

Beiträge

Neuauswertung des Aerogeophysik-Messgebietes „Ober-Grafendorf“: Radiometrie und Magnetik

A. AHL, P. SLAPANSKY & H.G. KRENMAYR

Die Befliegung des Messgebietes „Ober-Grafendorf“ fand im Sommer 2000 statt, mit der Herstellung erster Ergebniskarten wurde 2001 begonnen, die Berichtlegung erfolgte 2003 (SEIBERL et al., 2003). Die Messungen der Radiometrie und der Magnetik wurden im Frühjahr 2013 neu prozessiert. Anlass war die geplante Arbeitstagung bzw. die Erläuterungen zu Blatt Ober-Grafendorf. Bei dieser erneuten Bearbeitung wurden vor allem verbesserte Methoden zur Feldfortsetzung magnetischer Daten auf unebene Bezugsflächen (IVAN, 1994; MEURERS & AHL, 2006) und eine Vegetationskorrektur für die Radiometrie (AHL & BIEBER, 2010) verwendet. Das Messgebiet umfasst etwa zwei Drittel des Kartenblatts 55 Ober-Grafendorf, und zwar den gesamten Nordabschnitt des Kartenblattes bis zu einer Linie etwa 5 km südlich vom Nordrand der Flyschdecken sowie einen bis zu 5 km breiten Streifen der auf der West-, Nord- und Ostseite angrenzenden Kartenblätter 54 Melk, 36 Ottenschlag, 37 Mautern, 38 Krems und 56 St. Pölten. Die Ergebnisse dieser Neuauswertungen werden im Folgenden dargestellt. Details zu den Messgeräten und zur Mess- bzw. grundsätzlichen Auswertemethodik finden sich im Projektbericht von SEIBERL et al. (2003). Die Auswertung der Daten ist zwar derzeit (Juni 2013) noch nicht abgeschlossen, die hier dargestellten Ergebnisse, insbesondere die Karten, können aber bereits als Endergebnisse betrachtet werden.

Gammastrahlen-Spektrometrie (Radiometrie)

Die Messergebnisse der Gammastrahlen-Spektrometrie sind in Form der aus den Zählraten ermittelten Werte für Kalium (aus dem Zerfall von ^{40}K) in % K, der Äquivalentwerte eUran (aus dem Zerfall von ^{214}Bi) in ppm U, und eThorium (aus dem Zerfall von ^{208}Tl) in ppm Th angegeben. Es wird bei den Gammastrahlen-spektrometrischen Messungen das gesamte an der Oberfläche vorhandene Material gemessen, das heißt, dass das anstehende Gestein mitsamt seinen Verwitterungs- und Bodenbildungen sowie die Vegetationsbedeckung erfasst wird. Auch die Beschaffenheit des Bodens, die Bodenfeuchte und die Wetterverhältnisse vor und während der Messungen haben Einfluss auf die Messergebnisse, da die Strahlungsintensität insbesondere durch Wasser stark abgeschwächt wird. Mit einer konstanten Flughöhe des Messgerätes von 80 m über Grund wird bei den Aeroradiometrie-Messungen pro Messpunkt

eine Fläche mit einem Radius von etwa 50 m erfasst, wobei der Zentralbereich den wesentlichen Beitrag zu den Zählraten liefert. Die Eindringtiefe der Messungen hingegen beträgt nur wenige Dezimeter. Der Messpunktabstand entlang einer Fluglinie beträgt bei durchschnittlicher Fluggeschwindigkeit 30 m. Da die Daten der Hubschrauberradiometrie über hunderte m² integriert werden, können Einheiten, die auf engem Raum lithologisch komplex aufgebaut sind, nicht in ihrer gesamten lithologischen Vielfalt detailliert aufgelöst, sondern nur insgesamt als Einheit erfasst werden. Für die jungen Talalluvionen kommt noch dazu, dass sich hier regionale und lokale Einflussfaktoren je nach Situation in unterschiedlichem Ausmaß überlagern, was sich im breiten Schwankungsbereich der Daten äußern kann. Durch Regenfälle können kurzlebige natürliche radioaktive Stoffe aus der Luft ausgewaschen und auf dem Boden abgelagert werden, was vor allem bei Niederschlägen nach längeren Trockenperioden zu kurzzeitigen Messwerterhöhungen führen kann. Der Einfluss der Waldbedeckung auf die Ergebnisse der Radiometrie war in der ersten Auswertung sehr markant (SEIBERL et al., 2003). Der Einfluss des im gesamten Messgebiet fleckig verteilten Waldbestandes auf die radiometrischen Messungen wird durch eine Vegetationskorrektur (AHL & BIEBER, 2010) im Zuge der Neuauswertung weitestgehend behoben. Größere Moor- und Anmoorflächen treten im Messgebiet Ober-Grafendorf nicht auf. Auf sonstige, eventuell auch nur temporäre Vernässungsflächen ist bei der Auswertung der Radiometrie gesondert zu achten. Auch zusammenhängende bebaute Gebiete von Ortschaften sind radiometrisch öfters durch verringerte Intensitäten der natürlichen Gammastrahlung gekennzeichnet.

Die grundlegenden mineralogischen, geochemischen und geologischen Charakteristika von Kalium, Uran und Thorium stellen sich wie folgt dar:

Kalium ist ein Hauptelement der Erdkruste, das sich in Silikatmagmen mit steigender Alkalisierung in der oberen Erdkruste anreichert. Bei Verwitterung zeigt Kalium mäßig hohe Mobilität durch Sorption an Tonmineralen und Aufnahme durch pflanzliche Organismen. Im Kristallin kommen Glimmerminerale und Kalifeldspäte in Glimmerschiefern und Granitgneisen als K-Träger in Frage, weiters sind höhere K-Gehalte in feinkörnigen, tonig bis schluffigen Sedimenten häufig. Die Glimmerminerale Muskovit, Illit und Hydromuskovit sind relativ beständig. Zumeist weisen Gebiete mit überwiegend Magmatiten höhere K-Gehalte auf als solche mit klastischen Sedimenten oder Metasedimenten. In Granitgebieten ist der K-Gehalt in der Feinfraktion vielfach geringer als in der Grobfraktion. Auch innerhalb der Böhmisches Masse weist die Bachsedimentgeochemie, bei einem Durchschnittsgehalt von 2,2 % K, in Flächen mit neogener Sedimentbedeckung niedrigere Werte (< 1,5 % K) auf (THALMANN et al., 1989).

Uran ist ein lithophiles Spurenelement mit Tendenz zu Anreicherung bei der Alkalisierung der Magmen in der kontinentalen Kruste. Es ist ein Begleitelement des Thoriums, eine Abtrennung erfolgt jedoch durch hydrothermale und sedimentäre Prozesse. Uran besitzt unter oxidierenden Bedingungen in der Form von U⁺⁶ hohe Mobilität in sauren und karbonatreichen Lösungen, während U⁺⁴ kaum mobil ist. Unter reduzierenden Bedingungen ist U in allen Oxidationsstufen immobil. Es kommt zu Sorption an Humusstoffen und Fe-Oxiden. In klastischen Sedimenten ist Uran an verwitterungsbeständige Schwerminerale gebunden (THALMANN et al., 1989).

Thorium ist ein lithophiles Spurenelement, das in magmatischen Gesteinen vorwiegend an akzessorische Minerale gebunden ist, in Assoziation mit Uran und Elementen der Seltenen Erden. Hohe Konzentrationen treten in Pegmatiten (gemeinsam mit Uran), in Alkaligesteinen und in Seifenlagerstätten auf. Bei der Verwitterung ist die Mobilität des Thoriums aufgrund extrem verwitterungsbeständiger Minerale sehr gering, es findet eine Konzentration in der Schwermineralfraktion statt (THALMANN et al., 1989).

Eine Liste der wichtigsten akzessorischen Th- und U-Schwerminerale und ihrer Elementgehalte ist in Tabelle 1 angegeben (SCHÖN, 1983).

Mineral	U (ppm)	Th (ppm)
Monazit	500-3.000	10.000-300.000
Zirkon	100-6.000	100-10.000
Epidot	20-50	50-500
Orthit	300-40.000	50-500
Xenotim	500-35.000	k. A.

Tab. 1: Thorium- und Urangehalte (in ppm) in häufig vorkommenden Schwermineralen (SCHÖN, 1983).

Die Histogramme der Verteilung der Gehalte von K, U und Th im gesamten Messgebiet zeigt die Abbildung 1. Die zugehörigen statistischen Parameter sind in der Tabelle 2 aufgelistet. Die Einzelergebnisse für Kalium, eUran und eThorium können in einem weiteren Schritt mittels GIS-Abfrage mit den in geologischen Karten definierten lithologischen Einheiten verschnitten werden. Somit können die aus der Auswertung der Aero-Gammaspektroskopie ermittelten Werte den verschiedenen geologischen Formationen zugeordnet und statistisch bearbeitet werden. Dieser Auswertungsschritt wurde für das Messgebiet Ober-Grafendorf im Poster dargestellt.

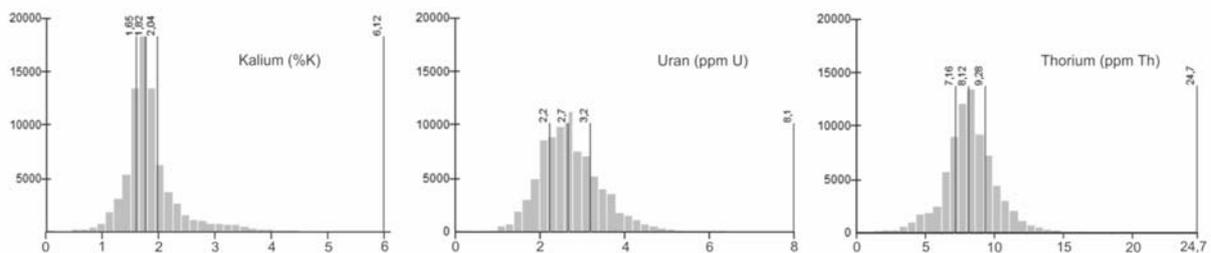


Abb. 1: Statistische Verteilung der radiometrisch ermittelten K-, eU- und eTh-Werte im Messgebiet Ober-Grafendorf, es sind zusätzlich jeweils der Median und die Quartilwerte Qu25 und Qu75 eingezeichnet.

	Kalium (% K)	Uran (ppm U)	Thorium (ppm Th)	Dosisleistung (nSv/h)
Minimum	0,03	0	0	0,85
1. Quartil	1,65	2,24	7,16	63,9
Median	1,82	2,68	8,12	70,6
Mittelwert	1,91	2,76	8,24	71,6
Standardabweichung	0,52	0,78	2,01	14,8
3. Quartil	2,04	3,22	9,28	79,5
Perzentil 90	2,66	3,79	10,7	91,4
Maximum	6,12	8,05	24,7	190

Tab. 2: Statistische Parameter der Verteilungen der Elemente Kalium, Uran und Thorium sowie der Dosisleistung im Messgebiet Ober-Grafendorf anhand der vorliegenden Neuauswertung.

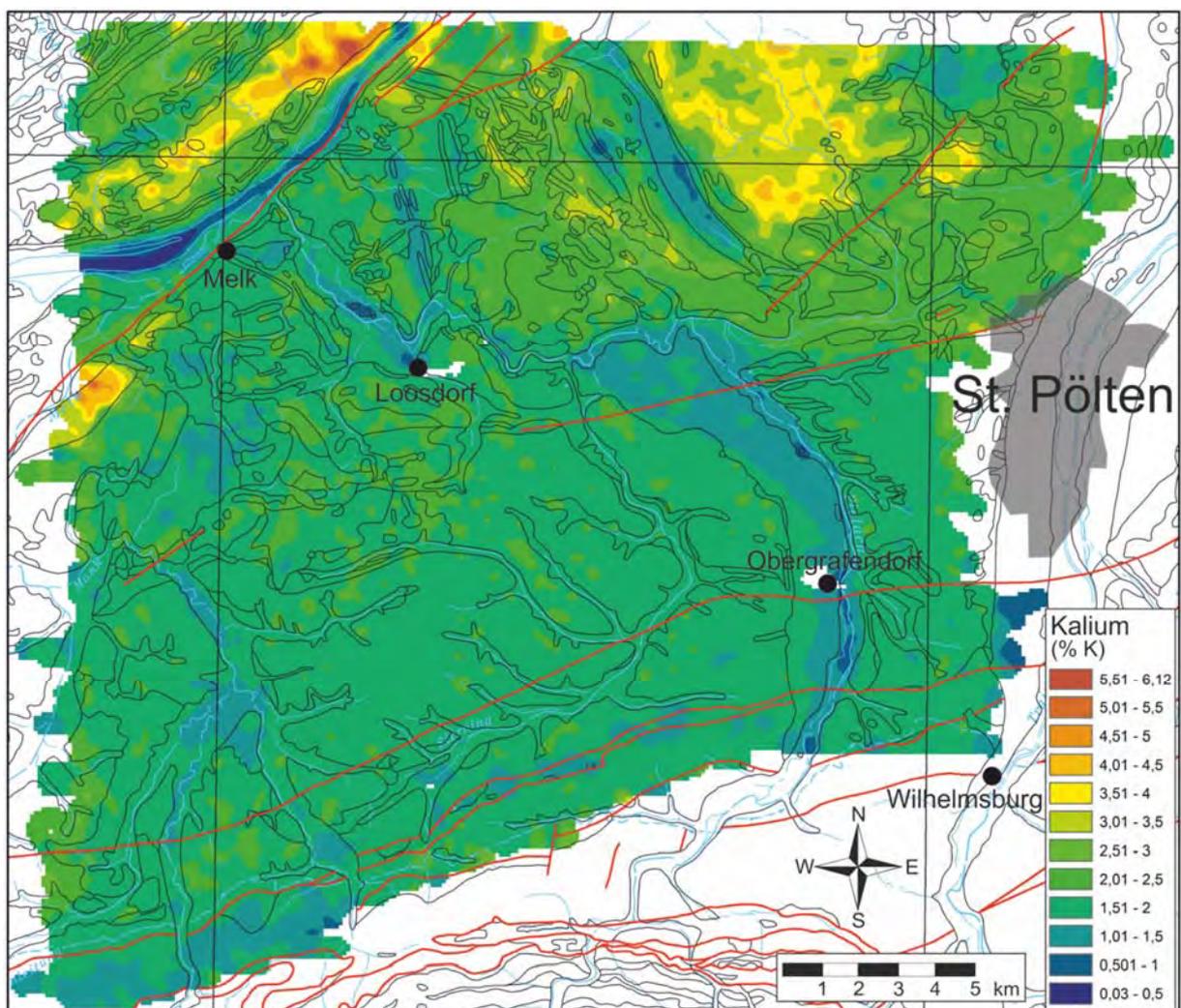


Abb. 2: Verteilung des Kaliums, die Skala ist in Schritte von 0,5 % K unterteilt. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Grenzen und die geologischen Strukturen bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002), einige wichtige Städte und Ortschaften sowie Bach- und Flussläufe.

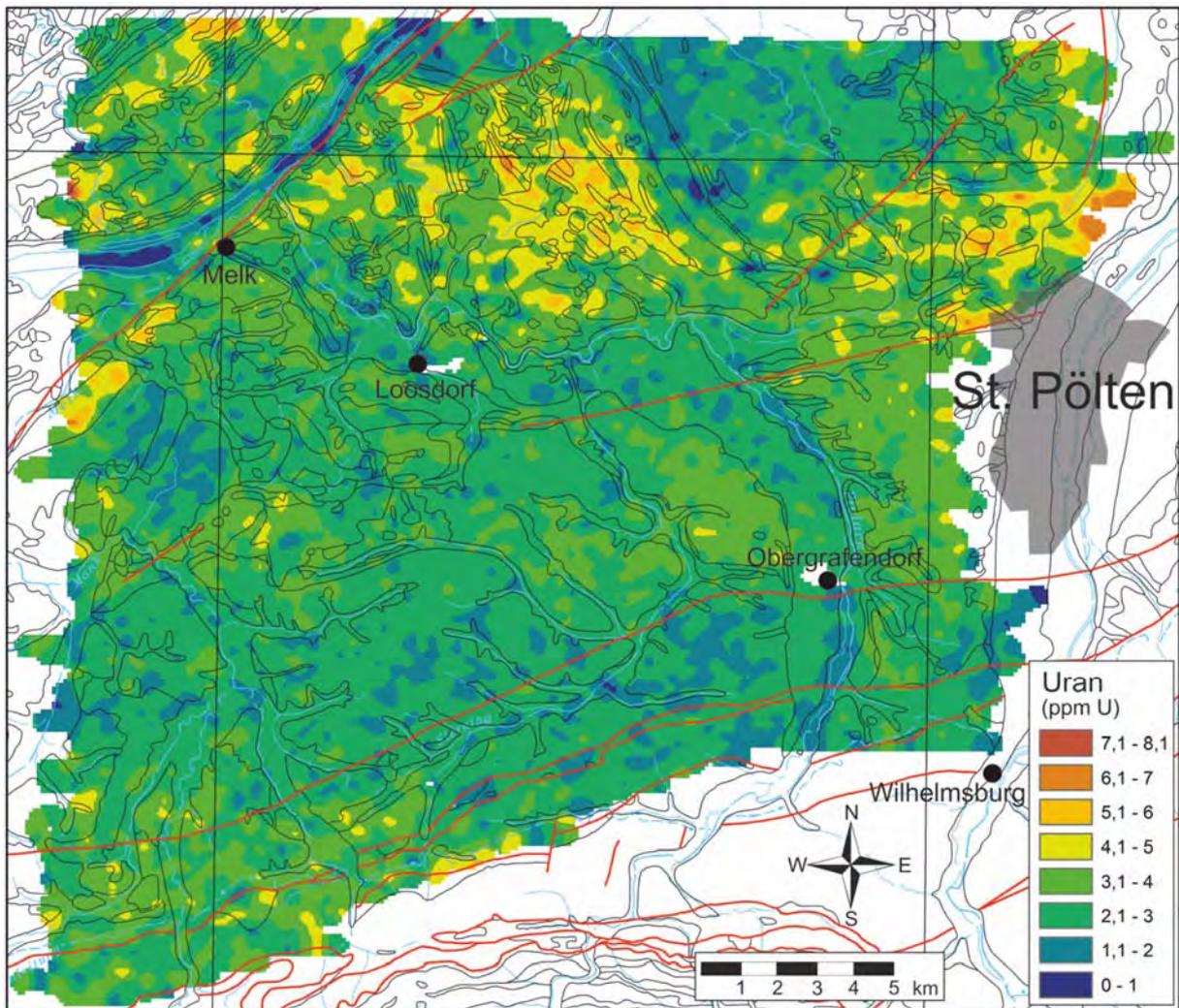


Abb. 3: Verteilung des eUran, die Skala ist in Abschnitte von 1 ppm U unterteilt. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Grenzen und die geologischen Strukturen bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002), einige wichtige Städte und Ortschaften, sowie Bach- und Flussläufe.

Die Ergebnisse sind als Karten der Kalium-, eUran- und eThorium-Verteilung sowie der ternären K-U-Th-Verteilung und der Dosisleistung dargestellt (Abbildungen 2 bis 7). Derzeit (Juni 2013) liegen leider noch keine Auswertungen bezüglich der einzelnen geologischen Formationen vor. Somit kann eine Zuordnung der Elementverteilungen nur überblicksmäßig erfolgen. Diese wird anhand der in der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 eingetragenen Grenzen der Geologischen Einheiten vorgenommen, in welche die Neuergebnisse der Kartierung im Bereich des Kartenblattes Ober-Grafendorf bereits weitgehend eingeflossen sind. Auffällig ist jedenfalls die weitgehend monotone Verteilung bei allen drei Elementen. Beim Kalium treten höhere Werte im Gföhler Gneis, im Granulit und im Zelkinger Granit auf. Niedrige Werte finden sich in Basiten und Ultrabasiten, sowie in den jungen Alluvionen jener Flüsse, deren Einzugsgebiet in die Nördlichen Kalkalpen zurückreicht. Die Alluvionen der Donau weisen aufgrund des höheren Anteils an Kristallinschutt etwas höhere Werte auf. Die Uranverteilung macht allgemein einen etwas inhomogeneren Eindruck. Höhere Werte treten

im Zelkinger Granit, im Bereich von Marmorzügen des Drosendorf-Deckensystems, in Syenitgneisen des Typs Wolfshof und in manchen Paragneisen des Gföhl-Deckensystems sowie daraus abgeleiteten lokalen Sedimenten auf. In Lössarealen sind die U-Werte bereichsweise leicht erhöht. Die U-Gehalte sind niedrig in Granulitaren, in Basiten und Ultrabasiten und in den Molassesedimenten. Die Thoriumgehalte sind hoch im Zelkinger Granit sowie etwas erhöht in manchen Lössgebieten und in manchen Paragneisen, die der Drosendorf-Einheit zugerechnet werden.

Niedrig sind sie in Basiten und Ultrabasiten, sowie in den kalkalpin beeinflussten Alluvionen, insbesondere jenen der Pielach. Aufgrund des Messprofilabstandes von 200 m und des Einflusskreises des Messsystems von etwa 100 m Durchmesser müsste die exakte Lage der einzelnen Anomalien im Detail durch bodenradiometrische Messungen verifiziert werden. Diese Notwendigkeit ergibt sich auch aus Unsicherheiten sowohl in der Lagegenauigkeit der geologischen Kartierung, wie auch in der exakten Positionsbestimmung der geophysikalischen Messpunkte.

Cäsium

Bei den hubschrauber-geophysikalischen Messungen der GBA wird routinemäßig auch das radiogene ^{137}Cs gemessen. Das heute in der Umwelt vorkommende ^{137}Cs (Halbwertszeit 30,17 Jahre) stammt überwiegend aus dem Reaktorunfall von Tschernobyl vom 26. April 1986. Da die Messwerte im gesamten Untersuchungsgebiet einheitlich sehr niedrig waren, wurde die Cs-Verteilung hier nicht separat dargestellt.

Ternäre Darstellung K-U-Th, binäre Darstellungen K-U, K-Th und U-Th

Die Verhältnisdarstellungen aller drei oder jeweils zweier Elemente bieten den Vorteil, dass etwaige lokal begrenzte Dämpfungseffekte, wie z.B. erhöhte Bodenfeuchte oder unterschiedliche Vegetation keine Rolle spielen, da diese Effekte für alle drei Elemente einen etwa gleich starken Einfluss haben. Dies gilt natürlich ebenso für den Fall der vergleichweisen Verstärkung der Strahlung gegenüber der Umgebung durch völlige Vegetationslosigkeit, z.B. in größeren Steinbrucharealen oder Kiesgruben.

Kalium ist in rot, Uran in grün und Thorium in blau eingetragen. Eine Zusatzinformation gibt die Helligkeit des Farbtones. Je heller der Farbton ist, desto höher, je dunkler, desto niedriger sind die Elementgehalte. Bei Annäherung an schwarz sind beide oder alle drei Elemente in nur geringen Mengen vorhanden. Angaben über die rechnerischen Verhältnisswerte sind aus dieser Darstellung aber nicht ableitbar.

Gesteinsspezifische, lokale, regionale und gesamteuropäische Vergleichswerte

Charakteristische Werte der Gehalte radioaktiver Elemente verschiedener Gesteinstypen, die im Untersuchungsgebiet auftreten, sind in der Tabelle 3 als Vergleichswerte aufgelistet.

Durchschnittswert für:	Kalium (%)	Uran (ppm)	Thorium (ppm)
Magmatite			
Granit ^(a) ^(c) ⁽ⁱ⁾ , Granit/Rhyolit ^(b) , (low-Ca) Granit ^(d) , granitische Gesteine ^(h)	3,4-4,2	3,0-7,0	15,0-40,0
Granodiorit ^(a) ^(c) , Granodiorit/Dazit ^(b)	2,3-2,6	2,1-2,3	8,3-9,0
saure Magmatite ^(g)	3,2	3,5	12,6
intermediäre Magmatite ^(g)	2,8	1,5	3,9
basische Magmatite ^(g)	0,6	0,8	1,9
Diorit ^(a) , Diorit, Qu-Diorit/Andesit ^(b)	1,1-1,8	1,7-2,4	6,0-8,0
Gabbro ^(h) , Gabbro, Diabas ^(a) , Gabbro/Basalt ^(b)	0,4-0,7	0,5-0,84	1,69-3,8
Dunit, Pyroxenit ^(a) , Peridotit ^(b) , Dunit ^(b) , Ultramafitite ^(d) ^(h) , Ultrabasite ^(g)	0,0009-0,15	0,0001-0,5	0,004-0,4
Metamorphite			
Amphibolit ^(a)	0,6-0,8	0,7-1,0	1,8-4,0
Marmor ^(a)	0,2	1,1	2,2
Kristalliner Schiefer ^(a)	3,1	2,6	10
granitische Gneise ^(h)	-	3,5	12,9
Granulite ^(h)	-	1,6	7,2
Sedimentgesteine			
Sandstein ^(a) ^(c) ^(d) ^(g) ^(h) ⁽ⁱ⁾	1,07-1,48	0,45-1,7	1,7-10,4
schiefrige Sandsteine ⁽ⁱ⁾	2,7	3,7	12
Quarzit ^(b)	0,9	0,6	1,8
Arkose ^(b) ⁽ⁱ⁾	2-3	1-2	2-5
Grauwacke ^(b)	1,3	2,0	7,0
rezenter Strandsand ⁽ⁱ⁾	< 1	3	6
Argillit, Ton, Tonschiefer ^(a) , Tone ^(f) , Tonsteine ^(g)	2,7-3,0	3,7-4,3	11,5-13,6
Tonschiefer ^(c) , Tonschiefer (shale) ^(d) ^(h) , Tonschiefer und Siltstein ^(b)	2,66-2,7	3,2-3,7	11,7-12,0
Schwarzschiefer ^(b)	2,6	20,2	10,9
Kalkstein ^(a) , Kalk ^(b) , Kalke ^(f)	0,1-0,3	1,5-2,0	0,5-1,8
Karbonatgestein ^(c) ^(d) ^(h) ⁽ⁱ⁾ , Carbonate ^(g)	0,27-0,31	1,8-2,2	1,1-2
Dolomit ^(a) ^(b)	0,4-0,7	1,0-3,7	0,8-2,8
Böden			
(illitischer) Boden ^(c)	1,4	1,0	13,0
Böden ^(g)	1,68	3,2	10,3
Boden ⁽ⁱ⁾	1,5	1,8	9
obere kontinentale Kruste ^(e)	2,8	2,8	10,7

Tab. 3: Charakteristische Gehalte radioaktiver Elemente in verschiedenen Gesteinstypen nach SCHÖN (1983) ^(a), RYBACH, (1988) ^(b), THALMANN et al. (1989) ^(c), TUREKIAN (1972) ^(d) (nach VAN SCHMUS, 1995), TAYLOR & McLENNAN (1985) ^(e) (nach VAN SCHMUS, 1995), D'ARNAUD GERKENS (1989) ^(f), KEMSKI et al. (1996) ^(g), WEDEPOHL (1974) ^(h) (nach FAURE, 1986), EISENBUD & GESELL (1997) ⁽ⁱ⁾.

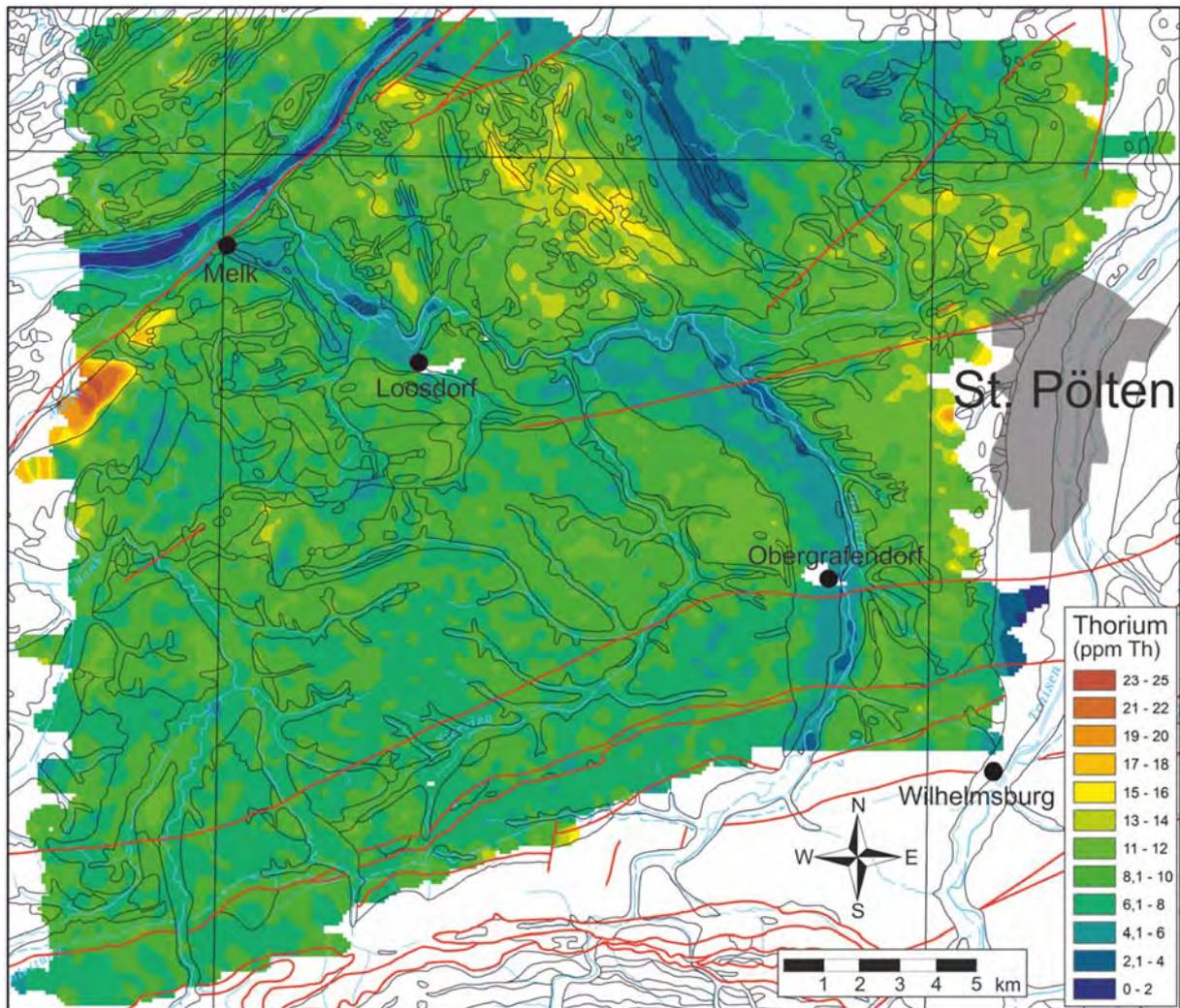


Abb. 4: Verteilung des eThorium, die Skala ist in Abschnitte von 2 ppm Th unterteilt. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Grenzen und die geologischen Strukturen bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002), die wichtigsten Städte und Ortschaften sowie Bach- und Flussläufe.

Im Folgenden sind zum Vergleich chemische Analysen an Gesteinsproben angeführt. Die in der Literatur zumeist als % K_2O angegebenen Werte sind in % K umgerechnet. In den Granuliten werden von SCHARBERT et al. (1976) durchschnittlich sehr niedrige Gehalte für Kalium (3,56 % K), Thorium (< 3 ppm Th) und Uran (< 0,4 ppm U) festgestellt. Es werden dabei auch die, im Vergleich zum mineralogisch ähnlich zusammengesetzten Gföhler Gneis, geringeren Kaliumgehalte betont. In der Arbeit von VELLMER (1992) werden die Granulite detailliert nach ihrem geochemisch unterschiedlichen Ausgangsmaterial eingeteilt: dioritische Granulite ($1,0 \pm 0,4$ % K, $1,6 \pm 0,4$ ppm Th, $0,5 \pm 0,1$ ppm U), tonalitische Granulite ($1,0 \pm 0,2$ % K, $1,5 \pm 2,5$ ppm Th, $0,3 \pm 0,2$ ppm U), granodioritische Granulite ($2,9 \pm 0,3$ % K, $2,7 \pm 1,2$ ppm Th, $0,4 \pm 0,2$ ppm U) und granitische Granulite ($4,1 \pm 0,4$ % K, $2,2 \pm 1,7$ ppm Th, $0,5 \pm 0,5$ ppm U). Für die Gföhler Gneise gibt VELLMER (1992) Werte von $4,23 \pm 0,25$ % K, $11,0 \pm 1,9$ ppm Th und $1,6 \pm 0,3$ ppm U an. Der Zelkinger Granit wird aufgrund seiner Mineralogie und Geochemie allgemein zur Serie des Weinsberger Granits gezählt. Für den Weinsberger Granit werden typische Kaliumgehalte von 4,5 bis 5,0 % K

angegeben (KURAT, 1965). Die umfangreiche Untersuchung von VELLMER & WEDEPOHL (1994) ergibt Durchschnittswerte von $4,56 \pm 0,25$ % K, 32 ± 8 ppm Th und $5,1 \pm 2,1$ ppm U, die Schwankungsbereiche sind 4,1 bis 4,7 % K, 22 bis 48 ppm Th und 3 bis 9 ppm U (VELLMER, 1992). Für Paragneise der Böhmisches Masse werden Kaliumgehalte von 1,40 bis 3,92 % K (Mittelwert $2,65 \pm 0,9$, ZAYDAN & SCHARBERT, 1983), bzw. 0,82 bis 5,28 % K (Mittelwert $2,12 \pm 1,53$, EL-DALEK, 1998) angegeben. Aus grafitführenden Paragneisen sind Urangelhalte von 3 bis 4 ppm bekannt (SCHRAUDER, 1991). Speziell mit grafitischen Gesteinen befasste sich die Arbeit von SCHRAUDER (1991). In Grafitgneisen wurden Kaliumgehalte von 0,45 bis 4,90 % K (Mittelwert $1,61 \pm 1,26$) und Urangelhalte von 1,6 bis 30 ppm U (Mittelwert $7,3 \pm 7,5$) festgestellt. Die Gehalte in grafitführenden Kalksilikatgesteinen sind 0,11 bis 1,23 % K ($0,58 \pm 0,42$) und 1,1 bis 7,5 ppm U ($4,9 \pm 2,0$), die Gehalte in Marmoren 0,01 bis 0,20 % K (Mittelwert $0,06 \pm 0,07$) und 0,7 bis < 4 ppm U. In Biotit-Plagioklasgneisen (Paragneise) wurden Urangelhalte von 3 bis 4 ppm gemessen.

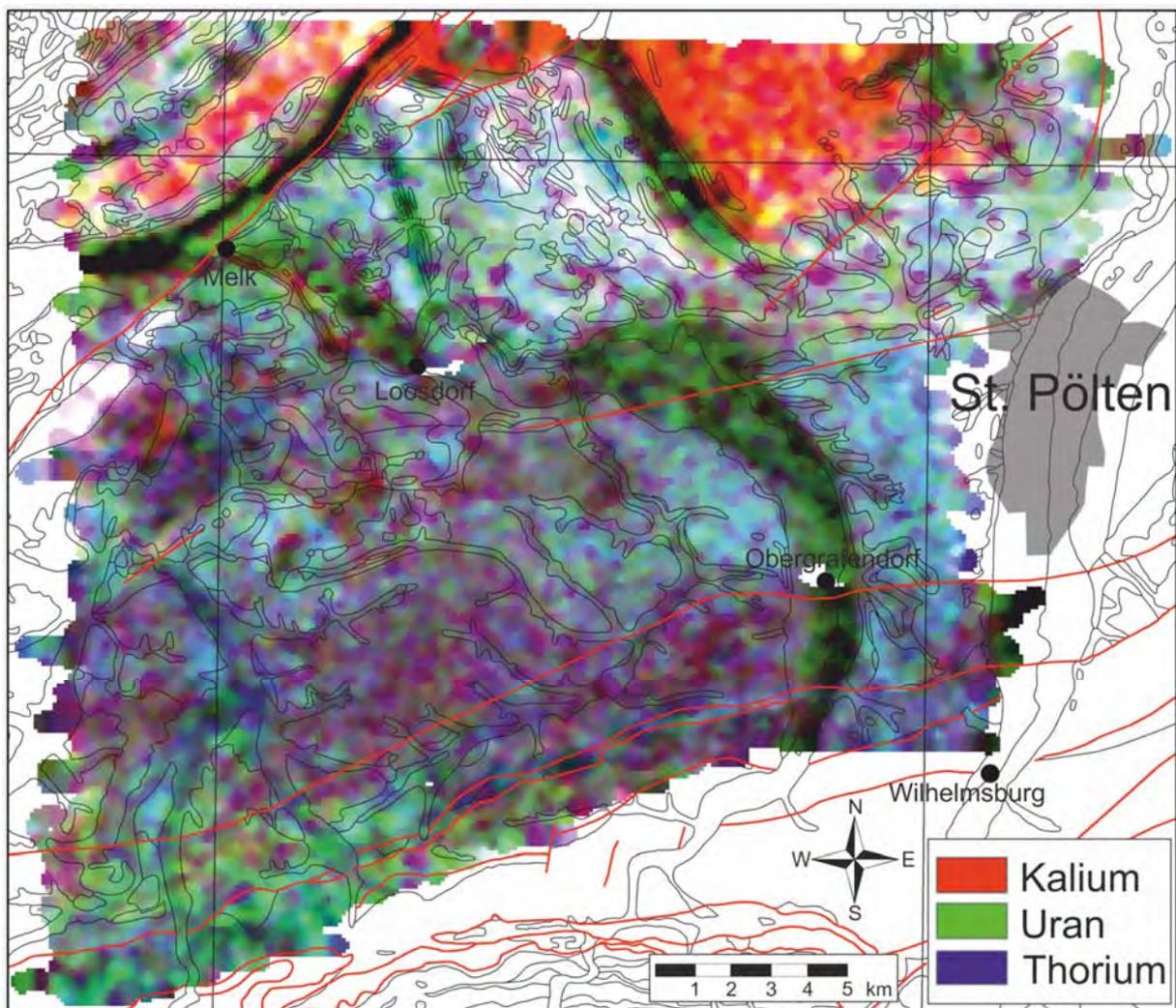


Abb. 5: Ternäre Verteilung von Kalium, eUran und eThorium, die Skalierung ist im Text erläutert. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Grenzen und die geologischen Strukturen bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) und die wichtigsten Städte und Ortschaften.

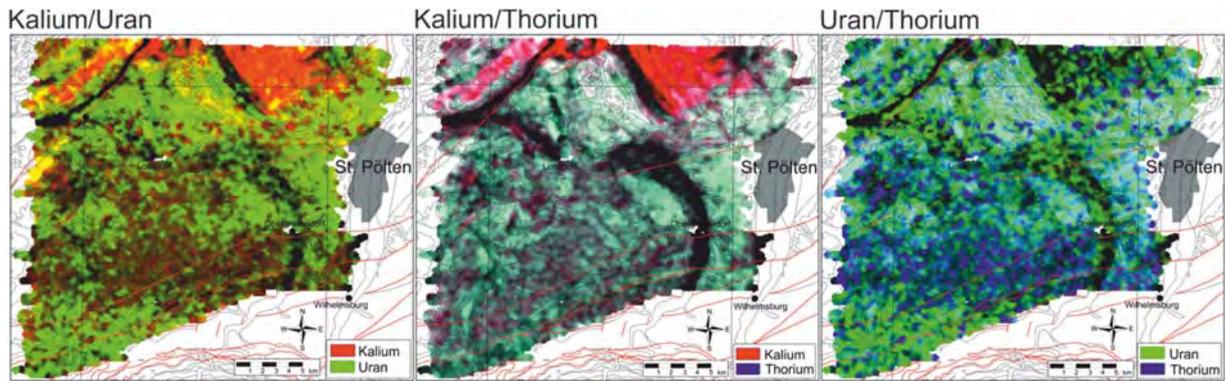


Abb. 6: Binäre Verteilungen von Kalium, eUran und eThorium, die Skalierung ist im Text erläutert. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Grenzen und die geologischen Strukturen, bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) und die wichtigsten Städte und Ortschaften.

Für den Bereich der Sedimentgesteine der Molasse- und der Flyschzone liegen geochemische Analysen von Kalium, Thorium und Uran an Bachsedimentproben vor (AUGUSTIN-GYURITS & KRÁLIK, 1994). Es wurden dabei jeweils Proben eines aktiven sandig-siltigen Bachsediments über eine Strecke von 100 m als Sammelprobe genommen. Analysiert wurde die Siebfraction $< 0,18$ mm. Im Bereich des Hubschraubermessgebiets Ober-Grafendorf ergaben sich folgende Werte: Kalium 0,84 bis 3,15 % K (Mittelwert 1,46, Median 1,37 % K), Uran 0,5 bis 8 ppm U (Mittelwert 2,5, Median 3,0 ppm U), Thorium 5 bis 21 ppm Th (Mittelwert 11,3, Median 11,0 ppm Th). Die Tabelle 3 gibt eine Übersicht über die gesamteuropäischen Durchschnittswerte der Gehalte von K_2O , U und Th in Böden, Bach- und Flusssedimenten sowie in Wässern. Die Werte sind dem „Geochemical Atlas of Europe“ (DE VOS et al., 2006) entnommen. In der jeweils letzten Zeile der Tabelle 4 sind die Werte aus dem Messgebiet Ober-Grafendorf eingetragen, die allerdings nicht differenziert sind, sondern das gesamte gemessene Wertespektrum umfassen. Das Kalium ist in dieser Tabelle in % K_2O angegeben (Umrechnungsfaktoren: % K_2O = % K \cdot 1,20462, % K = % K_2O \cdot 0,88013). Im Vergleich mit dem Geochemischen Atlas von Europa weisen die gammastrahlungsmessungsmessenen Werte im Messgebiet Ober-Grafendorf keinerlei Auffälligkeiten auf. Lediglich bei den Maximalwerten gibt es deutliche Abweichungen, was aber durch die unterschiedlichen untersuchten Medien und die unterschiedlichen Analysemethoden bedingt ist.

Im gesamteuropäischen Vergleich sind keine Auffälligkeiten festzustellen. Da bisher noch keine statistische Auswertung der Gammastrahlen-Spektrometrie in Hinblick auf die kartierten lithologischen Einheiten erfolgte, kann nicht auf spezifische Einzelheiten eingegangen werden.

Inwieweit sich die Düngung in landwirtschaftlich intensiv genutzten Gebieten auf die Messergebnisse der Radiometrie auswirkt (mögliche Beeinflussung des Kaliums durch Kalidünger und des Urans durch Phosphatdünger) ist für die österreichischen Verhältnisse noch nicht erforscht.

Material	Einheit	Min	Median	Mean	σ	Percentile 90	Max
Kalium (% K ₂ O)							
Oberboden	% K ₂ O	< 0,01	2,02	2,13	1,02	3,43	6,05
Unterboden	% K ₂ O	0,026	1,92	2,02	0,954	3,25	6,13
Wasser	µg/l	< 0,01	1,60	3,07	7,35	6,83	182
Bachsediment	% K ₂ O	0,05	2,01	2,08	0,865	3,21	5,79
Überflutungssed.	% K ₂ O	0,11	2,00	2,06	0,877	3,20	5,10
Ober-Grafendorf	% K ₂ O	0,04	2,19	2,30	0,63	3,20	7,37
Uran (ppm U)							
Oberboden	ppm U	< 0,1	2,03	2,45	2,34	3,94	30,3
Unterboden	ppm U	0,21	2,00	2,36	2,35	3,76	53,2
Wasser	µg/l	< 0,002	0,32	0,889	1,69	2,43	21,4
Bachsediment	ppm U	< 1,0	2,00	3,73	6,52	7,00	98,0
Überflutungssed.	ppm U	< 1,0	2,00	2,10	3,80	4,00	89,0
Ober-Grafendorf	ppm U	0	2,68	2,76	0,78	3,79	8,05
Thorium (ppm Th)							
Oberboden	ppm Th	0,16	7,63	8,7	6,29	14,4	71,7
Unterboden	ppm Th	0,3	7,24	8,24	6,15	14,2	75,9
Wasser	µg/l	< 0,002	0,009	0,025	0,039	0,066	0,37
Bachsediment	ppm Th	< 1,0	10,0	13,9	20,5	20,0	253
Überflutungssed.	ppm Th	< 1,0	8	8,5	4,7	14	38
Ober-Grafendorf	ppm Th	0	8,12	8,24	2,01	10,7	24,7

Tab. 4: Übersicht über die gesamteuropäischen Durchschnittswerte der Gehalte von K₂O, U und Th in Böden, Bach- und Überflutungssedimenten sowie in Gewässern (DE VOS et al., 2006). In der jeweils letzten Zeile sind die entsprechenden Werte der Aeroradiometrie aus dem Messgebiet Ober-Grafendorf eingetragen. Die Probendichte für die Erstellung des „Geochemical Atlas of Europe“ war im Durchschnitt ein Probenpunkt pro 4.700 km² (SALMINEN et al., 2005), wobei die Punkte mittels eines komplexen statistischen Verfahrens ausgewählt wurden. In Österreich lagen insgesamt nur 20 Probenpunkte (SALMINEN et al., 2005).

Dosisleistung

Die Dosisleistung wird aus den Aeroradiometriedaten als die gewichtete Summe der Gehalte von Kalium, Uran und Thorium errechnet. Die berechnete Dosisleistung ist ein Richtwert für die lokale und regionale natürliche Strahlungsbelastung (Strahlenschutz), wo sie die pro Zeiteinheit aufgenommene fiktive Strahlendosis angibt. Vor allem im Bereich Variszischer Granite kann diese lokal recht hoch sein. Im gesamten Untersuchungsgebiet sind die Werte allerdings recht niedrig, es liegen 90 % der Werte zwischen 51 und 102 nSv/Stunde, der Median bei 71 und der Maximalwert bei 190 nSv/Stunde.

Laut der Homepage der AGES (Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit) beträgt die durchschnittliche äußerliche Strahlenexposition (ohne Inhalation und Ingestion) der österreichischen Bevölkerung 1 mSv/Jahr = 114 nSv/Stunde.

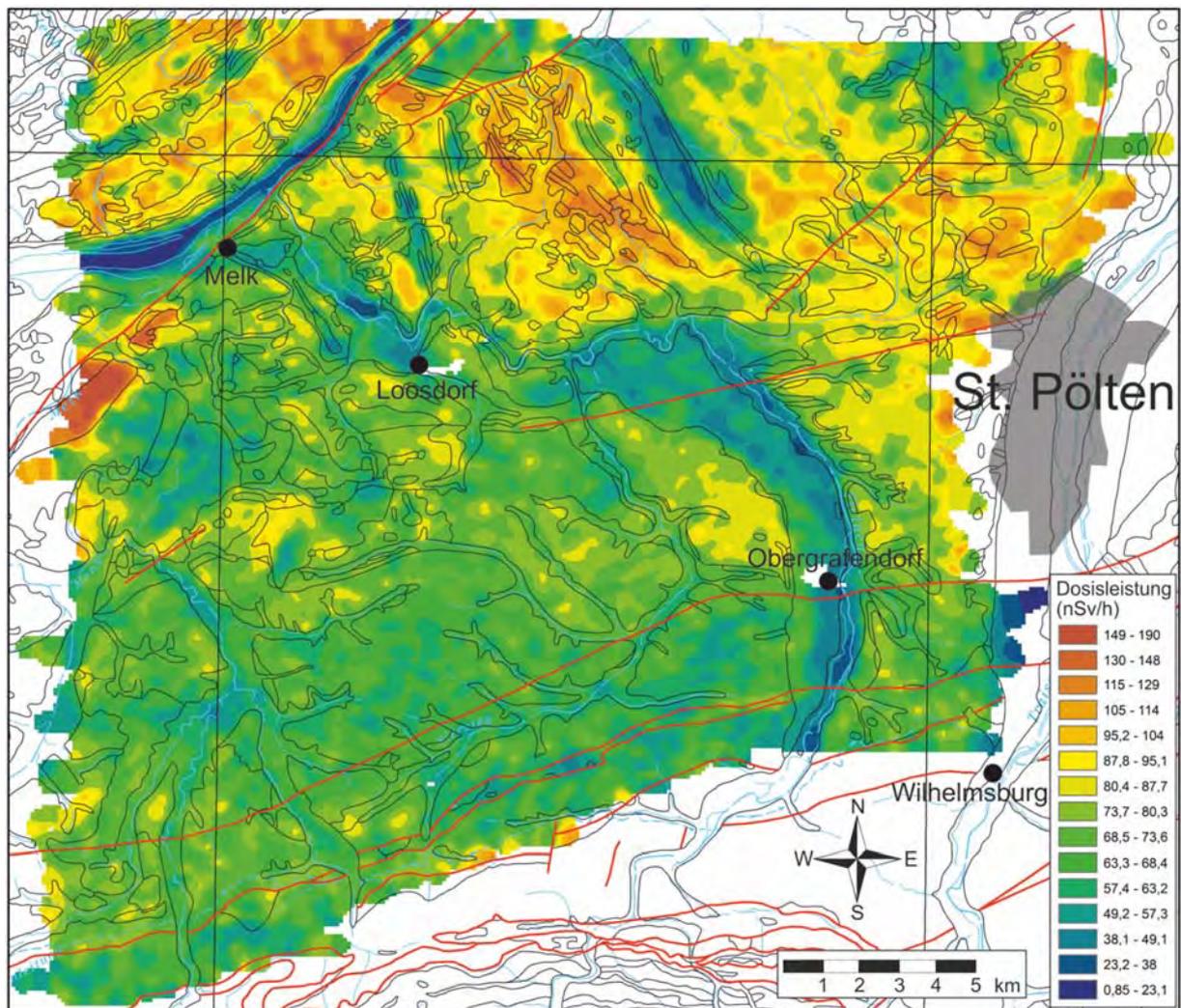


Abb. 7: Verteilung der Dosisleistung, die Skala ist durch Natural Breaks (Jenks-Caspall-Algorithmus aus der Standardsoftware von ArcMap10) in 15 Abschnitte unterteilt. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Grenzen und die geologischen Strukturen bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002), die wichtigsten Städte und Ortschaften sowie Bach- und Flussläufe.

Magnetik

Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität $[K]$ (Kappa) ist eine der grundlegenden physikalischen Gesteinseigenschaften, deren Kenntnis für die Interpretation magnetischer Messungen benötigt wird. Die magnetische Suszeptibilität eines Gesteinskörpers stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch dieses Magnetfeld induzierten Magnetisierung des Gesteins dar und kann somit als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden. Im SI System ist K ein dimensionsloser Parameter. Stark ferri-magnetische Minerale besitzen sehr hohe magnetische Suszeptibilitäten, vor allem Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies). Die magnetische Suszeptibilität eines Gesteins hängt im Wesent-

lichen vom Gehalt des Gesteins an ferrimagnetischen Mineralien ab. Typische Werte der magnetischen Suszeptibilität für verschiedene Gesteinstypen werden u.a. von MILITZER & SCHEIBE (1981) und von SCHÖN (1983) angegeben. Ganz allgemein kann gesagt werden, dass erhöhte K-Werte zumeist in metamorphen basischen und ultrabasischen Gesteinen, insbesondere in Serpentiniten sowie in Magnetit- und Pyrrhotinmineralisationen auftreten. Die magnetischen Suszeptibilitäten der Gesteine der Böhmisches Masse wurden recht detailliert bearbeitet (HÖSCH & STEINHAUSER, 1985; STEINHAUSER et al., 1988a, b; MEURERS et al., 1990; JILG, 1992; LENZ, 1992; LENZ et al., 1996; GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997). Für die übrigen geologischen Einheiten des Untersuchungsgebiets liegen hingegen nur die von ZYCH (1985) publizierten Mittelwerte vor (Tab. 5). Die Untersuchungen von HÖSCH & STEINHAUSER (1985) sind für die im Untersuchungsgebiet auftretenden Gesteine der östlichen Böhmisches Masse weitgehend repräsentativ (Abbildung 8).

geologische Einheit	magnetische Suszeptibilität
Kristallin (Molasseuntergrund)	$0,5 \times 10^{-3}$ (SI)
Molasse	$0,06 \times 10^{-3}$ (SI)
Flysch	$0,07 \times 10^{-3}$ (SI)
kalkalpine Decken	$0,02 \times 10^{-3}$ (SI)

Tab. 5: Mittelwerte der magnetischen Suszeptibilitäten der großtektonischen Einheiten, diese sind anhand von mehr als 2000 gemessenen Gesteinsproben errechnet worden (ZYCH, 1985). Die angegebenen Werte sind von cgs- in SI-Einheiten umgerechnet.

Die höchsten magnetischen Suszeptibilitäten weisen basische und ultrabasische Metamorphite (Serpentinite, Hornblendeschiefer, Grünschiefer und z.T. auch Amphibolite) auf. Die magnetische Suszeptibilität ultrabasischer Gesteine variiert je nach dem Grad der retrograden Umwandlung z.T. sehr stark.

Frische Ultrabasite weisen vergleichsweise geringe Werte auf, mit zunehmender Serpentinisierung erhöht sich die magnetische Suszeptibilität, sie ist in Serpentiniten nicht selten um zwei Zehnerpotenzen höher als in den übrigen Gesteinen. Amphibolite wiederum zeichnen sich manchmal durch extreme Schwankungsbreiten der magnetischen Suszeptibilität aus, die sich zwischen sehr niedrig und sehr hoch bewegen kann.

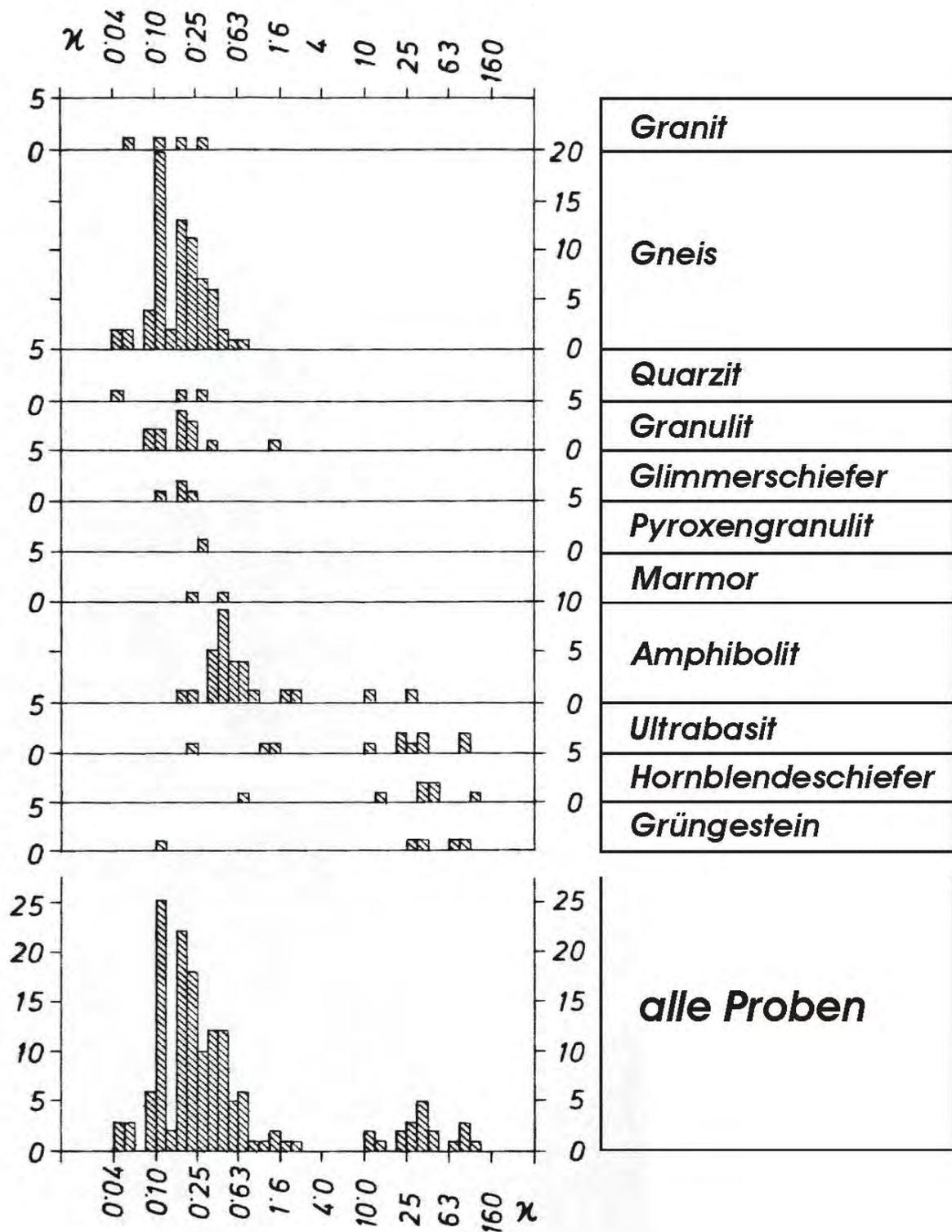


Abb. 8: Magnetische Suszeptibilitätswerte von Gesteinen der östlichen Böhmisches Masse Niederösterreichs (HÖSCH & STEINHAUSER, 1985), leicht verändert und z.T. korrigiert.

Feldfortsetzung

Mittels Feldfortsetzung erfolgt eine Transformation der gemessenen Anomalie auf ein Niveau, das sowohl unter wie auch (wie im vorliegenden Fall) über der Messebene liegen kann. Voraussetzung des Verfahrens ist Quellenfreiheit zwischen Mess- und Fortsetzungsebene. Durch

die Feldfortsetzung nach oben entsteht eine Darstellung, in der weiträumige Störkörper bzw. solche in größerer Tiefe hervortreten. Sie widerspiegeln letztlich ein potenzialtheoretisch fundiertes Regionalfeld (BLAUMOSER, 1992a).

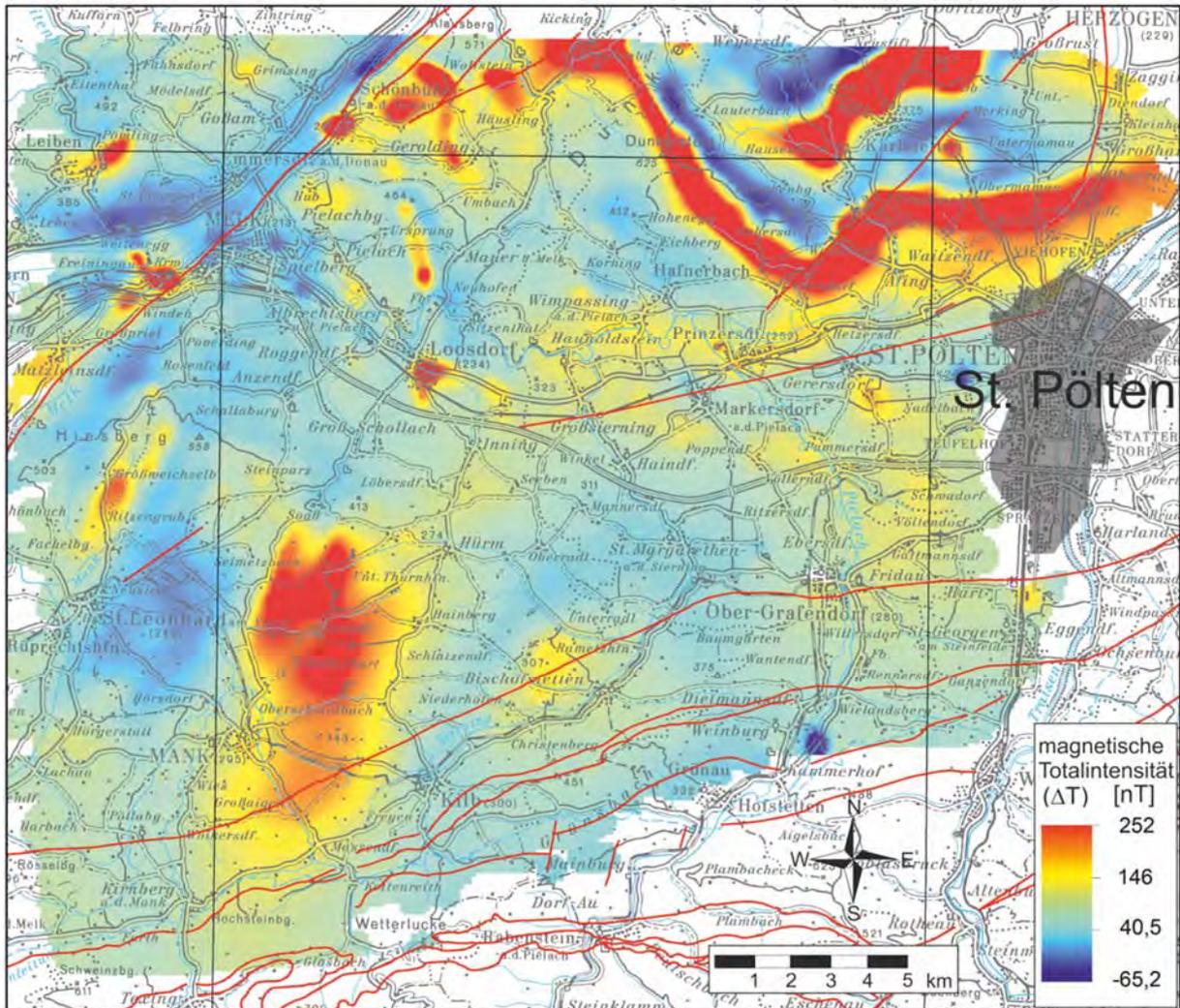


Abb. 9: Isanomalien der magnetischen Totalintensität (ΔT), topografisch (mit konstantem Abstand zur Geländeoberfläche) gemessen. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Strukturen bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) sowie die Straßen, Städte und Ortschaften, Bach- und Flussläufe entsprechend der ÖK 200.

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. 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 der Anomalie im Allgemeinen direkt

über dem Zentrum des Störkörpers zu liegen. Liegt keine remanente Magnetisierung vor, verschwindet auch das im N vorgelagerte Minimum (BLAUMOSER, 1992b). Falls der Störkörper allerdings eine remanente Magnetisierung besitzt, die in Deklination und Inklination vom Hauptfeld abweicht, trifft dies nicht mehr zu. Abbildung 9 zeigt die Messergebnisse der zur Geländeoberfläche annähernd parallelen (topografischen) Befliegung. Die theoretische Flughöhe des Sensors beträgt 50 m über Grund, was aber in der Praxis nicht exakt einhaltbar ist. Daher muss die aus der Flugtopografie errechnete Fläche, auf die die Werte in Abbildung 9 bezogen sind, festgelegt werden (IVAN, 1994; MEURERS & AHL, 2006). Es handelt sich um eine unebene Fläche entsprechend der Flugtopografie, auf welche die Feldfortsetzung als Basis bezogen ist. Durch diese Berechnung, welche die Fortsetzung des Magnetfeldes in größerer Höhe abbildet, klingen die eher schwachen Signale kleinräumiger, meist durch oberflächennahe Störkörper hervorgerufener Anomalien schneller ab als andere. In der Darstellung treten somit in größerer Tiefe liegende Störkörper, die aufgrund der größeren Entfernung zum Sensor ein schwächeres Signal liefern, relativ deutlicher hervor, was letztlich eine gute Annäherung an das Regionalfeld widerspiegelt.

Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität

Die Anomalie der magnetischen Totalintensität (ΔT) wird als magnetische Flussdichte bzw. magnetische Induktion in Nano-Tesla [nT] angegeben. Der Messprofilabstand beträgt für die vorliegenden Untersuchungen etwa 200 m, der Messpunktabstand entlang der Profile ist etwa 3 m. Gemessen wird bei der hier angewendeten Methode die Totalintensität des Erdmagnetfeldes, dargestellt wird jedoch die Anomalie des Magnetfelds, d.h. die Differenz zwischen gemessener Totalintensität und dem globalen Erdmagnetfeld, welches durch das „Internationale geomagnetische Referenzfeld“ (IGRF) definiert ist. Magnetische Anomalien sind somit die Feldabweichungen vom globalen Erdmagnetfeld. Sie haben ihren Ursprung in der oberen Erdkruste. Die ferrimagnetischen Minerale verlieren bei Überschreitung der mineralspezifischen „Curie-Temperatur“ (T_c) ihre magnetischen Eigenschaften. Die Curie-Temperatur liegt für Magnetit i.A. bei etwa 570 bis 590° C, sinkt aber bei höheren Titan-Gehalten deutlich (SCHÖN, 1983; SOFFEL, 1991). Die T_c von Maghemit liegt zwischen 580 und 675° C (SCHÖN, 1983; SOFFEL, 1991), die des Pyrrhotin bei 300 bis 325° C (SCHÖN, 1983; LAWISZUS, 2000). Zur Abschätzung der Tiefenlage der T_c muss der regionale geothermische Gradient bekannt sein. Der geothermische Gradient ist hier nach CĚRMÁK (1989) und CĚRMÁK et al. (1992) abgeschätzt, wobei für das Moldanubikum ein Wärmefluss von etwa 90 mW/m² angegeben ist. Die „Curie-Temperatur“ ist somit im Untersuchungsgebiet (Kristallin der Böhmisches Masse, anstehend und im Molasseuntergrund) für Pyrrhotin in Tiefen von 12 bis 15 km, für Magnetit und Maghemit in Tiefen von > 20 km zu erwarten. Eine Karte der Isanomalien der magnetischen Totalintensität des Hubschraubermessgebietes Ober-Grafendorf ist in den Abbildungen 9 und 10 dargestellt.

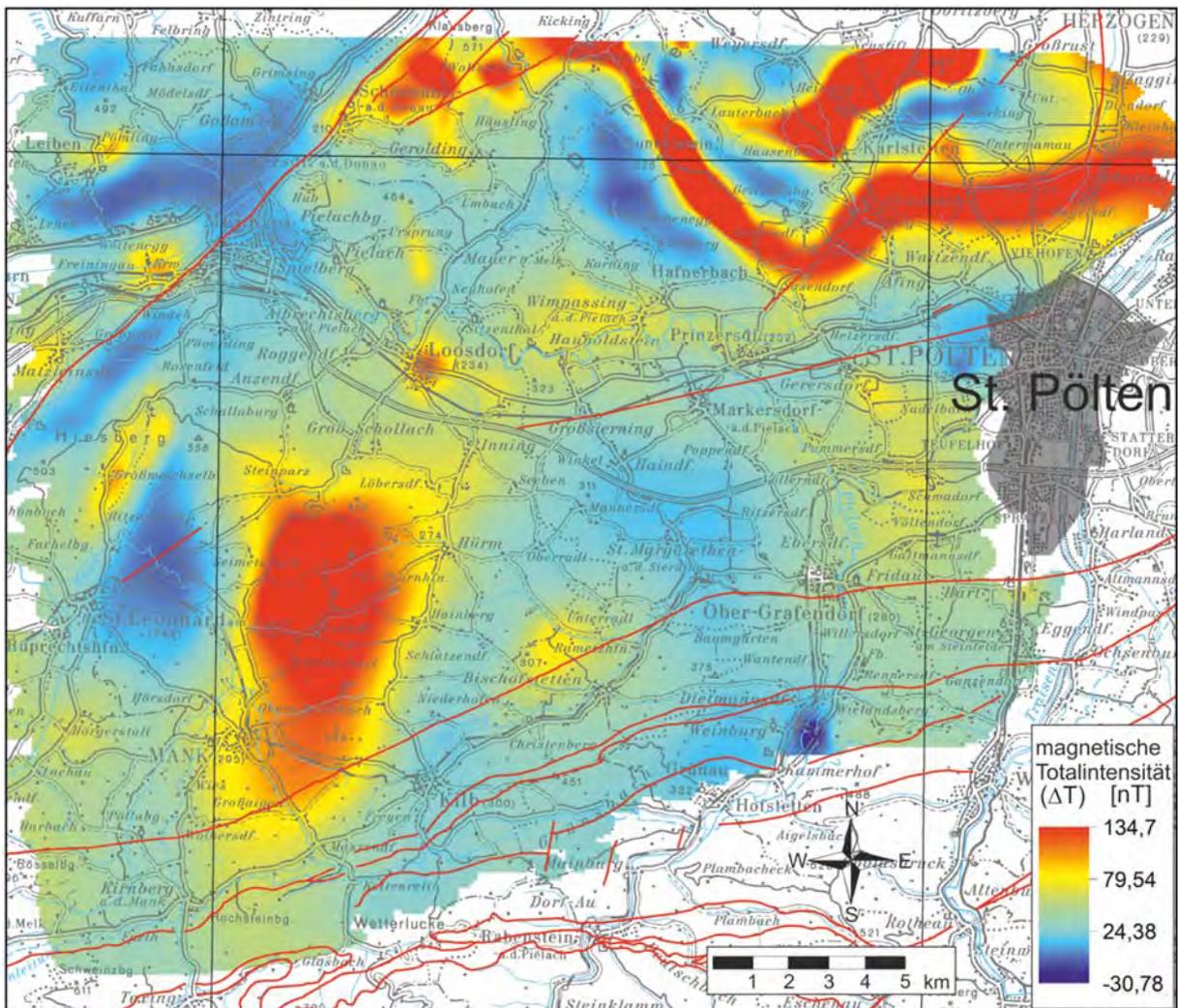


Abb. 10: Isanomalien der magnetischen Totalintensität (ΔT), feldfortgesetzt auf 800 m und polreduziert. Weiters eingetragen sind die Kartenblattgrenzen der ÖK 50, die geologischen Strukturen bzw. Deckengrenzen der geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) sowie die Straßen, Städte und Ortschaften, Bach- und Flussläufe entsprechend der ÖK 200.

Strukturelle Interpretation der magnetischen Anomalien

Die hier auftretenden magnetischen Anomalien werden fast ausschließlich durch Störkörper innerhalb des Kristallins der Böhmisches Masse verursacht. Die mesozoischen und jüngeren Sedimentgesteine kommen aufgrund ihrer geringen magnetischen Suszeptibilität (ZYCH, 1985, siehe Tab. 5) nicht als mögliche magnetische Störkörper in Betracht, abgesehen von den als wahrscheinliche penninische Ophiolithrelikte gedeuteten Serpentiniten und verwandten Gesteinen in der Flyschzone.

Das Kristallin in Form der Moldanubischen Decken und einer kleinen Einschaltung des Süd-böhmischen Plutons in Form des Zelkinger Granits steht im NW und N des Messgebiets an der Oberfläche an. Gegen S wird es von Sedimenten der Molasse mit zunehmender Mächtigkeit, und am S-Rand zusätzlich von den Rhenodanubischen Flyschdecken überlagert. Der kristalline Untergrund der Molasse liegt am Südrand des Messgebiets in 1.200 bis 1.400 m

Tiefe (KRÖLL et al., 2001; KRÖLL & WESSELY, 2001). Im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebiets sind die Serpentin- und Amphibolitzüge des Dunkelsteinerwaldes als mehr oder weniger zusammenhängende hochmagnetisierte Zonen erkennbar. Es ist auch der weitere Verlauf dieser Gesteinszüge unter der „Tertiär“- und Quartärbedeckung des Gebietes um Watzelsdorf – Neidling – Flinsbach nachvollziehbar, wie auch das Schichtstreichen und die Gesteinstypen in den kleinen Kristallinauftragungen bei Pultendorf, im Fuchsenwald und am Kalbling (N Waitzendorf) (SEIBERL et al., 2003). Diese Struktur kann als eine Art Schlingentektonik bezeichnet werden.

Pyroxenamphibolite als südwestliche Grenzzone der Granulitmasse des Dunkelsteinerwaldes erreichen eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern und sind von der Granulitmasse durch eine etwa 100 m breite Ultrabasitzone getrennt (MATURA, 1984).

Modellrechnungen für den Bereich des Dunkelsteinerwaldes, der direkt nördlich an das Untersuchungsgebiet anschließt, ergaben mehrere zumeist E-W streichende steilstehende Störkörper, die in Zusammenhang mit an der Oberfläche anstehenden Serpentin- und Ultrabasilins stehen, in etwa 200 bis 500 m Tiefe ihre größte Ausdehnung erreichen und bis maximal 1.200 m unter der GOK verfolgbar sind (KÖHAZY, 1986; KÖHAZY & SEIBERL, 1986). Die magnetische Struktur zeigt allerdings, dass die Durchsetzung des Granulitmassives mit Ultrabasiten in der Tiefe deutlich höher ist, als es an den Oberflächenaufschlüssen abzulesen ist (SEIBERL & HEINZ, 1990). Auch die durch die Oberflächenkartierung belegten Serpentinikörper in der Umgebung von Karlstetten und NE Schönbühel an der Donau, bilden sich als hochmagnetisierte Bereiche ab. Gleiches gilt für die Amphibolitzüge W der Bucht von Mauer bei Melk und bei Gerolding. Der relativ prominente Amphibolitzug NW Wimpasing (Ober- und Untergraben) tritt hingegen nicht in Erscheinung. Die positiven Anomalien im Bereich der lössbedeckten Hochfläche von Hub und jene bei Rohr sind auch am ehesten durch Amphibolitkörper in den Paragneisen verursacht (SEIBERL et al., 2003).

Die Diendorfer Störung als wesentliches tektonisches Element im NW des Messgebietes Ober-Grafendorf (am ÖK Kartenblatt Ober-Grafendorf in der NW-Ecke gerade noch angeschnitten) ist in der Magnetik gut nachvollziehbar, wirklich deutlich tritt sie aber erst bei regionaler Betrachtung unter Einbeziehung der benachbarten Aeromessgebiete „Rossatz“ (SEIBERL & HEINZ, 1985a), „Dunkelsteinerwald“ (SEIBERL & HEINZ, 1985b), „Kremser Bucht“ (SEIBERL & HEINZ, 1986), „Kamptal“ (HEINZ & SEIBERL, 1986a), „Ziersdorf“ (HEINZ & SEIBERL, 1986b) und „Herzogenburg“ (SEIBERL & HEINZ, 1991) hervor.

Der Gföhler Gneis weist eine durchschnittliche Suszeptibilität von $0,16 \times 10^{-3}$ (SI) auf (JILG, 1992) und ist dementsprechend in seinem gesamten Verlauf durch eine gegenüber der Umgebung geringere Magnetisierung charakterisiert. Als kleine magnetische Störkörper in diesem Bereich kommen eventuell Serpentine in Betracht, die hier sowohl in Gföhler Gneis wie auch in Paragneisen relativ häufig in Form kleiner Körper auftreten. Serpentinisierte Ultrabasite treten öfters als kleine Körper vor allem im Randbereich des Gföhler Gneises auf (MATURA, 1984). Die NW Leiben in Zusammenhang mit Gföhler Gneisen auftretenden Amphibolite und stark serpentinisierten Pyrop-Olivinfelse sind entweder zur Gföhl-Einheit, möglicherweise aber

auch zur Raabs-Einheit zu zählen. Die Anomalie bei Matzleinsdorf könnte in Zusammenhang mit einem von MATURA (1984) erwähnten kleinen Ultrabasitvorkommen südlich von Matzleinsdorf stehen. Das Streichen der Anomalie im Bereich des Hiesberges bei Großweichselbach entspricht vollständig dem Streichen der an der Oberfläche anstehenden Gesteinsserien, es kann somit ein konkordant in diese Serien eingeschalteter Störkörper im Untergrund angenommen werden. Auch das Auffingern der Richtungen der Längserstreckung der kleineren magnetischen Anomalien im Bereich des Hiesberges stimmt mit den von MATURA (1984) kartierten regionalen Streichrichtungen gut überein.

Eine sehr deutliche Anomalie tritt mit ihrem Maximum zwischen Mank, Hürm und Kilb auf. Im nordwestlichen Randbereich der Anomalie stehen an der Oberfläche migmatitische Paragneise an, die neben leukokraten Gneiseinschaltungen Anteile von Biotit-Hornblendegneis, Amphibolit und Pyroxenamphibolit aufweisen. Es erscheint allerdings fraglich, ob diese Gesteinstypen eine so markante Anomalie bewirken können. Eher kämen dafür wohl Serpentinite in Frage. Aufgrund der i.A. wesentlich höheren Suszeptibilität können im Vergleich zu Amphiboliten kleinere Serpentinittkörper sehr starke magnetische Anomalien verursachen. Mächtigere Serpentinittkörper treten in der näheren Umgebung in engem Zusammenhang mit den Granuliten von Wieselburg und des Dunkelsteinerwaldes auf. Eine Fortsetzung dieser Gesteinsserien kommt für den Bereich N Kilb aufgrund der Lagerungsverhältnisse zwar nicht in Frage, es könnte sich aber um lithologisch sehr ähnliche Gesteinsformationen innerhalb derselben tektonischen Einheit handeln. In einer anderen tektonischen Position markieren Granulite westlich von Ybbs den Grenzbereich zwischen Gföhl- und Ostrong-Deckensystem (FUCHS, 2005), auch hier vergesellschaftet mit Serpentiniten. Entsprechende Serien könnten auch im Bereich S des Hiesberges, von Tertiärsedimenten verdeckt, im Untergrund auftreten. Das Auftauchen von Gesteinen des Ostrong-Deckensystems in tektonischen Fenstern im Kristallin des Hiesberges weist jedenfalls auf einen komplexen tektonischen Aufbau hin. An dieser Anomalie wurde eine 3-D-Modellierung des hypothetischen Störkörpers von AHL durchgeführt, deren Ergebnisse in SEIBERL et al. (2002) dargestellt sind. Die magnetische Anomalie weist ein in N-S Richtung gelängtes Maximum auf, es finden sich sowohl ein nördliches, wie auch ein deutliches nordwestliches Minimum. Dieses NW-Minimum dürfte auf einen Anteil remanenter Magnetisierung in der Anomalie hinweisen. Es liegen allerdings keinerlei Informationen bezüglich Richtung und Stärke dieser Remanenz vor, sodass diese in der Modellierung nicht berücksichtigt werden konnte. Die Modellrechnung geht somit notgedrungen von einer rein induzierten Magnetisierung aus.

Die Modellierung ergab einen relativ flach schüsselförmigen Störkörper mit erhöhter Magnetisierung, der an der Oberkante des Kristallins oder zumeist knapp darunter auftritt. Dieser Störkörper ist intern in steilstehende, oft linsenförmige, E-W streichende Körper unterteilt, die zumeist nur wenige 100 m Mächtigkeit aufweisen, lokal aber auch tiefer reichen können. Sowohl die Form und Ausbildung der Anomalie, wie auch der errechnete Störkörper deuten stark darauf hin, dass die Anomalie durch eine Überlagerung mehrerer Störkörper entsteht, welche unterschiedliche Tiefenlage und durchaus auch unterschiedliche tektonische Position haben

könnten. In der Modellrechnung werden Suszeptibilitätswerte des Störkörpers von 3,0 bis 30 (SI) angenommen.

Die ringförmige Struktur NW von Bischofstetten ergibt sich durch eine rundliche Anomalie inmitten einer Zone regional geringer Magnetisierung. Die geologische Ursache kann im kristallinen Untergrund des Molassebeckens angenommen werden, ist aber ansonsten nicht bekannt. Das im Bereich des Alpenvorlandes erbohrte Kristallin im Untergrund von Molasse- und Flyschzone (Bohrungen Mank 1, Kilb 1, Oberndorf 1, Texing 1) ist dem Moldanubikum zuzuordnen. Es handelt sich überwiegend um Grafitschiefer, Mikroklin-Hornblendegneise, Chlorit-Mikroklingneise, grobkörnige Amphibolite, Biotit-Sillimanitgneise mit Amphibolitlagen, Cordieritgneise und Hornblendegneise (GRILL & WALDMANN, 1951; BRIX & GÖTZINGER, 1964; WIESENER, 1966; WIESENER et al., 1976; KRÖLL & WESSELY, 2001; WESSELY et al., 2006). Die Serpentinivorkommen in der Tulbingerkogel-Decke der Flyschzone, wohl reliktsche nordpenninische Ophiolithe, in der Umgebung von Kilb (RICHTER & WIESENER, 1975; PREY, 1977; FRASL & KIRCHNER, 1980), bewirken keine erkennbaren magnetischen Anomalien, was auf die außergewöhnlich starke sekundäre Alteration (FRASL & KIRCHNER, 1980) zurückzuführen sein könnte.

Anthropogene magnetische Anomalien

Bei zumeist kleinen, jedenfalls lokal scharf begrenzten Anomalien, die z.T. hohe Störampplituden aufweisen können, liegt der Verdacht auf anthropogene Störungen nahe. Eine Verifizierung möglicher anthropogener Störungen erfolgt mittels topografischer Karten, Luft- und Satellitenbildern („Google Map“ hat sich sehr bewährt). Durch die Berechnung der Differenz verschieden hoher Feldfortsetzungen könnte der niederfrequente Anteil einer Anomalie dargestellt werden, wodurch direkt an der Oberfläche liegende, und somit möglicherweise anthropogene, Störkörper zu erfassen wären. Solche Berechnungen wurden für das Messgebiet Ober-Grafendorf allerdings noch nicht durchgeführt. Im vorliegenden Messgebiet kann für die Anomalien im Bereich der Staustufe Krems, bei Albrechtsberg an der Pielach (Kies- und Schotterwerk im Bereich des Talbodens), am NW-Ortsrand von Prinzersdorf (Gewerbe-, bzw. Industrieanlagen) sowie entlang der Westbahn (insbesondere in Loosdorf) eine überwiegende, zumindest aber teilweise anthropogene Ursache angenommen werden. Kleine Anomalien bei Pielach, Neubach, S Markersdorf und N Nadelbach könnten mit Deponien in Zusammenhang stehen (SEIBERL et al., 2003).

Literatur

AHL, A. & BIEBER, G. (2010): Correction of the attenuation effect of vegetation on airborne gamma-ray spectrometry data using laser altimeter data. - Near Surface Geophysics, 8, 271-278.

AUGUSTIN-GYURITS, K. & KRALIK, M. (1994): Umweltgeochemische Untersuchungen der Bach- und Flusssedimente Niederösterreichs auf Haupt- und Spurenelemente zur Erfassung und Beurteilung geogener und anthropogener Schadstoffbelastungen. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-U-015/91, Bibl. Geol. B.-A., Wiss. Archiv, Nr. A 10370-R, 23 S.

BLAUMOSER, N.H. (1992a): Eine erste gesamte aeromagnetische Karte von Österreich und ihre Transformationen. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 84, 185-203.

BLAUMOSER, N.H. (1992b): Die Transformation von Potentialfelddaten am Beispiel von Magnetfeldanomalien (ΔT) in Österreich. - Leobener Hefte angew. Geophys., 4, 180-194.

BRIX, F. & GÖTZINGER, K. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957-1963. - Erdöl Z., 80, 57-76.

CĚRMÁK, V. (1989): Crustal heat production and mantle heat flow in Central and Eastern Europe. - Tectonophysics, 159, 195-215.

CĚRMÁK, V., BALLING, N., DELLA VEDOVA, B., LUCACEAU, F., PASQUALE, V., PELLIS, G., SCHULZ, R. & VERDOYA, M. (1992): Heat-flow density. - In: FREEMANN, R. & MUELLER, S. (Eds.): A continent revealed. The European Geotraverse. - Atlas of compiled data, 49-57.

D'ARNAUD GERKENS, J.C. (1989): Foundation of Exploration Geophysics. - Methods in Geochemistry and Geophysics, 25, 667 S.

DE VOS, W., DEMETRIADES, A., MARSINA, K., OTTESEN, R.T., REEDER, S., PIRC, S., SALMINEN, R. & TARVAINEN, T. (2006): Comparison of Elements in All Sample Media, General Comments and Conclusions. - In: DE VOS, W. & TARVAINEN, T. (Eds.): Geochemical Atlas of Europe. Part 2: Interpretation of Geochemical Maps, Additional Tables, Figures, Maps, and Related Publications. Geol. Survey Finland, 45-432, III.

EISENBUD, M. & GESELL, T. (1997): Environmental Radioactivity from Natural, Industrial and Military Sources. - 639 S., Academic Press.

EL-DALEK, A. (1998): Petrologie und Geochemie der Paragneise und Amphibolite der Liegendserie der Gföhler Einheit zwischen der Donau und der Krems. – Dipl. Arb. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien.

FAURE, G. (1986): Principles of Isotope Geology. - 589 S., J. Wiley & Sons.

FRASL, G. & KIRCHNER, E.C. (1980): Frühalpine basische und ultrabasische Eruptiva aus den Nördlichen Kalkalpen und dem Raum Helvetikum-Klippenzone. - In: Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15) Jahresbericht 1979, 61-75.

FUCHS, G. (2005): Der geologische Bau der Böhmisches Masse im Bereich des Strudengaus (Niederösterreich). - Jb. Geol. B.-A., 145, 283-291.

GNOJEK, I. & PŘICHYSTAL, A. (1997): Ground Geophysical Mapping in the Central Part of the Moldanubian Pluton. - Jb. Geol. B.-A., 140, 193-250.

GRILL, R. & WALDMANN, L. (1951): Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. - Jb. Geol. B.-A., 94, 1-40.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1986a): Aerophysikalische Vermessung im Raum Kamptal. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer Rohstoffprojekt N-C-006h/82, 36 S.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1986b): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Ziersdorf. - Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006i/82, 37 S.

HÖSCH, K. & STEINHAUSER, P. (1985): Gesteinsphysikalische Untersuchungen in der östlichen Böhmisches Masse Niederösterreichs. - Geophys. Forschungsber. 19, unveröff. Bericht Projekt NC 006b/81, 28 S.

IVAN, M. (1994): Upward continuation of potential fields from a polyhedral surface. - Geophys. Prosp., 42, 391-404.

JILG, W. (1992): Regionale Verteilung von Gesteinsdichten und magnetischen Suszeptibilitäten in der Böhmisches Masse Österreichs. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 38, 57-72.

KEMSKI, J., KLINGEL, R. & SIEHL, A. (1996): Die terrestrische Strahlung durch natürliche radioaktive Elemente in Gesteinen und Böden. - In: SIEHL, A. (Hrsg.): Umweltradioaktivität. - 69-96, Ernst & Sohn.

KÖHAZY, R. (1986): Direkte Interpretationsmethoden in der Magnetik und die Anwendung des Werner-Verfahrens am Beispiel der Aerogeophysikalischen Vermessung des Dunkelsteiner Waldes. - 145 S., Dipl. Arbeit Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Wien.

KÖHAZY, R. & SEIBERL, W. (1986): Die Auswertung der aeromagnetischen Daten des Raumes Dunkelsteinerwald – Rossatz mit Hilfe des WERNER-Verfahrens. - Ber. Geol. B.-A., 6, 1-30.

KRÖLL, A. & WESSELY, G. (2001): Geologische Karte der Molassebasis 1:200.000. - Geologische Themenkarten der Republik Österreich: Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1:200.000, Geol. B.-A.

KRÖLL, A., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001): Strukturkarte der Molassebasis 1:200.000. - In: Geologische Themenkarten der Republik Österreich: Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1:200.000. - Geol. B.-A.

KURAT, G. (1965): Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. - Tschermaks Min. Pet. Mitt., 9, 202-227.

LAWISZUS, B. (2000): Methodische Untersuchungen zu magnetischen Eigenschaften geologischer Körper (Minerale, Gesteine, Erze). - 147 S., Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Tech. Univ. Clausthal.

LENZ, B. (1992): Petrophysikalische Charakterisierung (magnetische Suszeptibilität und Dichte) der moldanubischen Granite aus dem Mühl- und Waldviertel. - 76 S., Diplomarb. Montanuniv. Leoben.

LENZ, B., MAURITSCH, H.J. & REISINGER, J.R. (1996): Petrophysical investigations in the Southern Bohemian Massif (Austria): data-acquisition, -organisation and -interpretation. - Mineral. Petrol., 58, 279-300.

MATURA, A. (1984): Das Kristallin am Südostrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 127, 13-27.

MEURERS, B. & AHL, A. (2006): Potential Field Continuation between Irregular Surfaces - Problems and Applications. - Proceedings of the 68th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE Europec 2006, June 12-15, Vienna, Austria.

MEURERS, B., STEINHAUSER, P. & JILG, W. (1990): Gesteinsphysikalische Aufnahme der Böhmisches Masse in ausgewählten Teilen des Mühlviertels. - Geophys. Forschungsber. 29 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001h/86), 39 S.

MILITZER, H. & SCHEIBE, R. (1981): Grundlagen der angewandten Geomagnetik. - Freiburger Forschungsh. C, 352, 1-314.

PREY, S. (1977): Der Serpentin von Kilb in der Flysch-Mittelkreide am Nordrand der Flyschzone (Niederösterreich). - Verh. Geol. B.-A., 1977, 271-277.

RICHTER, W. & WIESENER, H. (1975): Zusammensetzung und geologische Position der Serpentinvorkommen von Kilb und Gstadt (Niederösterreich). - Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 112, 1-9.

RYBACH, L. (1988): Determination of Heat Production Rate. - In: HAENEL, R., RYBACH, L. & STEGENA, L. (Eds.): Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination. - 125-142, Kluwer Akad. Publ.

SALMINEN, R. (Ed.), BATISTA, M.J., BIDOVEC, M., DEMETRIADES, A., DE VIVO, B., DE VOS, W., DURIS, M., GILUCIS, A., GREGORAUSKIENE, V., HALAMIC, J., HEITZMANN, P., LIMA, A., JORDAN, G., KLAVER, G., KLEIN, P., LIS, J., LOCUTURA, J., MARSINA, K., MAZREKU, A., O'CONNOR, P.J., OLSSON, S.A., OTTESEN, R.T., PETERSELL, V., PLANT, J.A., REEDER, S., SALPETEUR, I., SANDSTROM, H., SIEWERS, U., STEENFELT, A. & TARVAINEN, T. (2005): Geochemical Atlas of Europe: Part 1: Background Information, Methodology and Maps. - Geol. Survey Finland, 525 S.

SCHARBERT, H.G., KORKISCH, J. & STEFFAN, I. (1976): Uranium, Thorium and Potassium in Granulite Facies Rocks, Bohemian Massif, Lower Austria, Austria. - Tscherms Min. Pet. Mitt. 3.F., 23, 223-232.

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A.

SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. - 405 S., Akademie-Verlag.

SCHRAUDER, M. (1991): Petrologie und Geochemie der graphitführenden Gesteine der südlichen Böhmisches Masse (Bunte Serie, Niederösterreich). - 181 S., Dipl. Arb. Formal- Naturwiss Fak. Univ. Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1985a): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Rossatz. - Unveröff. Bericht Projekt N-C-6f/81, 37 S.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1985b): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Dunkelsteinerwald. - Unveröff. Bericht Projekt N-C-6c/81, 38 S.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich der Kremser Bucht. - Unveröff. Bericht Projekt N-C-6d/81, 42 S.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1990): Interpretationsmethoden in der Magnetik anhand von Beispielen aus der Böhmisches Masse. - Publ. Zentralanst. Meteor. Geodyn., 336, 43-56.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1991): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Herzogenburg. - Unveröff. Bericht Projekt Ü-LG-20/88, 40 S.

SEIBERL, W., SLAPANSKY, P. & AHL, A. (2002): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. - Unveröff. Bericht Ü-LG-28/00-01 Teil 2., 68 S.

SEIBERL, W., MOTSCHKA, K., HEIDOVITSCH, M., JOCHUM, B., WINKLER, E., SUPPER, R., AHL, A., GÖTZL, G. & KRENMAYR, H.-G. (2003): Aerogeophysikalische Vermessung des Messgebiets Obergrafendorf. - Unveröff. Bericht Projekt Ü-LG-20/00-3, 45 S.

SOFFEL, H.C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. - 276 S., Springer Verlag.

STEINHAUSER, P., JILG, W. & MEURERS, B. (1988a): Die Verteilung der Dichte und magnetischen Suszeptibilität der Oberflächengesteine in der Umgebung des Nebelsteins. - Geophys. Forschungsber. 24 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006r/85), 39 S.

STEINHAUSER, P., JILG, W. & MEURERS, B. (1988b): Geophysikalische Parameter der Oberflächengesteine des nordöstlichen Mühlviertels. - Geophys. Forschungsber. 26 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001f/85), 34 S.

TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. (1985): The Continental Crust: its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. - 312 S., Blackwell.

THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1,000,000. Böhmisches Mass und Zentralzone der Ostalpen (Bachsedimente < 0.18 mm). - 142 S., Geol. B.-A.

TUREKIAN, K.K. (1972): Chemistry of the Earth. (Physical Science and Technology Series.) - 131 S., Holt, Rinehart & Winston.

VAN SCHMUS, W.R. (1995): Natural Radioactivity of the Crust and Mantle. - In: AHRENS, T.J.: Global earth physics: a handbook of physical constants. - 283-291.

VELLMER, C. (1992): Stoffbestand und Petrogenese von Granuliten und granitischen Gesteinen der südlichen Böhmisches Masse in Niederösterreich. - 112 S., Diss. Math.- Naturwiss. Fachbereiche Univ. Göttingen.

VELLMER, C. & WEDEPOHL, K.H. (1994): Geochemical characterization and origin of granitoids from the South Bohemian Batholith in Lower Austria. - Contrib. Mineral. Petrol., 118, 13-32.

WEDEPOHL, K.H. (1974): Handbook of Geochemistry, Vol. II, 5. Bd., Springer Verlag.

WESSELY, G., GANGL, G., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, T., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R. (2006): Geologie der österreichischen Bundesländer: Niederösterreich. - 416 S., Geol. B.-A.

WIESENER, H. (1966): Die Beziehung der Granitoide im Untergrund der Nordalpen zum moldanubisch-moravischen und alpin-karpatischem Kristallin. - Tschermarks Min. Petr. Mitt., 11, 459-474.

WIESENER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TSAMBOURAKIS, G. (1976): Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. - Geol. Rundsch., 65, 512-525.

ZAYDAN, A. & SCHARBERT, H.G. (1983): Petrologie und Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raum Persenbeug (südwestliches Waldviertel). - Jb. Geol. B.-A., 126, 181-199.

ZYCH, D. (1985): Messungen der erdmagnetischen Vertikalintensität und Suszeptibilitätsuntersuchungen durch die ÖMV-AG als Beitrag zur Kohlenwasserstoffexploration in Österreich. - Arb. Zentralanst. Meteor. Geodyn., 65, 1-14.