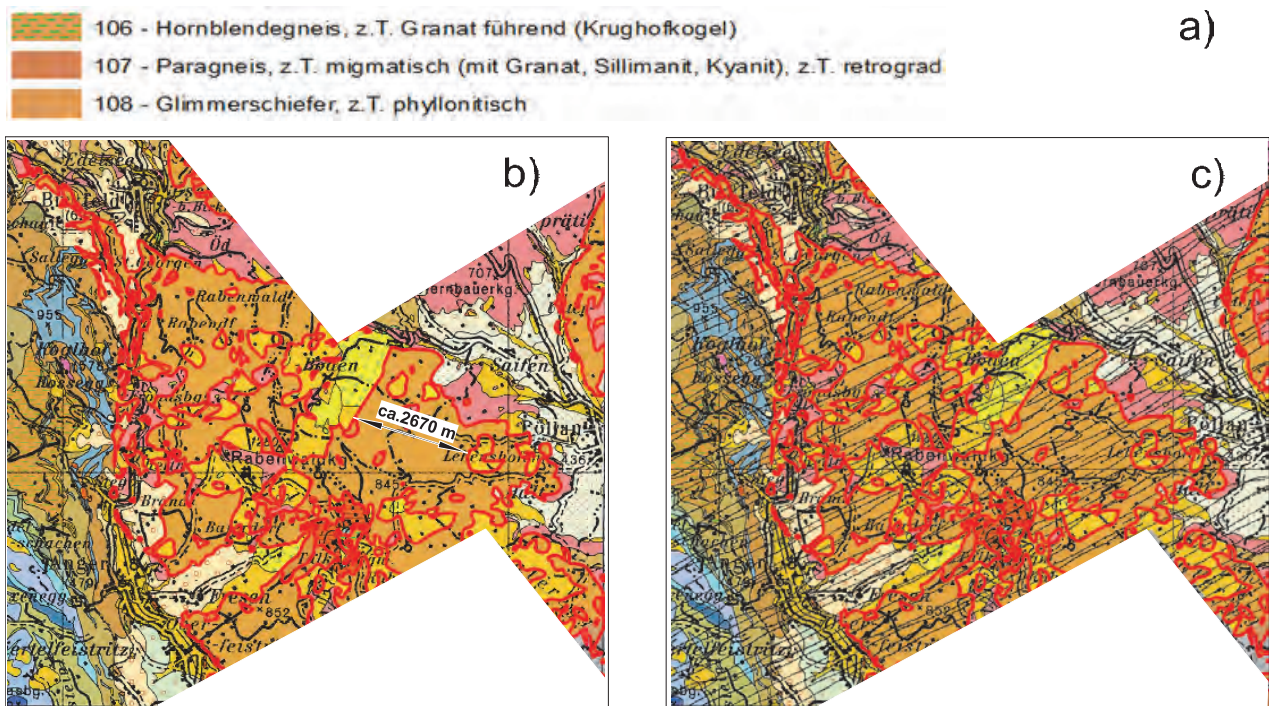
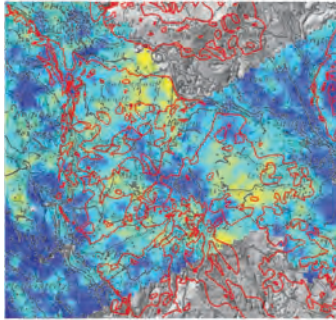
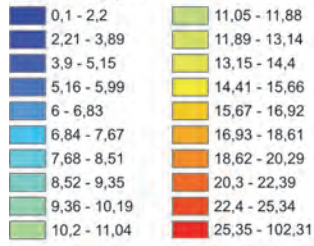


Abb. 8: Geologische Zone aus Metapeliten des Strallegg-Komplexes der Rabenwald-Decke, welche die Legendausscheidungen 106–108 **(a)** umfasst. **(b)** Lage der ausgewählten geologischen Einheiten, ersichtlich an der roten Umrandung. **(c)** Flugprofile im Gebiet der geologischen Ausscheidungen.

Abb. 9 (nächste Seite): Mittelwerte für die Elemente **a**) Thorium [ppm], **b**) Kalium [%] und **c**) Uran [ppm] in der rot umrandeten geologischen Zone aus Metapeliten des Strallegg-Komplexes der Rabenwald-Decke.

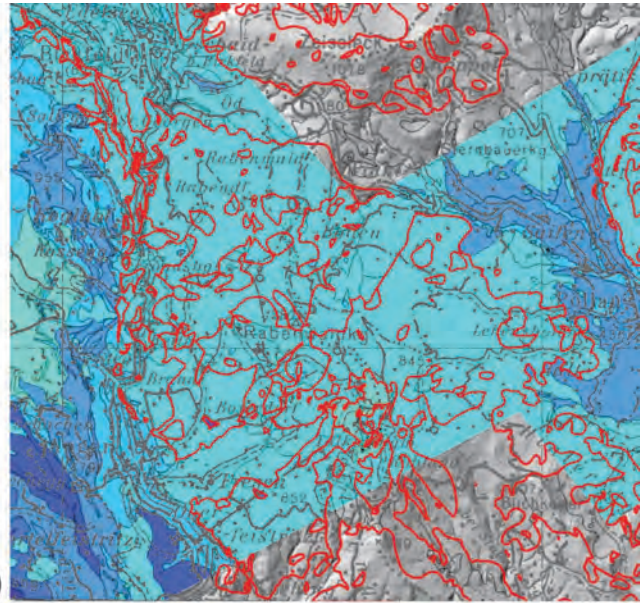
Th = 8,3 ppm



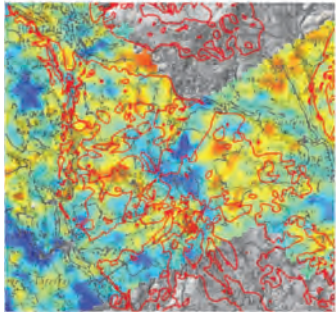
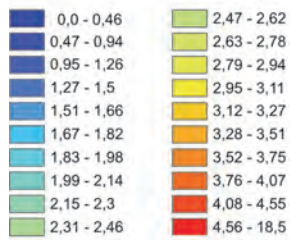
a')



a)



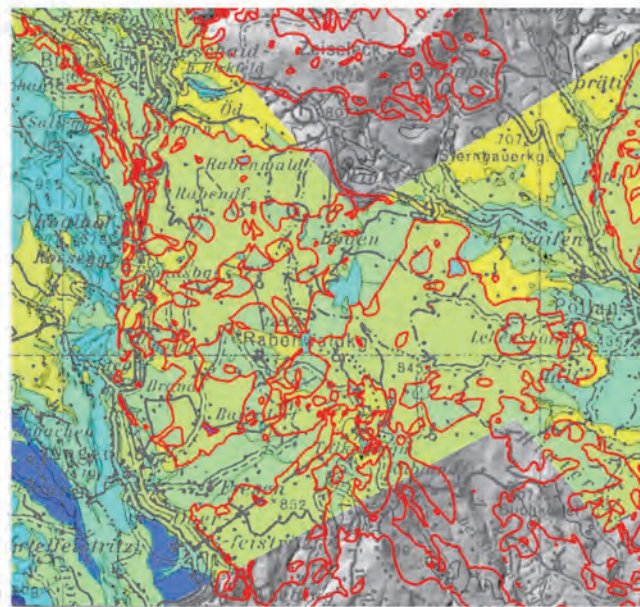
K = 2,4 %



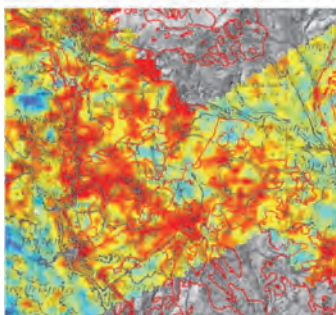
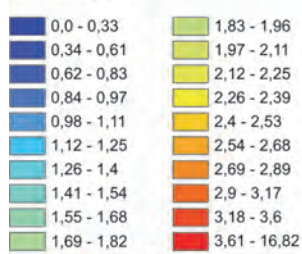
b')



b)



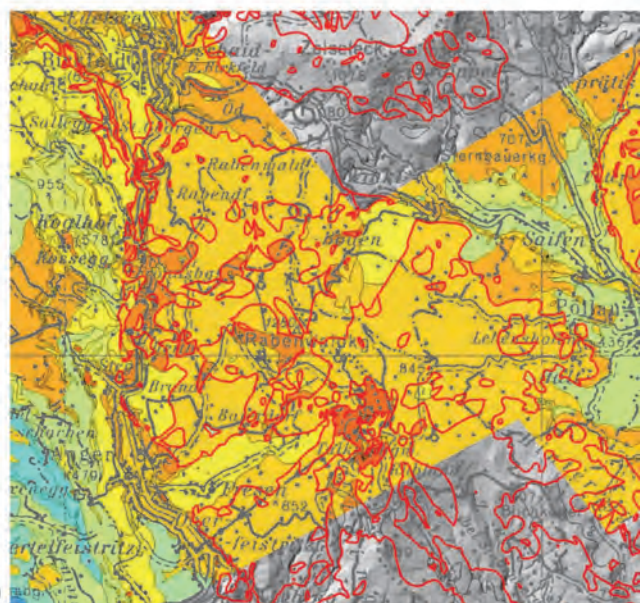
U = 2,4 ppm



c')



c)



Für die Metapelite des Strallegg-Komplexes ergaben sich bei der Mittelwertberechnung 8,3 ppm Th, 2,4 % K und 2,4 ppm U (Abb. 9). Vergleicht man diese Werte mit den Daten von geochemischen Analysen, sieht man, dass diese durchaus um 30 % niedriger liegen (Abb. 12–14). Dieser Effekt ist zumindest zum Teil auf die Vegetationsbedeckung und die Bodenfeuchte zurückzuführen. Die relativen Beziehungen im Vergleich zu anderen Gesteinen werden aber sehr gut wiedergegeben. So zeigen die Pretul Orthogneise („Grobgneis“) sowohl bei den geochemischen Messungen, als auch bei den Mittelwerten der Hubschraubergeophysik etwas höhere K- und U-, aber niedrigere Th-Gehalte als die Metapelite des Strallegg-Komplexes.

5.3. Auswertung für die geologische Zone aus Phylliten des Hirschkogel-Lithodems

Die geologische Zone umfasst lediglich eine Legendausscheidung aus Phyllit des Hirschkogel-Lithodems der Gschnaidt-Decke am Hirschkogel. Die Zone wird großteils von Karbonatgesteinen der Schöckel-Decke umgeben, die bereits oben behandelt wurde (Abb. 10).

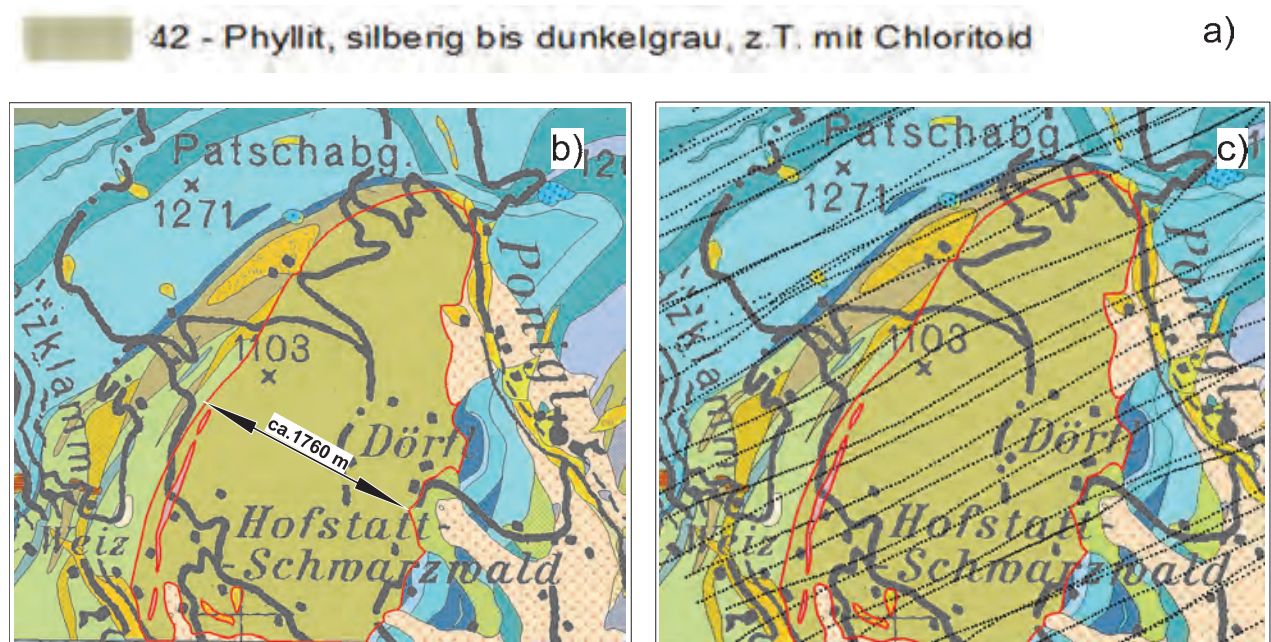
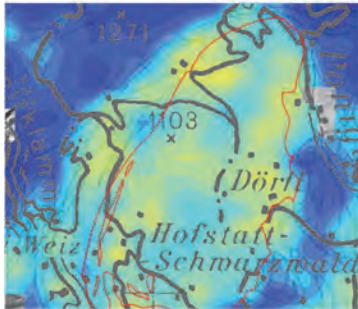
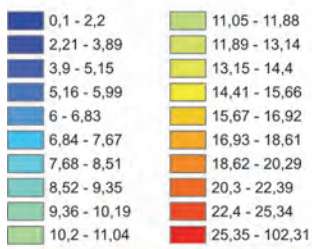


Abb. 10: Geologische Zone aus Metapeliten eines Teils des Hirschkogel-Lithodems der Gschnaidt-Decke, welche nur die Legendausscheidung 42 (a) umfasst. b) Lage der ausgewählten geologischen Einheiten, ersichtlich an der roten Umrandung. c) Flugprofile im Gebiet der geologischen Ausscheidungen.

Für die Phyllite des Hirschkogel-Lithodems ergaben sich bei der Mittelwertberechnung 9,6 ppm Th, 2,5 % K und 2,2 ppm U (Abb. 11). Die Werte liegen erwartungsgemäß deutlich über jenen der Karbonatgesteine der Peggau-Gruppe. Bemerkenswert ist, dass die bunte Abfolge an der Basis des Hirschkogel-Lithodems, welche aus grafitreichen Phylliten, Kalkschiefern, Karbonat-Quarziten und Dolomiten besteht, bei gleichem K-Gehalt durch einen höheren U-Gehalt gekennzeichnet ist. Dies ist aufgrund des organischen Anteils in den Grafit führenden Gesteinen durchaus vorstellbar.

Abb. 11 (nächste Seite): Mittelwerte für die Elemente a) Thorium [ppm], b) Kalium [%] und c) Uran [ppm] in der rot umrandeten geologischen Zone aus Phylliten des Hirschkogel-Lithodems der Gschnaidt-Decke.

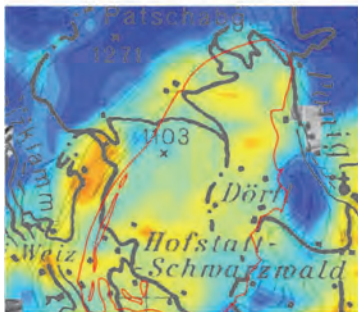
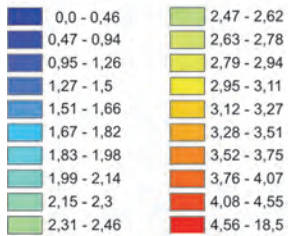
Th = 9,6 ppm



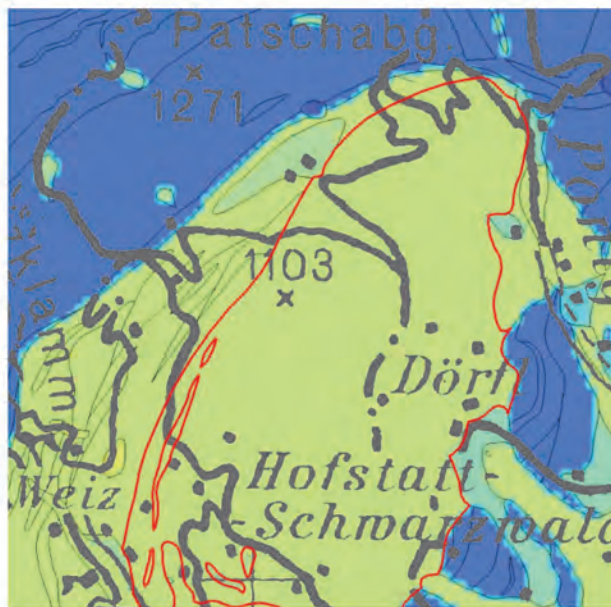
a') → a)



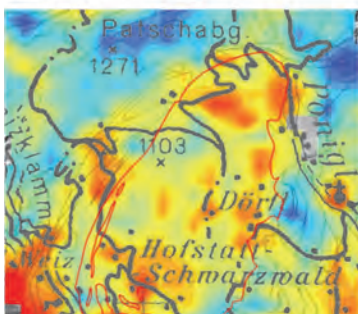
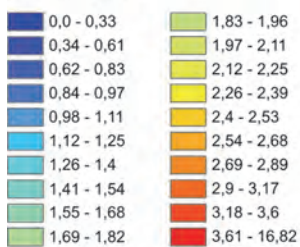
K = 2,5 %



b') → b)



U = 2,2 ppm



c') → c)



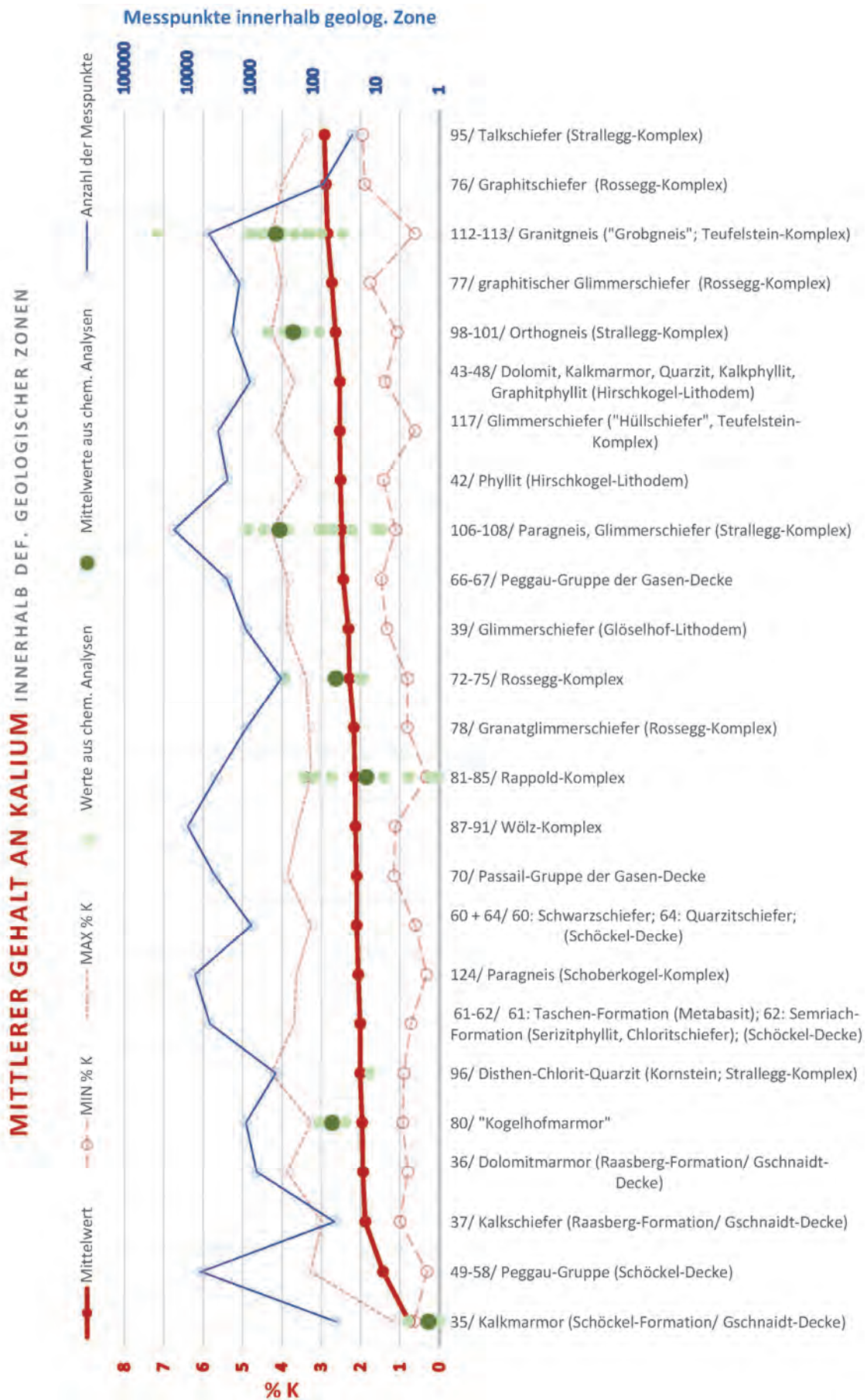


Abb. 12: Vergleich zwischen den Mittelwerten aus der Radiometrie und den chemischen Analysen für Kalium (% K).

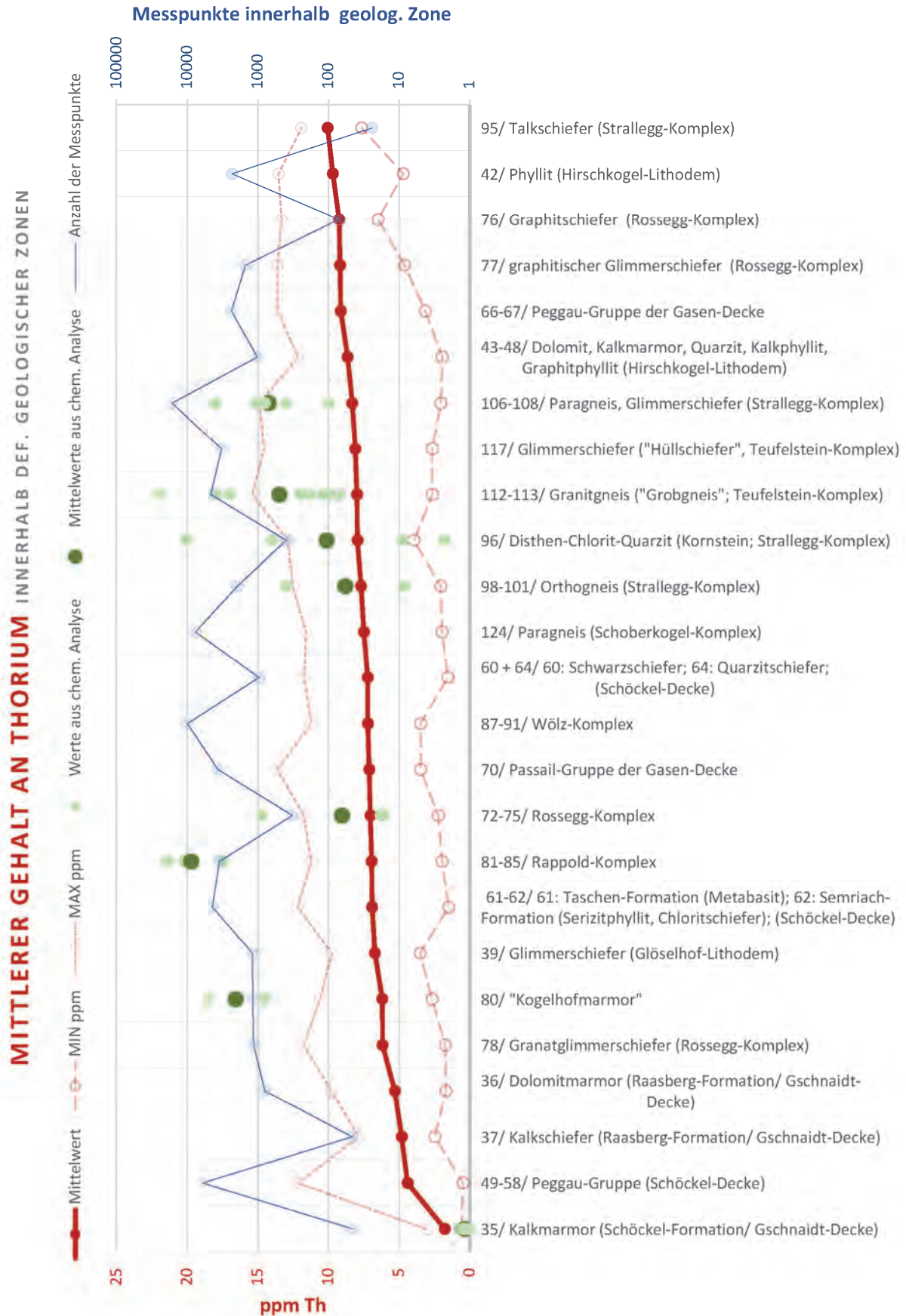


Abb. 13: Vergleich zwischen den Mittelwerten aus der Radiometrie und den chemischen Analysen für Thorium (ppm Th).

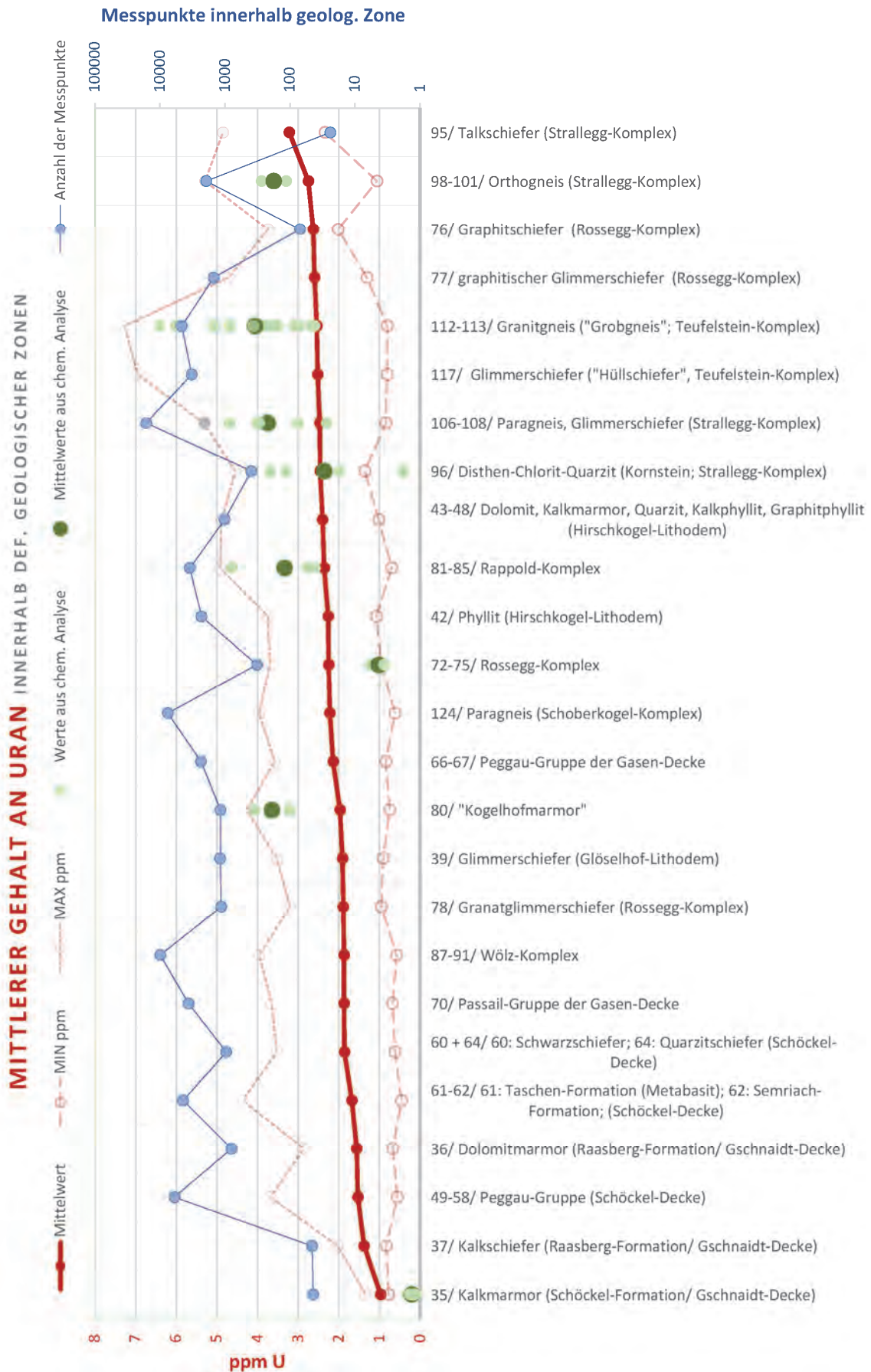


Abb. 14: Vergleich zwischen den Mittelwerten aus der Radiometrie und den chemischen Analysen für Uran (ppm U).

6. Bodengeophysik (Geoelektrik)

Im November 2006 wurden im Zuge der geologischen Kartierung auf GK50 Blatt 135 Birkfeld zwei geoelektrische Profile gelegt (JOCHUM et al., 2006; Abb. 15–17). Mit Profil 1 sollte die Mächtigkeit der neogenen Sedimente am Hügelrücken zwischen Weisenbach und Gasenbach ermittelt werden. Das Profil 2 wurde gemessen, um die Tiefenlage der Phyllonite des Waldbach-Komplexes unter den permischen bis untertriassischen Metavulkaniten und Metasedimenten im Fischbacher Fenster zu ermitteln.

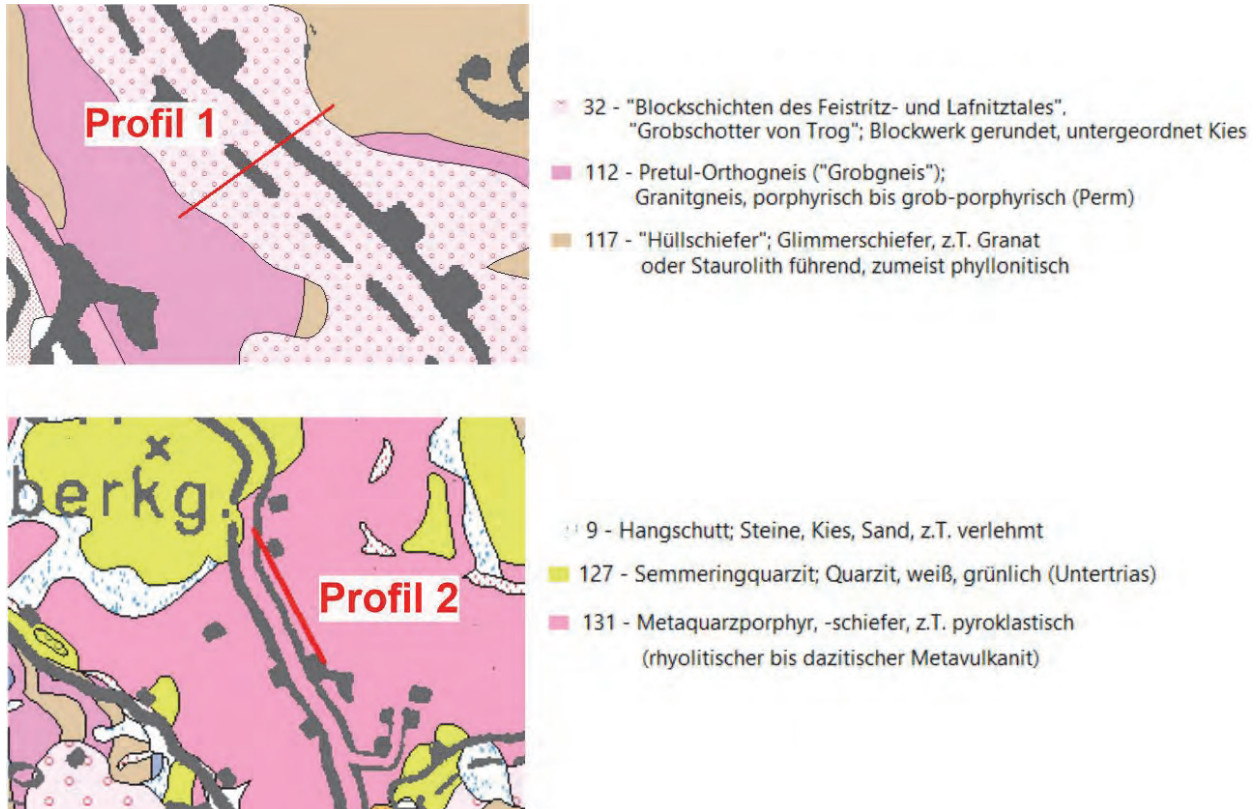


Abb. 15: Lage der Geoelektrikprofile NW von Birkfeld (JOCHUM et al., 2006).

Profil 1 (Abb. 16): Nördlich von Birkfeld überlagern miozäne Lockersedimente einen durch den Teufelstein-Komplex aufgebauten Untergrund. Am Hügelzug wurde die Grenzfläche kartiert, es blieb aber die Frage nach den Mächtigkeiten der miozänen Lockersedimente offen. Das Sediment besteht aus korngestütztem Phyllitschutt mit toniger Matrix, in dem eventuell Lagen von Tonen vorhanden sein können. Im hangenden Teil der Abfolge können „Blockschotter“ mit dezimetergroßen, gut gerundeten Kristallinkomponenten in einer tonigen Matrix vorhanden sein. Der Teufelstein-Komplex im Untergrund baut sich aus Phylloniten und zum Teil phyllonitisierten Orthogneisen auf. Die Schieferung fällt in diesen Gesteinen gegen N–NE ein.

Die Widerstandsverteilung zeigt einen sehr hochohmigen ($> 500 \Omega\text{m}$) Bereich im Südwesten, der ab Profilmeter 300 bis zum Profilende bis an die GOK heranreicht. Dieser Abschnitt wird als phyllonitisierter Orthogneis interpretiert und stellt den kristallinen Untergrund dar. Parallel zur Topografie des Hügelzuges (Mitte des Profils) taucht der Untergrund gegen Nordosten ab.

Die hangenden Bereiche werden durch eine geringmächtige höherohmige Schicht gebildet, die als Phyllitschutt bzw. Blockschotter angesprochen werden kann. Darunter folgt eine niederohmige Schicht (ca. $100\text{--}200 \Omega\text{m}$), die den Tonen zugeordnet werden könnte.

Die Mächtigkeiten der miozänen Lockersedimente kann mit mehreren Zehnermetern (maximal $50\text{--}60 \text{ m}$) abgeschätzt werden (JOCHUM et al., 2006).

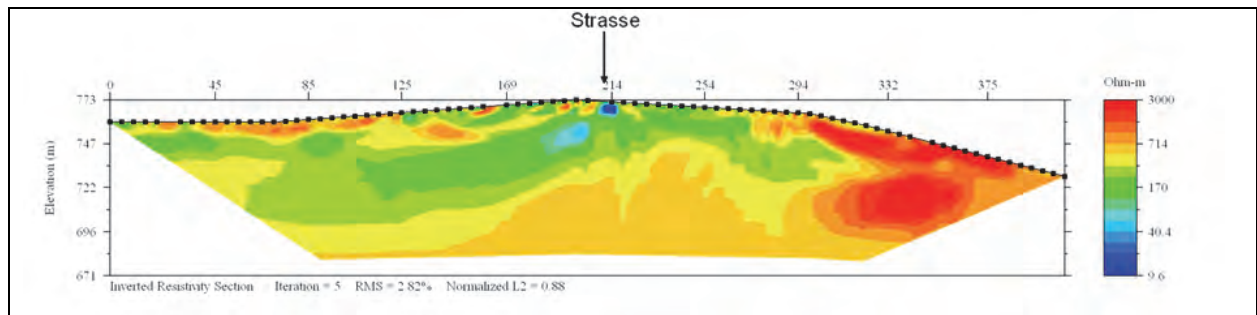


Abb. 16: Geoelektrikprofil Profil 1 (JOCHUM et al., 2006), die Lage des Profils ist in Abbildung 15 eingezeichnet.

Profil 2 (Abb. 17): Die lithologische bzw. lithostratigraphische Abfolge im Fischbacher Fenster besteht von Hangend nach Liegend aus metamorphen Karbonatgesteinen (Unter- und Mitteltrias), Semmeringquarzit (Untertrias) und Porphyroid bzw. Porphyroidschiefer (Perm). Darunter folgt möglicherweise eine Lage von permischen Metakonglomeraten und dann Phyllonite des Waldbach-Komplexes. Letzterer ist aber an der Oberfläche innerhalb des Fensters nirgends aufgeschlossen. Im Messgebiet fällt die Schieferung im Allgemeinen sehr flach nach W–SW ein.

Die Auswertung der Messungen zeigt im Liegenden eine Schicht mit elektrischen Widerständen von bis zu 500 Ωm . Diese wird ohne markanten Sprung von einer von NW gegen SE an Mächtigkeit zunehmenden Schicht mit elektrischen Widerständen $> 1.000 \Omega\text{m}$ überlagert. Demnach kann die Grenze zwischen dem Porphyroid und den Phylloniten nicht festgelegt werden.

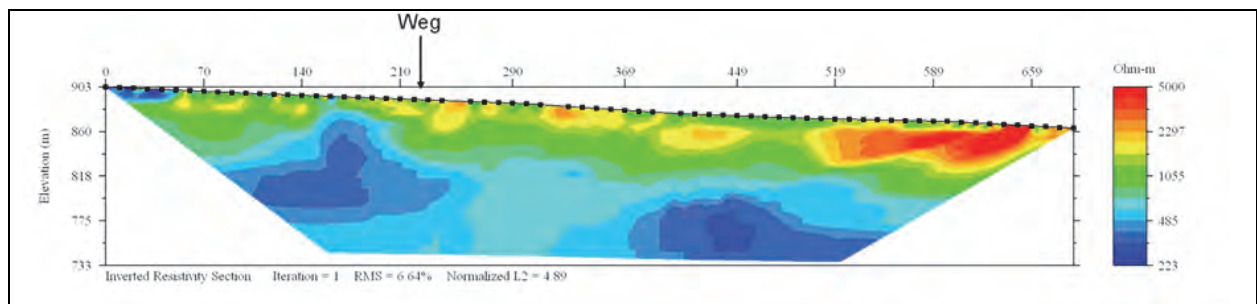


Abb. 17: Geoelektrikprofil Profil 2 (JOCHUM et al., 2006), die Lage des Profils ist in Abb. 15 eingezeichnet.

Literatur

- ANTES, G. (1992): Hydrogeologische Untersuchungen im Raum Pöllau, Oststeiermark. – Unveröff. Diplomarbeit Geol. Inst. Univ. Wien, 97 S., Wien.
- ANTES, G. (1998): Geochemische und geophysikalische Anomalien im Bereich des Arsenkies-Goldvorkommens Strassegg, Steiermark (die „Straßegger Anomalie“). – Unveröff. Dissertation Geol. Inst. Univ. Wien, III + 92 S., Wien.
- ARNDT, R. (1993): Drei-dimensionale Interpretation und Visualisierung von Potentialfeldern. – Fallstudien aus dem Ostalpenraum. – Dissertation Formal- Naturwiss. Fak. Univ. Wien, VIII + 141 S., Wien.
- BAUMGARTNER, M. (2005): Mineralogische und isotopengeochemische Untersuchung von Karbonatgesteinen in der Steiermark in Hinblick auf die historische Mörtelherstellung. – Unveröff. Diplomarbeit Naturwiss. Fak. Univ. Graz, 134 S., Graz.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W. & WALACH, G. (2000): Der prätertiäre Untergrund. – In: SCHÖNLAUB, H.-P. (Hrsg.): Burgenland: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000, 69–74, Wien.
- BERKA, R. (2000): Zur Stellung der Traibachschiefer im Semmering-Wechsel-System. – Unveröff. Diplomarbeit Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 133 S., Wien.
- BIEDERMANN, A., SEIBERL, W., HÖSCH, K. & STEINHAUSER, P. (1982): Gesteinsphysikalische Untersuchung einer aeromagnetischen Anomalie im Wechselgebiet. – Geophysikalischer Forschungsbericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-022/80, 50 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 05457-R)

- BLAUMOSER, N. & HÜBL, G. (1991): Pilotstudie zur Erstellung, Adaptierung und Implementierung neuer Programmpakete an der Geologischen Bundesanstalt Wien für die Auswertung aeromagnetischer Strukturen. Endbericht. – Unveröff. Bericht (GBA), 145 S., Wien.
- BRIX, F. & GÖTZINGER, K. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963. Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes (Teil I). – Erdöl Zeitschrift für Bohr- und Fördertechnik, **80**, 57–76, Wien.
- CARMICHAEL, R.S. (1989): Magnetic properties of minerals and rocks. – In: CARMICHAEL, R.S. (Hrsg.): Practical handbook of physical properties of rocks and minerals, 299–358, Boca Raton.
- CĚRMÁK, V., BALLING, N., DELLA VEDOVA, B., LUCACEAU, F., PASQUALE, V., PELLIS, G., SCHULZ, R. & VERDOYA, M. (1992): Heat-flow density. – In: FREEMAN, R. & MUELLER, S. (Hrsg.): A continent revealed. The European Geotraverse-Atlas of compiled data, 49–57, Cambridge.
- EBNER, F. & BECKER, L.P. (1983): Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1:50.000 der Naturraumpotentialkarte „Mittleres MurtaI“. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, **44**, 32 S., Graz.
- FAUPL, P. (1967): Zur Geologie des Gebietes Trattenbach und Fröschnitz, Niederösterreich-Steiermark (Wechselgebiet). – Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Math.-Naturwiss. Kl., **104**, 412–418, Wien.
- FAUPL, P. (1970): Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, **63**, 22–51, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (1988): Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. – In: KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (Hrsg.): Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle, 21–43, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark – Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1:200.000. – 127 S., Wien.
- FLÜGEL, H.W., HÖTZL, H. & NEUBAUER, F.R. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 134 Passail. – Geol. B.-A., Wien.
- FRASL, G. & KIRCHNER, E.C. (1980): Frühalpine basische und ultrabasische Eruptiva aus den Nördlichen Kalkalpen und dem Raum Helvetikum-Klippenzone. – Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15) Jahresbericht 1979, 61–75, Salzburg.
- GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation. – Geologica Carpathica, **44**, 135–142, Bratislava.
- GÖTZL, G. (2007): Geothermie in Österreich. – In: HOFMANN, T & SCHÖNLAUB, H.-P. (Hrsg.): Geo-Atlas Österreich, 66–67, Wien.
- GRAENGER, R. (1954): Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland. – Unveröff. Dissertation Ludwig-Maximilians-Univ. München, 62 S., München.
- GRASSL, H., NEUBAUER, F., MILLAHN, K. & WEBER, F. (2004): Seismic image of the deep crust at the eastern margin of the Alps (Austria): indications for crustal extension in a convergent orogen. – Tectonophysics, **380**, 105–122, Amsterdam.
- GRILL, R. & WALDMANN, L. (1951): Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **94**, 1–40, Wien.
- HAHN, A., PETERSEN, N. & SOFFEL, H. (1985): Geomagnetik. – In: BENDER, F. (Hrsg.): Angewandte Geowissenschaften, Band II: Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften, 57–155, Stuttgart.
- HAMILTON, W. (1989): Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **12**, 55 S., Wien.
- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the Area east of the Tauern Window. – Tectonophysics, **163**, 25–33, Amsterdam.
- HEINZ, H. & HÜBL, G. (1988): Magnetische Anomalie am Lärchkogel (Steiermark). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131**, 279–283, Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern window. – Mémoires de la Société Géologique de France, nouvelle série, **156**, 123–128, Paris.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & SEIBERL, W. (1987a): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Steiermark. – Unveröff. Bericht, Projekt StC-20a/85, 31 S., Wien.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987b): Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Oberösterreich. – Unveröff. Bericht, Projekt OC-1c/84, 14 S., Wien.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A., KÖHAZY, R. & SEIBERL, W. (1987c): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Burgenland. – Unveröff. Bericht, Projekt BC-2d/84, 38 S., Wien.

- HERRMANN, P., MANDL, G.W., MATURA, A., NEUBAUER, F., RIEDMÜLLER, G. & TOLLMANN, A. (1992): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 105 Neunkirchen. – Geol. B.-A., Wien.
- HOFFER, E., SCHÖNVISZKY, L. & WALACH, G. (1991): Geomagnetic investigations in the Austrian-Hungarian border zone: the Kőszeg-Rechnitz Mts. Area. – *Geofizikai Közlemenyek*, **36**, 67–80, Budapest.
- JOCHUM, B., RÖMER, A. & BIEBER, G. (2006): Geoelektrische Messungen bei Birkfeld (Stmk.) 2006, Kurzbericht. – Unveröff. Bericht Geol. B.-A., 9 S., Wien.
- KIESL, W., WIESENER, H. & KLUGER, F. (1983): Untersuchungen des Vorkommens der Seltenen Erden und von Thorium in Gesteinen des unterostalpinen Kristallins des Semmenring-Wechselfensters. – Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Math.-Naturwiss. Kl., Abt. 1, **192**, 1–20, Wien.
- KOBRANOVA, V.N. (1989): Petrophysics. – 375 S., Moskau–Berlin.
- KOLLMANN, W.F.H., SEIBERL, W., GAMERITH, W., HÄUSLER, H. & ANTES, G. (1991): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrogeologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleineinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Zwischenbericht für den Zeitraum Mai 1990 – Februar 1991. – Unveröff. Bericht, 24 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 08047-R)
- KOLLMANN, W.F.H., SEIBERL, W. & ANTES, G. (1992): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrogeologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleineinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Zwischenbericht für den Zeitraum Mai 1992 – Oktober 1992. – Unveröff. Bericht, 9 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 09463-R)
- KOLLMANN, W.F.H., BIEBER, G., SUPPER, R., SCHNEIDERBAUER, K. & SCHATTAUER, I. (1993a): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrogeologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleineinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Zwischenbericht für den Zeitraum Mai 1993 – Oktober 1993. – 6 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 10108-R)
- KOLLMANN, W.F.H., SEIBERL, W., ANTES, G. & KOÇIU, A. (1993b): Hydrogeologisch-aerogeophysikalische Kartierung als Grundlage für die Instrumentierung und hydrogeologische Auswertung von Versuchsgebieten in Kleineinzugsbereichen alpiner Ökosysteme: Jahresendbericht für den Zeitraum Mai 1992 – April 1993. – Unveröff. Bericht, 91 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 09743-R)
- KRÖLL, A. & WESSELY, G. (2001): Strukturkarte und geologische Karte der Molassebasis. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 17–22, Wien.
- LANZA, R. & MELONI, A. (2006): The Earth's Magnetism. An Introduction for Geologists. – XI + 278 S., Berlin–Heidelberg–New York.
- LAWISZUS, B. (2000): Methodische Untersuchungen zu magnetischen Eigenschaften geologischer Körper (Minerale, Gesteine, Erze). – Dissertation Math.-Naturwiss. Fak., Tech. Univ. Clausthal, V + 147 S., Clausthal-Zellerfeld.
- MACMILLAN, S. & FINLAY, C. (2011): The International Geomagnetic Reference Field. – In: MANDEA, M. & KORTE, M. (Hrsg.): Geomagnetic Observations and Models (IAGA) Special Sopron Book Series, **5**, 265–276, Dordrecht–Heidelberg.
- MATURA, A. (2006): Böhmisches Massiv. – In: WESSELY, G. (Hrsg.): Niederösterreich. – Geologie der österreichischen Bundesländer, Erläuterungen zur Geologischen Karte von Niederösterreich, 25–30, Wien.
- MATURA, A. & SCHUSTER, R. (2014): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 135 Birkfeld. – Geol. B.-A., Wien.
- MERRILL, R.T. & MCELHINNY, M.W. (1983): The Earth's Magnetic Field: its History, Origin and Planetary Perspective. – International Geophysics Series, **32**, XI + 401 S., London.
- MILITZER, H. & SCHEIBE, R. (1981): Grundlagen der angewandten Geomagnetik. – Freiburger Forschungshefte, **C 352**, 314 S., Leipzig.
- MODJTAHEDI, M. & WIESENER, H. (1974): Entstehung und Zusammensetzung der Leukophyllite (Weißschiefer) in den Ostalpen. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, Sb. **2**, 189–213, Leoben.
- NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklung des Rennfeld-, Mugele- und des Gleinalmkristallins (Ostalpen). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **42**, 137 S., Wien.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & SCHLÖSER, H. (1989): Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps. – Tectonophysics, **164**, 49–62, Amsterdam.
- PAVLIK, W. (2008): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000, Blatt 133 Leoben: Stand 1999, Ausgabe 2008/05, Geol. B.-A., Wien.

- PEINDL, P. (1990): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des südöstlichen Raabalpenkristallins. – Dissertation Univ. Graz, 252 S., Graz.
- PREY, S. (1977): Der Serpentin von Kilb in der Flysch-Mittelkreide am Nordrand der Flyschzone (Niederösterreich). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, 271–277, Wien.
- PROCHASKA, W. (1985): Ein Paragonitschiefer vom Schloffereck bei Birkfeld (Stmk.). – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, **115**, 31–35, Graz.
- PROCHASKA, W. (1986): Talk- und Leukophyllitbildung als Folge hydrothermaler Metasomatose. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **78**, 167–179, Wien.
- PROCHASKA, W., HUBER, M. & BECHTEL, A. (1997): Die alpidische Leukophyllitbildung am Alpenostrand. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **20**, 37–52, Wien.
- REISNER, M. (1988): Ein Beitrag zur Komplexinterpretation für den Kohlenwasserstoffaufschluss in den Nördlichen Kalkalpen. – Unveröff. Diplomarbeit Montanuniv. Leoben, 82 S., Leoben.
- RICHTER, W. & WIESENER, H. (1975): Zusammensetzung und geologische Position der Serpentinorkommen von Kilb und Gstadt (Niederösterreich). – Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Math.-Naturwiss. Kl., **1975**, 1–9, Wien.
- RÖGGLA, M. (2007): Petrographie und Petrologie des Anger Kristallins, Steiermark. – Diplomarbeit Univ. Graz, 168 S., Graz.
- SACHSENHOFER, R.F. (2001), Syn- and post-collisional heat flow in the Cenozoic Eastern Alps. – Geologische Rundschau, **90**, 579–592, Berlin–Heidelberg.
- SCHAFLECHNER, J. (2002): Geologische und petrologische Aspekte am Ostrand des Grazer Paläozoikums (Naintsch). – Unveröff. Diplomarbeit im Rahmen des FWF-Projektes P12180-TEC, Univ. Graz, 115 S., Graz.
- SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B. & FINGER, F. (1997): Distribution of Variscan I- and S-type granites in the Eastern Alps: a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures. – Tectonophysics, **272**, 315–333, Amsterdam.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**, 93–117, Basel.
- SCHMID, S.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTAZEWSKI, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. – Swiss Journal of Geoscience, **101**, 139–183, Basel.
- SCHNABEL, W. (1979). Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt Blatt 71 Ybbsitz, Lunz/See (5.6.1979–10.6.1979). – Tagungsband, 82 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. – 405 S., Berlin.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Rocky Austria: Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 4. Auflage, 80 S., geol. B.-A., Wien.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1,000,000 (Isanomalien der Totalintensität). – Geol. B.-A., Wien.
- SEIBERL, W. (1992a): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Birkfeld. – Unveröff. Bericht ÜLG-20/91-1, 45 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 09406-R)
- SEIBERL, W. (1992b): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Neuberg. – Unveröff. Bericht ÜLG-20/91-2, 40 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 09405-R)
- SEIBERL, W. (1993): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Neuberg (Teilprojekt II). – Unveröff. Bericht ÜLG-20/92-4, 40 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 10061-R)
- SEIBERL, W. & ANTES, G. (1992): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich der Pöllauer Bucht. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/92-3, 31 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 09453-R)
- SEIBERL, W. & ANTES, G. (1993): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Birkfeld II. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-20/92-2, 43 S., Wien. (GBA Archiv Nr. A 09714-R)
- SEIBERL, W., HEINZ, H. & GNOJEK, I. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Kompilierte geomagnetische Karte und qualitative Interpretation. – In: KRÖLL, A., GNOJEK, H., JIŘIČEK, R., MEURERS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D. (Hrsg.): Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete, 4–7, Wien.
- SEREN, S.S. (1980): Geophysikalische Untersuchungen des Kraubather Serpentin. – Unveröff. Dissertation Univ. Wien, 115 S., Wien.
- SOFFEL, H.C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. – XI + 276 S., Berlin.

- THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1,000.000. Böhmisches Massiv und Zentralzone der Ostalpen (Bachsedimente < 0,18 mm). Textteil. – 142 S., Geol. B.-A., Wien.
- WAGNER, L.R. (1996): Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse Foredeep (active margin). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Hrsg.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Special Publication, **5**, 217–235, London.
- WALACH, G. (1977): Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordostsporns der Zentralalpen I: Magnetische Traverse 1 (Neunkirchen – Hochwechsel – Pöllauer Bucht). – Geologischer Tiefbau der Ostalpen, 4. Bericht, Zentralanstalt Meteorologie und Geodynamik, Publikation, **215**, 22 S., Wien.
- WALACH, G. (1986): Der Vulkanismus am Westrand des Fürstenfelder Beckens im Lichte magnetischer und gravimetrischer Messergebnisse. – Leobener Hefte Angewandte Geophysik, **1**, 188–199, Leoben.
- WALACH, G. (1990): Gravimetrie und Geomagnetik am Alpenostrand. – Exkursionsführer Österreichische Geologische Gesellschaft, Wandertagung 1990 in Bernstein, **13**, 63–69, Wien.
- WALACH, G. & WEBER, F. (1987): Contributions to the Relations between the Eastern Alps and the Pannonian Basin in the Light of Gravimetric and Magnetic Investigations. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 345–360, Wien.
- WANG, X. & HANSEN, R.O. (1990): Inversion of magnetic anomalies of arbitrary three dimensional bodies. – Geophysics, **55**, 1321–1326, Tulsa.
- WEBER, F. (1976): Beiträge zur Anwendung geophysikalischer Methoden bei Problemen der Angewandten Geologie. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie des Landesmuseums Joanneum, **36**, 179–224, Graz.
- WEBER, F., SCHMÖLLER, R. & WALACH, G. (1983): Jahresbericht 1982 über die geophysikalischen Untersuchungen im Rahmen des Teilprojektes S15/15. – Jahresbericht 1982 Hochschulschwerpunkt S15, 201–209, Graz.
- WEBER, L. (1990): Die Blei-Zinkerzlagerstätten des Grazer Paläozoikums und ihr geologischer Rahmen. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **12**, 289, Wien.
- WEBER, L. (1997): Grazer Paläozoikum: Eisen und Stahlveredler. – In: WEBER, L. (Hrsg.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. – Archiv für Lagerstättenforschung der geologischen Bundesanstalt, **19**, 341–342, Wien.
- WIESENEDER, H. (1966): Die Beziehung der Granitoide im Untergrund der Nordalpen zum moldanubisch-moravischen und alpin-karpatischem Kristallin. – Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **11**, 459–474, Wien.
- WIESENEDER, H. (1971): Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österreichischen Zentralalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, 344–357, Wien.
- WIESENEDER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TSAMBOURAKIS, G. (1976): Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. – Geologische Rundschau, **65**, 512–525, Stuttgart.
- ZOJER, H. (1977): Untersuchung der geothermischen Tiefenstufe mittels Temperaturmessungen bei artesischen Brunnen in der Oststeiermark und im südlichen Burgenland. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, 393–403, Wien.