



GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT

A 15981-R

D

Ergänzende geologische und
geophysikalische Auswertungen der
Aeromagnetik der Molassezone
Salzburg - Oberösterreichs und angrenzender
Gebiete

Von
P. Slapansky, A. Ahl

73 Seiten, 37 Abbildungen, 2 Tabellen

Vollzug des Lagerstättengesetzes:

Projekte
ÜLG-28/07d

WIEN / 2009

approbiert beim BWFJ
01. Okt. 2009

PROJEKTLEITUNG:

Mag. K. MOTSCHKA, Mag. G. BIEBER

MITARBEITER:

Dr. A. AHL

Geophysik

Dr. P. SLAPANSKY

Geologie

Allen Mitarbeitern sei herzlich für die gute Zusammenarbeit gedankt!

Die Projektdurchführung erfolgte im Rahmen des Lagerstättengesetzes
im Auftrag des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung und des
Bundesministeriums für Wirtschaft und Arbeit.

	ÜLG-20	ÜLG-28	ÜLG-35
2006A	DRAUTAL/GAILTAL 2	DRAUTAL/GAILTAL 2	DRAUTAL/GAILTAL 2
2006B	ULLRICHSBERG	ARZBERG 2	JAHRESBERICHT
2006C	EFERDING		
2007A	EFERDING	ULRICHSBERG	JAHRESBERICHT
2007B	EISENBERG	DRAUTAL/GAILTAL 2	EISENBERG
2007C		EFERDING	EFERDING
2007D		AEROMAGNETIK OÖ	
2008A	EISENBERG	EFERDING	EFERDING
2008B	RAINBACH	EISENBERG	EISENBERG
2008C			JAHRESBERICHT

Rot: vorliegender Bericht
Grau: erledigter Bericht
Weiß: ausständiger Bericht

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung.....	1
2.	Erläuterungen zur aeromagnetischen Karte 1 : 200.000, Molassezone Salzburg Oberösterreich (Isanomalien der Totalintensität ΔT), sowie zu magnetischen Modellrechnungen in diesem Gebiet.....	4
2.1.	Untergrund Molassezone bis Nördliche Kalkalpen.....	9
2.1.1	Geologie.....	9
2.1.2	Magnetik.....	10
2.1.3.	Berchtesgadener Anomalie	10
2.1.4	Modellrechnungen.....	12
2.1.4.1	Modelle von BLEIL & POHL (1976).....	12
2.1.4.2	Modell von PUCHER & HAHN (1979).....	16
2.1.4.3	Modelle von REISNER (1988).....	18
2.1.4.4	Modell von HÜBL (1991)	24
2.1.5.	Anomalien im N der aeromagnetischen Karte 1 : 200.000	26
2.2.	Grauwackenzone, Seckauer Kristallin	26
2.2.1.	Geologie.....	26
2.2.2.	Magnetische Suszeptibilitätsmessungen	33
2.2.3.	Magnetische Modellierungen.....	35
2.2.3.1	Modellierung der Anomalie Haus im Ennstal	36
2.2.3.2	Modellierung der Anomalie Hochgrößen.....	37
2.2.3.3	Modellierung der Anomalie Lärchkogel.....	40
2.3	Mühlviertel, Sauwald und westliches Waldviertel.....	44
2.3.1	Geologie des Kristallins des Mühlviertels und des Sauwaldes	46
2.3.2	Magnetische Suszeptibilitätsmessungen	53
2.3.3	Interpretation der Magnetik.....	56
3.	Literatur	67

1. Einleitung

Es wurden von der GBA in den Jahren zwischen 1988 und 2006 vier Reihen von Themenkarten 1:200.000 zu den großen Tertiärbecken des Ostalpenraumes, Molassebecken und Inneralpine Tertiärbecken, herausgegeben. Den Anfang machten die „Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle“ (1988), gefolgt von den „Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete“ (1993), den „Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete“ (2001), sowie den „Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich“ (2006). Enthalten sind jeweils geologische Karten, Struktur- und Reliefkarten des Beckenuntergrundes, sowie geophysikalische Karten der Gravimetrie und Magnetik, nebst Erläuterungen (KRÖLL et al., 1988, KRÖLL et al., 1993, KRÖLL et al., 2001, KRÖLL et al., 2006).

Die darin enthaltenen Magnetikkarten basieren auf den Vermessungen des gesamten Bundesgebiets im Zuge der Aeromagnetik von Österreich (AMVÖ). Für die Gebietskarten wurden die Daten neu prozessiert und im Maßstab 1:200.000 dargestellt: „Aeromagnetische Karte Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle: Isanomalien der Totalintensität ΔT “ (SEIBERL, 1988), „Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Magnetische Karte - Isanomalien der Totalintensität (ΔT) bzw. Vertikalintensität (ΔZ)“ (SEIBERL, 1993), „Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete: Magnetische Karte – Isanomalien der Totalintensität (ΔT)“ (SEIBERL & OBERLERCHER, 2001), „Molassezone Salzburg - Oberösterreich: Magnetische Karte – Isanomalien der Totalintensität (ΔT)“ (MOTSCHKA et al., 2006).

Im Rahmen des Projekts ÜLG-28 wurden ergänzend dazu geologische und geophysikalische Daten zu den einzelnen Anomalien zusammengeführt, insbesondere magnetische Modellrechnungen (2D und 3D) zur Erfassung von Tiefenlage und Form der Störkörper, weitere magnetische Untersuchungen, z. B. aus Hubschrauber- und Bodenmagnetik, magnetische Suszeptibilitäten, die laufend in verschiedensten Forschungsprojekten erarbeitet werden, etc. Die Daten wurden für die NÖ Molasse in SEIBERL & SLAPANSKY, 2002, für das Steirische Becken und das Wiener Becken in BIEBER et al., 2004 zusammengefasst dargestellt.

Diese Übersichtsdarstellungen wurden gleichzeitig als Vorarbeiten zu geplanten „Erläuterungen zur aeromagnetischen Karte der Republik Österreich 1:1.000.000“ betrachtet.

Diese Arbeiten werden in dem vorliegenden Bericht für die Molassezone Salzburg – Oberösterreich fortgesetzt. Weiters wurden anhand des Datensatzes der AMVÖ magnetische Karten für das Mühlviertel und das westliche Waldviertel neu erstellt, um die bisher vorliegenden Karten zu ergänzen und abzurunden. Mit den hier vorgelegten Daten ist somit etwa die Hälfte des österreichischen Bundesgebiets in einer relativ einheitlichen Form erfasst und dargestellt.

Die behandelten Kartenausschnitte sind in der Übersichtskarte in Abb. 1 eingezeichnet. Durchgehend umrandet sind die Teilbereiche des vorliegenden Berichts: die Untersuchungsgebiete „Molassezone Salzburg und Oberösterreich“ (**S&OöM**) und „Mühlviertel“ (**Mü**), strichliert umrandet sind die in früheren Berichten (ÜLG-28/00-01, Teil 2 [SEIBERL et al., 2002], und ÜLG-28/02 [BIEBER et al., 2004]) bearbeiteten Regionalkarten „Wiener Becken und angrenzende Gebiete“ (**WiB**),

sowie „Steirisches Becken und Südburgenländische Schwelle“ (**StB**), der Bereich „Wechsel“ (**We**) und der Bereich „Molassezone Niederösterreichs und angrenzende Gebiete“ (**NöM**), basierend auf den Karten 1 : 200.000.

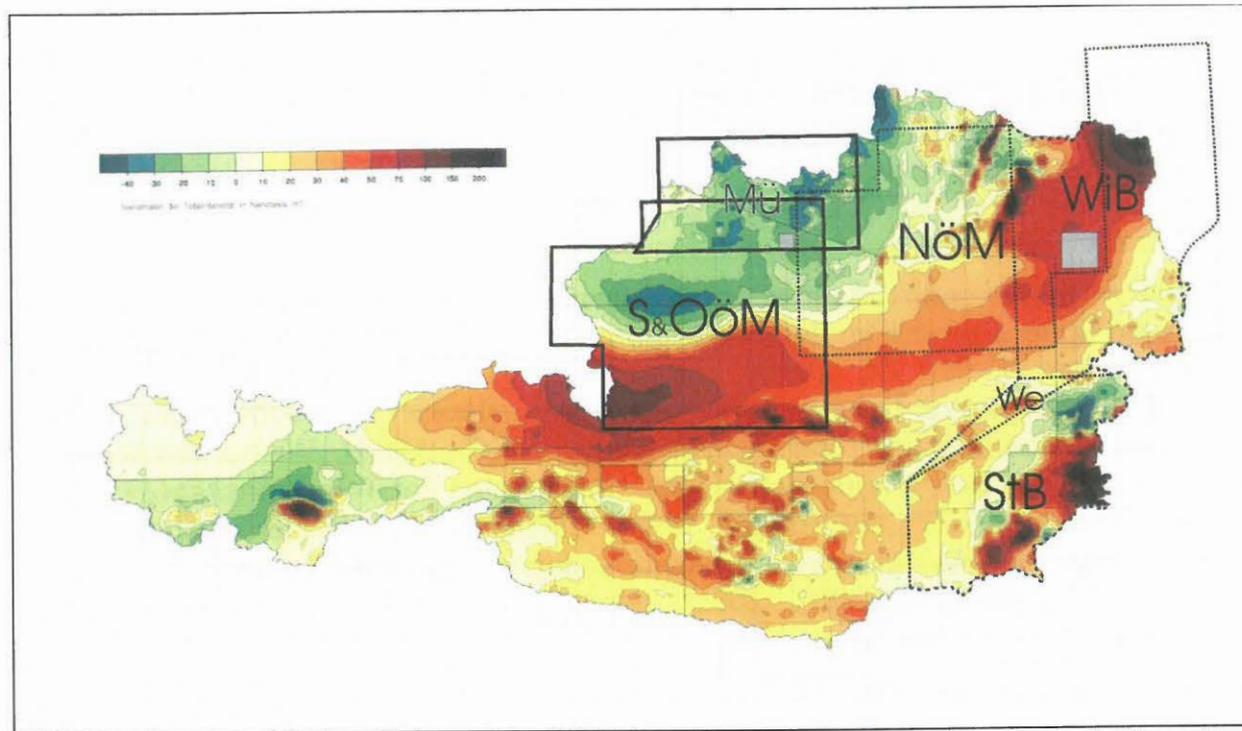


Abb. 1: stark verkleinerte Darstellung der aeromagnetischen Karte von Österreich 1 : 1.000.000 (SEIBERL, 1991). Durchgehend umrandet: die hier behandelten Untersuchungsgebiete „Molassezone Salzburg und Oberösterreich“ (S&OöM) und „Mühlviertel“ (Mü), strichliert umrandet: die früher bearbeiteten Untersuchungsgebiete „Molassezone Niederösterreichs und angrenzende Gebiete“ (NöM) (SEIBERL et al., 2002), „Wiener Becken und angrenzende Gebiete“ (WiB), „Wechsel“ (We), sowie „Steirisches Becken und Südburgenländische Schwelle“ (StB) (BIEBER et al., 2004).

Die Regionalkarten (Molassezone Salzburg - Oberösterreich, Mühlviertel und westliches Waldviertel) sind verkleinert dargestellt in den Abb. 2.1 und 2.3 sowie Abb. 2.21 und 2.23. In diese Karten sind einfach im oder entgegen dem Uhrzeigersinn (ohne geologische Systematik) die Lagen der im Text beschriebenen Anomalien mit Ziffern, die der Profile und der 3-D Modelle mit Buchstaben, sowie die Lagen der Hubschraubermessgebiete eingezeichnet.

Die magnetischen Anomalien sind dabei jeweils an ihrem Maximum gekennzeichnet. Dies wurde deshalb so gehandhabt, da die zugehörigen Minima oft nicht eindeutig erkennbar sind und eine Zuordnung irgendwo zwischen Maximum und Minimum nur

zu Verwirrung führen würde. Einige wenige Anomalien sind allerdings nur anhand ihres Minimums deutlich erkennbar.

Allgemeines zur „Aeromagnetischen Vermessung von Österreich“ (AMVÖ)

Die aeromagnetische Vermessung Österreichs fand in den Jahren 1977 bis 1982 statt, wobei das gesamte Bundesgebiet und kleine Teile des grenznahen Süddeutschland überdeckt wurden. Die Befliegung des westlichen Bundesgebiets erfolgte durch die Fa. Hunting Geology & Geophysics Ltd., jene Ostösterreichs erfolgte in Zusammenarbeit der Universität Wien (Geophysikalisches Institut) mit der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und dem Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen. Als Messplattform diente ein Flächenflugzeug vom Typ Pilatus Porter des Bundesamts für Eich- und Vermessungswesen.

Dem gewünschten Auflösungsvermögen der Aeromagnetik entsprechend (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987) wurde für die Messprofile ein Abstand von 2 km eingehalten. Die Befliegung erfolgte, je nach der Morphologie, in einzelnen Messgebieten in konstantem Abstand über Adria Null (800 m, 1000 m, 1400 m, 2500 m, 3000 m und 4000 m). Den topographischen Verhältnissen folgend, wurde das Vermessungsprogramm in mehreren unterschiedlichen Flughorizonten durchgeführt, wobei an den Horizontgrenzen ein 5 km breiter Überlappungsbereich eingehalten wurde. Die Flughöhenbestimmung erfolgte barometrisch. Als Grundlage für die Rekonstruktion des Flugweges diente die kontinuierliche Aufzeichnung des Flugweges mittels Luftbildkamera und die Ortung anhand der topografischen Karten der Republik Österreich (ÖK50).

Für die Messung des Magnetfeldes kam ein Protonenmagnetometer zum Einsatz, welches die Totalintensität des Erdmagnetfeldes registriert. Die zeitliche Messwertfolge von 1 Sekunde entspricht bei der durchschnittlich eingehaltenen Fluggeschwindigkeit von 180 km/h einer räumlichen Messwertfolge von ca. 50 m entlang der Profile.

Die Auswertung der Messwerte teilt sich in die Bearbeitung der einzelnen Flughorizonte unabhängig voneinander und die anschließende Zusammenführung zu einer gemeinsamen Darstellung aller Horizonte.

Details zu den Vermessungen (Messmethodik, Messgeräte, Auswertemethodik etc.) finden sich bei GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987), sowie MOTSCHKA et al. (2006). Details zur Hubschraubergeophysik sind in den jeweiligen Berichten nachzulesen.

Die Datenbearbeitung der einzelnen Horizonte umfasst folgende Schritte:

- Rekonstruktion des Flugweges
- Abziehen der täglichen Variationen des Erdmagnetfeldes mit Hilfe der zeitgleich vom Observatorium Wien-Kobenzl registrierten Taggänge
- Abziehen des magnetischen Regionalfeldes mittels der Parameter des internationalen geomagnetischen Referenzfeldes (IGRF), bezogen auf die Epoche 1977.7
- Interpolation der korrigierten und reduzierten Daten auf ein regelmäßiges Raster

von 2 x 2 km mittels minimum-curvature Interpolation.

Die auf diese Weise erzeugten Rasterdaten der magnetischen Anomalien von in unterschiedlichen Höhen geflogenen Horizonten sind allerdings noch nicht direkt vergleichbar, da Wellenlänge und Amplitude der Anomalien abhängig vom Flughorizont sind, also vom Abstand des Messgerätes zur Quelle des Magnetfeldes. Für die in der Beilage dargestellte Anomalienkarte wurden die unterschiedlichen Flughorizonte deshalb auf ein gemeinsames Niveau (1600 m bzw. 1400 m) feldfortgesetzt (vgl. BLAUMOSER, 1991).

Die Daten sind nicht polreduziert, das heißt, dass aufgrund der Inklination des magnetischen Feldvektors die Lagen von Anomalien und Störkörpern nicht genau übereinstimmen, bzw. die Anomalien nicht senkrecht über den Störkörpern liegen.

Modellrechnungen

Die qualitative Interpretation der magnetischen Strukturen erfolgte, soweit verfügbar, in Zusammenhang mit Ergebnissen von geomagnetischen Modellrechnungen. Ein wesentliches Ziel war es daher, die Gültigkeitsbereiche der einzelnen geomagnetischen Modellprofile darzustellen, was in Abb. 2.3 und 2.23 geschehen ist. Weiters sollten die Lage und Form der errechneten Störkörper unverzerrt wiedergegeben werden.

Die 2-D Modelle wurden nach dem TALWANI-Verfahren berechnet. Dieses beruht auf einem Volumintegral zur Berechnung der Potentialfelder von Körpern beliebiger Form, der Querschnitt des Körpers wird jeweils durch ein Polygon in einem Stapel von Schichtsnitten angenähert.

Die 3-D Modelle wurden nach dem WANG & HANSEN Verfahren ermittelt. Dessen Grundlage ist die Störkörperwirkung eines homogen magnetisierten Körpers, wobei die Oberfläche des Störkörpers mittels polygonaler Flächen angenähert wird.

2. Erläuterungen zur „Magnetischen Karte Molassezone Salzburg Oberösterreich (Isanomalien der Totalintensität ΔT)“ sowie zu magnetischen Modellrechnungen in diesem Gebiet

Die Grundlage für die Karten Abb. 2.1 und Abb. 2.3 ist die magnetische Karte „Molassezone Salzburg - Oberösterreich: Magnetische Karte – Isanomalien der Totalintensität (ΔT)“ (MOTSCHKA et al., 2006). Zur Interpretation wurden weiters die Darstellungen der Aeromagnetik im Maßstab 1 : 200 000 von Salzburg (HEINZ et al., 1987 b), Oberösterreich (HEINZ et al., 1987 a), Niederösterreich (HEINZ et al., 1986) und der Steiermark (HEINZ et al., 1987 c), sowie die Ergebnisse der Hubschrauber-geophysik herangezogen,

Die aeromagnetischen Messungen der AMVÖ wurden ursprünglich in den Flughorizonten 3000 m (Nördliche Kalkalpen, Flyschzone), 1000 m (Molassezone),

1400 m (Mühlviertel und westliches Waldviertel), sowie 800 m (östliches Waldviertel) durchgeführt. Die magnetische Totalintensität ist in der Karte „Molassezone Salzburg und Oberösterreich“ (Abb. 2.1 und Abb. 2.3) auf einen Horizont 1600 m über Adria Null feldfortgesetzt.

Als geologische Grundlagen dienten vor Allem die geologischen Karten 1 : 200.000 von Oberösterreich (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006), Niederösterreich (SCHNABEL et al., 2002), der Steiermark (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) sowie lokale Detailkarten und Literatur. Die Abb. 2.2 zeigt die Geologie in Form eines verkleinerten Ausschnittes der Metallogenetischen Karte von Österreich 1 : 500.000, der in dieser verkleinerten Form wesentlich übersichtlicher ist als es ein stark verkleinerter Ausschnitt der geologischen Karte von Oberösterreich 1 : 200.000 wäre.

In den Abbildungen 2.1 und 2.3 sind die Anomalien der magnetischen Totalintensität ΔT des Untersuchungsgebiets dargestellt, einerseits mit der Bezeichnung der einzelnen Anomalien (Abb. 2.1), andererseits mit den Gültigkeitsbereichen der Modellrechnungen (Abb. 2.3).

Die Karte der magnetischen Totalintensität (Abb. 2.1) ist deutlich in drei Teilbereiche gegliedert (siehe auch die geologische Karte (Abb. 2.2.) dazu).

- Der Zentralbereich der Karte mit der großräumigen Berchtesgadener Anomalie, die in ein Maximum und Minimum gegliedert ist und die Bereiche von der Molassezone bis zu den Nördlichen Kalkalpen dominiert (bearbeitet in Abschnitt 2.1.)
- Drei in der SE-Ecke des Kartenblattes auftretende relativ kleine, aber sehr starke Anomalien im Grenzbereich von Grauwackenzone und Seckauer Kristallin (Bearbeitet in Abschnitt 2.2.)
- Der durch kleinräumige Anomalien strukturierte NE-Bereich der Karte, welcher im Wesentlichen dem Kristallin der Böhmisches Masse (südliches Mühlviertel und Sauwald) angehört (bearbeitet in Abschnitt 2.3. bzw. Abschnitt 3).

Diese drei Bereiche werden im Folgenden einzeln besprochen.

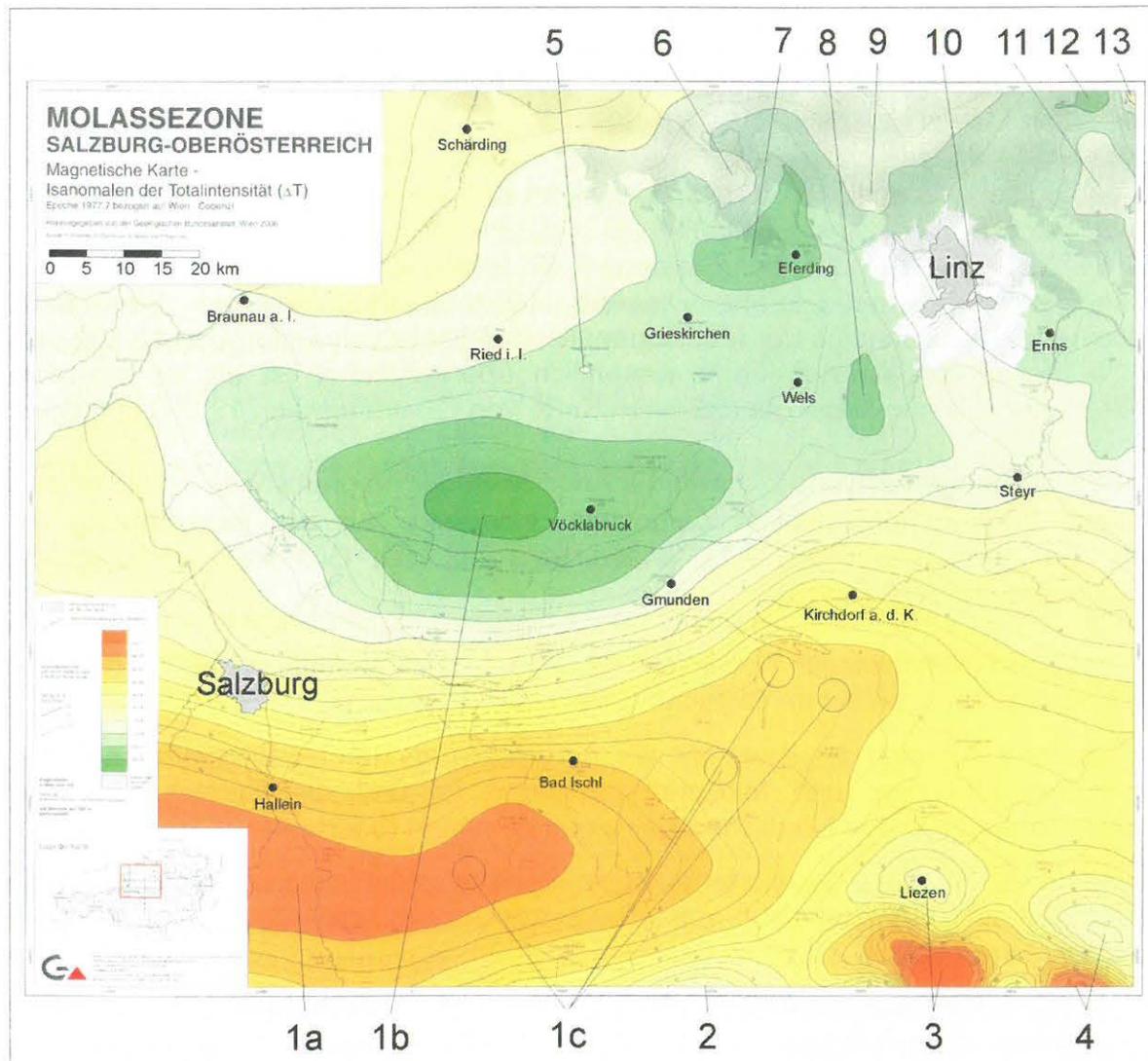


Abb. 2.1: Anomalien der magnetischen Totalintensität ΔT (MOTSCHKA et al., 2006) und die Lagen der im Text näher besprochenen magnetischen Anomalien.



Abb. 2.2.: Verkleinerter Ausschnitt der metallogenetischen Karte von Österreich 1 : 500.000 (Weber, 1997). Weiß: Quartär, strohgelb: Tertiär, grasgrün: Flyschzone, hellblau: Nördliche Kalkalpen (Gosau darin ist gelbgrün), violett: Kristallin der Bohmischen Masse, braun und rosa: Grauwackenzone und Ostalpines Kristallin. Der Gesamtausschnitt entspricht dem Magnetikuntersuchungsgebiet Molassezone Salzburg Oberösterreich (Abb. 2.1, Abb. 2.3). Diese Karte dient ausschließlich der besseren Orientierung, zum Studium der Karte müssen die Originalkarten herangezogen werden (entsprechend ist dieser Karte auch keine Legende angeschlossen).

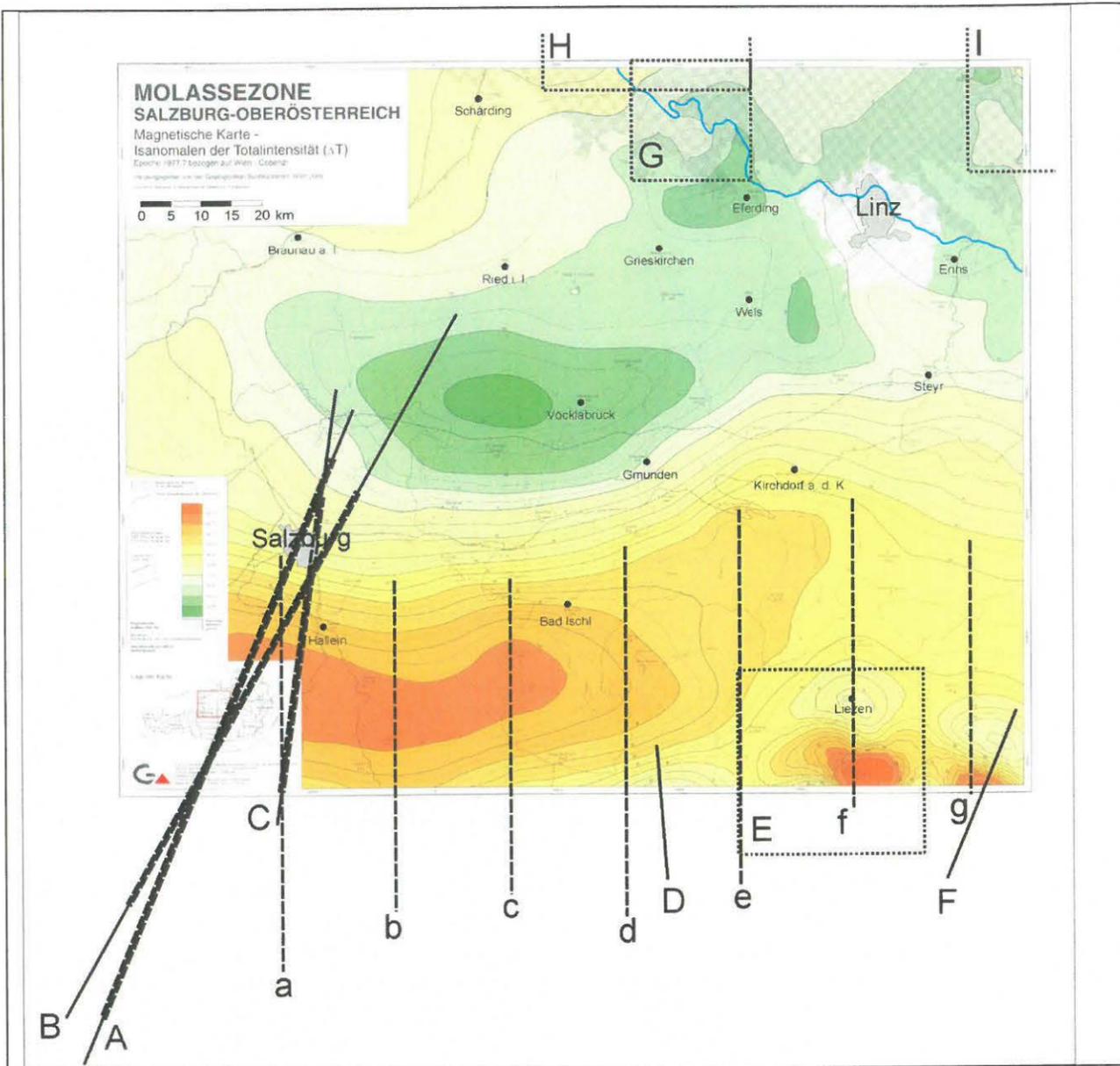


Abb. 2.3: Darstellung der Anomalien der magnetischen Totalintensität ΔT (nach MOTSCHKA et al., 2006) und die Lagen der Profile der 2D Modellrechnungen (durchgezogene Linien) sowie der Bereiche der 3D Modellrechnungen (gepunktete Linien). Bei den Profilen A (BLEIL & POHL, 1976), B (PUCHER & HAHN, 1979) und C (HÜBL, 1991) sind sowohl die Lage des berechneten Profilschnitts (dünnere Linie), als auch die Lage des Modellkörpers (dickere strichlierte Linie) eingetragen.

2.1 Untergrund der Molassezone bis unter die Nördlichen Kalkalpen

2.1.1 Geologie

Als Molassezone wird die nördliche Vortiefe des Alpen-Karpaten Orogens ab dem Obereozän bezeichnet. Über dem kristallinen Untergrund, der die Fortsetzung der Böhmisches Masse gegen S darstellt, folgt unter den eigentlichen Molassesedimenten noch eine autochthone Sedimentbedeckung von lokalen Paläozoikumsresten und limnisch-fluviatilen bis marinen Sedimenten des Dogger, des Malm und der Kreide mit Trans- und Regressionsphasen. Im tieferen Tertiär zieht sich das Meer in das Helvetikum und das Flyschbecken nach Süden zurück, der Bereich des Molassebeckens wird danach bis ins Obereozän erodiert und eingeebnet (KRÖLL et al., 2006 a). Beginnend mit einer Transgression im obersten Eozän setzt die eigentliche marine Molassesedimentation im Oligozän ein und dauert bis ins oberste Oligozän an (KRENMAYR, 1999).

Der an der Oberfläche anstehende Anteil der Molassezone von Oberösterreich und Salzburg wird im Norden von der Böhmisches Masse begrenzt (MALZER et al., 1993; WAGNER, 1996, KRÖLL et al., 2001), im Süden ist sie von den Helvetikum-, Flysch- und Kalkalpendecken weiträumig überschoben (KRÖLL et al., 2006 a).

Die Struktur der Molassebasis entspricht der Oberkante des aus Kristallin, Paläozoikum und Mesozoikum bestehenden Untergrundes der Molasse. Sie fällt auf diesem Kartenblatt wie auf den benachbarten Gebieten Niederösterreich und Bayern fast kontinuierlich von der anstehenden Böhmisches Masse nach Süden unter die alpinen Decken ein. Die Kristallinplattform ist durch Brüche und Verbiegungen der Erdkruste in Schwellen und Teilbecken gegliedert. Die aus der mesozoisch-paläozoischen Überdeckung auftauchenden Kristallinrücken der Zentralen Schwellenzone (Landshut-Neuöttinger Hoch) oder das Paläohoch von Kirchdorf zeichnen sich an der Tertiärbasis nur als eine leichte Verflachung ab (KRÖLL et al., 2006 a).

Das Landshut – Neuöttinger Hoch in Ostbayern setzt sich in Oberösterreich als „Zentrale Schwellenzone“ fort. Diese Hochzone verläuft von NW nach SE und trennt den Braunauer Trog im N vom Salzachbecken im S ab. Jüngere tektonische Bewegungen führten weiter östlich zur Absenkung des Ried – Schwänenstädter und des Bad Haller Beckens. Der Südsporn der Böhmisches Masse trennt im Amstettener Bergland die Becken der oberösterreichischen Molassezone von den niederösterreichischen Teilbecken (MALZER et al., 1993).

Nach dem Rückzug des Meeres in die südlicher gelegenen Ablagerungsbereiche des Helvetikums und des Flyschbeckens im tieferen Tertiär wurde das Molassebecken bis in die Zeit des Obereozäns erodiert und eingeebnet.

Die Basis des Tertiärs ist somit durch eine tiefgründige Erosion und Nivellierung der tektonischen Bruchschollen gekennzeichnet.

Am SW-Rand der Böhmisches Masse, auf der Zentralschwelle, wurden die gesamten mesozoischen Sedimente abgetragen. Die NW-SE-verlaufende Steyrer Störung bildet die Grenze vom ausgedehnten Kristallinsporn von Amstetten zur

mesozoischen Bedeckung. Südlich von Ternberg ist eine Kristallinverbindung mit dem Paläohoch von Kirchdorf - Pettenbach anzunehmen. Im SE setzt sich der ausgedehnte Kristallinsporn von Amstetten als Paläo-Hochzone unter den Alpen weiter nach SE fort.

Im Molasseuntergrund setzt sich das von der Oberfläche in der Böhmisches Masse her bekannte konjugate NW-SE- und NE-SW-gerichtete Bruchsystem fort (KRÖLL et al., 2006 a).

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

2.1.2. Magnetik

Der zentrale Bereich der Karte wird von der großräumigen Berchtesgadener Anomalie beherrscht. Ihr Maximum erstreckt sich von Kitzbühel, Kufstein unter den Nördlichen Kalkalpen gegen E bis SE Kirchdorf an der Krems. Das zugehörige Minimum liegt im Bereich der Molassezone mit kleinsten Werten im Bereich Vöcklamarkt, Vöcklabruck. Diese Anomalie wird im Abschnitt 2.1.2.1 im Detail behandelt.

Abgesehen von dieser regionalen Großstruktur, der größten magnetischen Anomalie Österreichs, ist das magnetische Muster recht unspektakulär.

Leichte Ausbuchtungen der Isolinien bei Kirchdorf – Pettenbach sowie im Bereich SE Ternberg könnten durch Hochzonen des kristallinen Untergrundes bedingt sein, die an der Molassebasis bekannt sind (siehe oben, Abschnitt 2.1.1). Ebenso könnten die gegen N vorspringenden Isolinien bei Burghausen, bei Laufen – Oberndorf und bei Mondsee durch das Kristallinhoch Burghausen – Traunstein – Gr. Priel (KRÖLL et al., 2006 a) bewirkt werden. Diese Interpretationen sind allerdings etwas spekulativ. Diese Strukturen sind auch in der Karte Abb. 2.1. nicht als Einzelanomalien gekennzeichnet.

2.1.3. Die Berchtesgadener Anomalie

Diese magnetischen Anomalie weist ein W-E bis WSW-ENE streichendes Maximum (> 105 nT südöstlich Hallein) unterhalb der Nördlichen Kalkalpen (Tennengebirge, südliches Salzkammergut, bis ins Tote Gebirge) (1a in Abb. 2.1) und ein dazu gehöriges vorgelagertes Minimum (< 30 nT) im Bereich westlich Vöcklabruck (1b in

Abb. 2.1) auf, welches die dominierende magnetische Struktur im Bereich des Attergaues, Kobernaußner Waldes und Hausrucks darstellt (nördliche Flysch- und südliche Molassezone).

Diese magnetische Großstruktur wurde im Zuge der Erdölexploration in den 30er Jahren entdeckt und von GRAENGER (1954) erstmals detailliert bearbeitet. Die Anomalie hat ihre Ursache nach GRAENGER wahrscheinlich im kristallinen Untergrund unter den alpinen Deckenkörpern und der subalpinen tertiären Molasse. Die mesozoischen und jüngeren Sedimentgesteine konnten aufgrund der Messdaten kaum als mögliche Störkörper in Betracht gezogen werden (GRAENGER, 1954), was auch durch die durchwegs sehr geringen magnetischen Suszeptibilitäten dieser Gesteine in späteren Messungen bestätigt wurde (ZYCH, 1985).

Bereits in den ersten veröffentlichten Interpretationen (REICH, 1949, zitiert nach GRAENGER, 1954) wurden „von den Alpen überfahrene mächtige gabbroide Tiefengesteinsmassen“ als Verursacher der magnetischen Anomalie vermutet.

Weitere Bearbeitungen sahen entweder basische bis ultrabasische Gesteine der Böhmisches Masse, die sich bis weit unter den Alpenkörper erstrecken, oder aber ophiolitische Gesteine einer Suturzone, eventuell Reste eines alten Ozeanbodens der Tethys, am Südrand der Europäischen Platte als mögliche Störkörper (BLEIL & POHL, 1976).

Erste Zusammenschauen von österreichischen und tschechoslowakischen Daten der Geomagnetik (Bodenmessungen) durch BUCHA et al. (1978) und die aeromagnetische Vermessung von Österreich (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987, SEIBERL, 1991) zeigten, dass die Berchtesgadener Anomalie Teil einer Zone magnetischer Anomalien am Nordrand von Alpen und Karpaten ist, die sich, beginnend nördlich von Innsbruck bis in den Bereich SE Krakau erstreckt, wo sie durch die Teisseyre-Tornquist-Zone begrenzt wird (WONIK et al., 1992).

Diese Zone wurde strukturell zusammengehörig, aber nicht als genetisch einheitlich betrachtet. Die westlichen Anteile dieses Anomaliengürtels, die den Nordrand der Alpen begleiten, wurden als mögliche Ophiolitserien gedeutet, die Resten der nordpenninischen ozeanischen Kruste zuzuordnen wären (HEINZ, 1989, HEINZ & SEIBERL, 1990, GNOJEK & HEINZ, 1993, RÖMER et al., 1994).

Von SEIBERL et al. (2000) wird eine Deutung der magnetischen Störkörper im Bereich des Wiener Beckens und der östlichen Molassezone als Reste eines alten Basements bevorzugt, welche zwischen der variszisch konsolidierten Böhmisches Masse und der alpin – karpathischen Zone erhalten blieben. Ähnlich ist auch die Deutung für magnetische Anomalien nördlich und nordöstlich des Wiener Beckens durch SEIBERL et al. (1993), GNOJEK & HEINZ (1993), BUCHA (1994) und GNOJEK & HUBATKA (2001), wobei cadomische Gesteine des Brunovistulikum als wahrscheinlichste Störkörper in Betracht gezogen werden.

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 Ophiolitmaterial als Ursache für erhöhte

Magnetisierungen SW von Gosau und S bis SE von Grünau im Almtal betrachtet (1c in Abb. 2.1, siehe auch HEINZ et al., 1987 a). Es sind Serpentinite an der tektonischen Basis der Nördlichen Kalkalpen z. B. aus der Bohrung Grünau 1 bekannt (WAGNER, 1996) (Abb. 2.4).

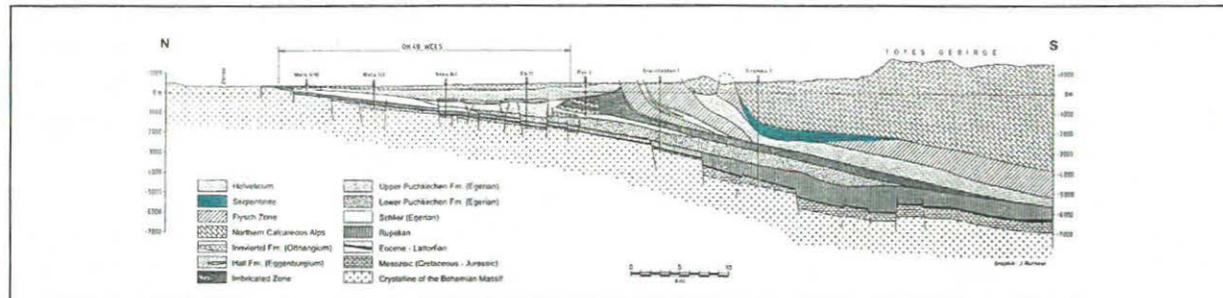


Abb. 2.4: Profil durch die Molassezone Oberösterreichs und deren Untergrund im Abschnitt Wels mit der Lage einzelner Bohrungen (WAGNER, 1996). Die Serpentinite an der tektonischen Basis der Nördlichen Kalkalpen in der Bohrung Grünau 1 sind blaugrün hervorgehoben.

2.1.4.:Modellrechnungen

Modellberechnungen des magnetischen Störkörpers wurden als 2-D (x und z sind variabel, y wird als unendlich angenommen), 2½-D (x und z sind variabel, y besitzt einen konstanten Wert) und 3-D (x, y und z sind variabel) Modellierungen von BLEIL & POHL (1976), PUCHER & HAHN (1979), REISNER (1988) und HÜBL (1991, zitiert nach GNOJEK & HEINZ, 1993) durchgeführt.

Der folgende Text stützt sich z. T. auf die Arbeit von REISNER (1988)

2.1.4.1. Modelle von BLEIL und POHL (1976)

Zur Erfassung der Werte der Totalintensität wurden unter Verwendung von Protonenmagnetometern Bodenmessungen im Raum Berchtesgaden durchgeführt (Abb. 2.5).

Die Messergebnisse zeigen ein ähnliches Bild wie jene, die mit Hilfe der Aeromagnetik gewonnen wurden (Abb. 2.1 und Abb. 2.4). Das Minimum S der Tauern jedoch ist im später gewonnenen Datenmaterial nicht nachvollziehbar. Die annähernd elliptische Form der Anomalie rechtfertigte 2D-Modellrechnungen. (Laut Aussage der Autoren BLEIL und POHL (1976) wären die erhaltenen Modelle für 3D-Berechnungen nur geringfügig zu modifizieren.) Zur Interpretation wurde das Profil AA' in Abb. 2.5 gewählt. Es entspricht dem Profil A in Abb.2.3.

Um eine Simulation des schwachen nördlichen und stärkeren südlichen Minimums zu erhalten, wurden Magnetisierungsrichtungen von $D=180^\circ$ und $I=45^\circ$ eingesetzt.

Diese Annahmen werden mit einer Addition der heutigen Feldrichtung mit einer remanenten Richtung von $D=180^\circ$ und $I=-30^\circ$ begründet. Dazu wird angemerkt, dass diese Richtungen nur gewählt wurden, um eine gute Übereinstimmung zu erhalten.

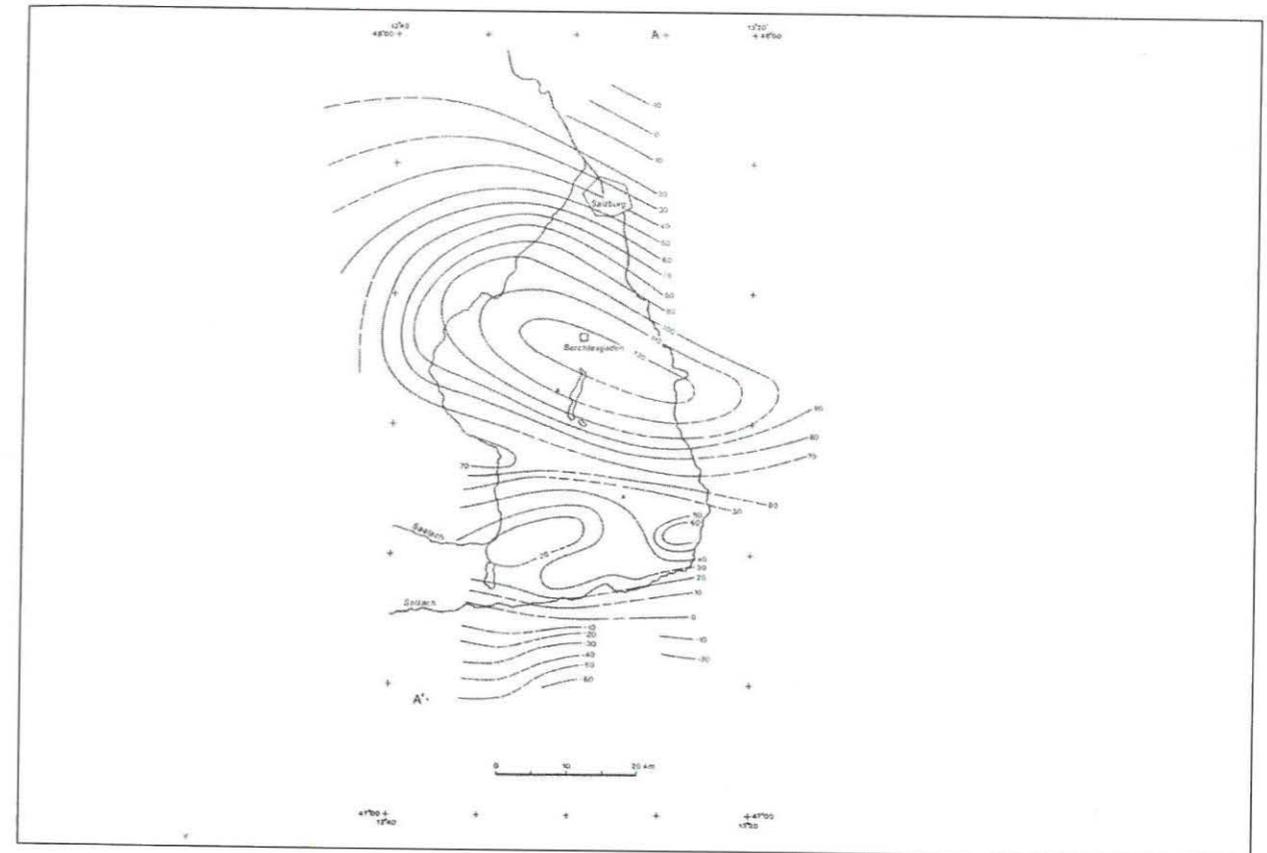


Abb. 2.5.: Ergebnisse der bodenmagnetischen Messungen von BLEIL und POHL (1976). Das Profil AA' wurde graphisch dargestellt (Abb. 2.6).

Als untere Begrenzung der Modelle wird, bei Annahme verschiedener Temperaturgradienten, die Curie-Isotherme betrachtet. Es resultierten Unterkantentiefen von 20 km, 15 km, und 10 km (Modelle I bis III, Abb. 2.6). Da die magnetische Quelle innerhalb des Kristallins zu suchen ist, war die obere Grenze mit der Sedimentdicke gegeben. Alle drei Modelle besitzen eine horizontale Unterkante, die der jeweiligen Curie-Tiefe entspricht. Die Oberkante wurde so lange verändert, bis sich eine gute Anpassung an die Messwerte ergab (Abb. 2.5).

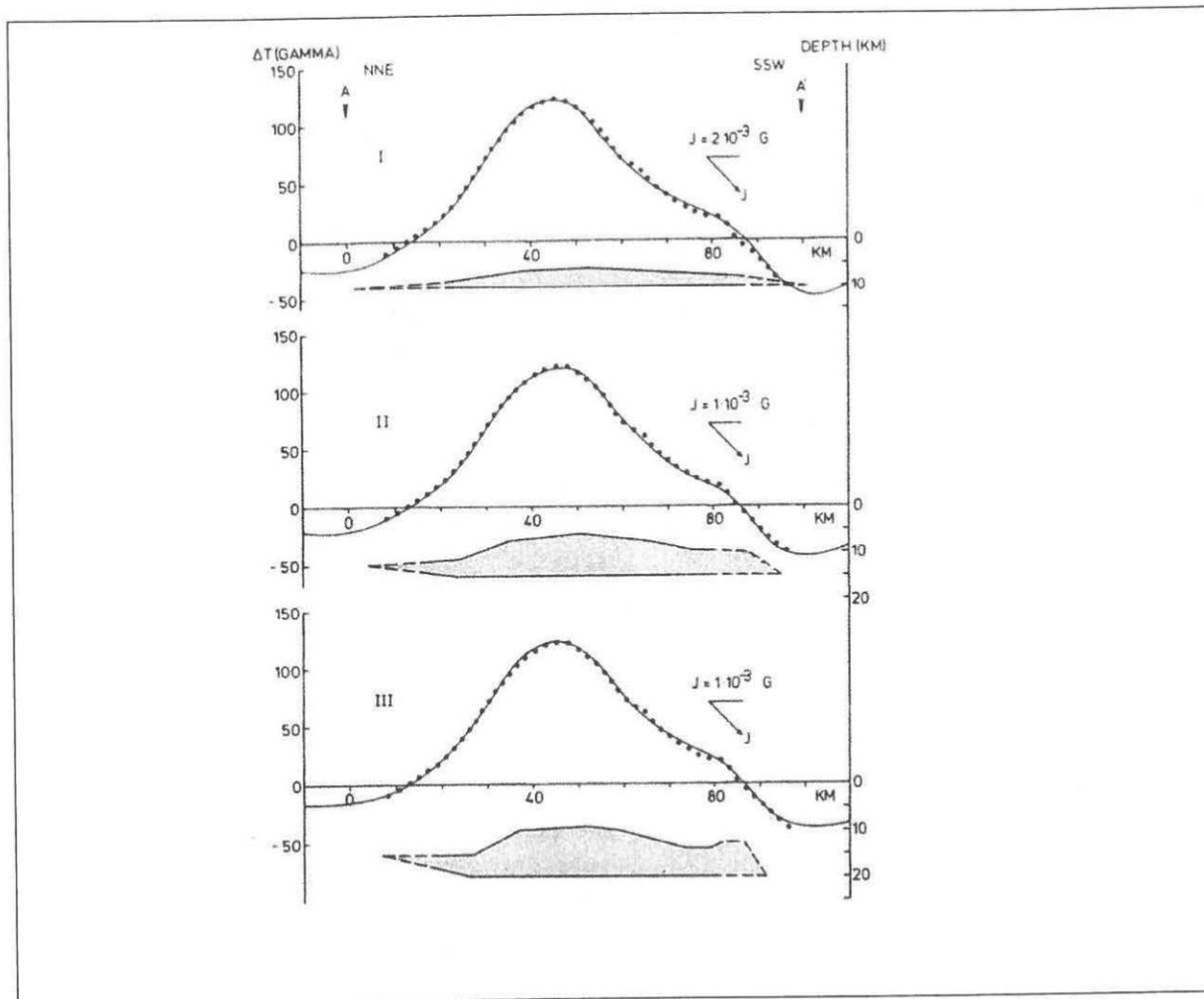


Abb. 2.6: Modelle entlang des Profils AA' in Abb. 2.5 (es entspricht dem Profil A in Abb.2.3) mit der Annahme verschiedener Temperaturgradienten,

Die Berechnungen von BLEIL & POHL (1976) ergaben einen Störkörper, der als eine Platte mit etwa 65 km N-S-Erstreckung betrachtet werden kann, wobei die Oberkante zwischen 6 und 9 km und die Unterkante zwischen 10 und 20 km Tiefe (je nach angenommenem Temperaturgradienten) errechnet wurde.

Zusammenfassend wird von BLEIL & POHL (1976) erklärt, dass der Störkörper eine plattenähnliche Form besitzen muss. Als Grenzwerte wird eine Oberkantentiefe von 5-6 km und eine Unterkantentiefe von 20 km angegeben. Im Extremfall füllt der Körper den Platz zwischen den Grenzen vollständig aus. Die NS-Erstreckung ergibt sich mit 60-70 km, mit der südlichen Begrenzung in der Salzach-Tal Region. Abb. 2.7 zeigt die enorme Dimension des Störkörpers im Vergleich mit den Alpen.

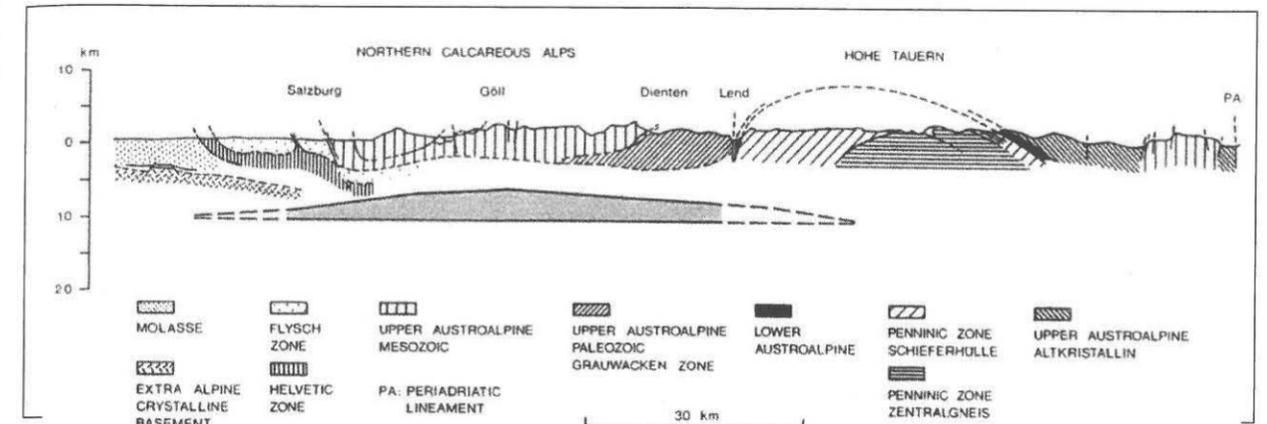


Abb. 2.7.: Geologische Profil durch die Ostalpen mit dem von BLEIL & POHL (1976) berechneten Störkörper der Berchtesgadener Anomalie.

Zur Verifizierung der Modelle wurde der Versuch unternommen, theoretisch errechnete Schwerewirkungen der Modellkörper mit den bekannten gemessenen Schweredaten in Beziehung zu setzen. Im Hinblick auf basische oder ultrabasische Gesteine (Basalt, Diabas, Gabbro, Serpentine, Amphibolite) als wahrscheinliche magnetische Quelle wurde ein positiver Dichtekontrast zwischen 100 und 200 kg/m³ angenommen. Die berechneten Schwerewerte für die Modelle I und II (Abb. 2.6) sind von derselben Größenordnung wie die gemessenen Werte (Maximum = 27mgal). Die Autoren sehen darin eine Bestätigung dafür, dass Magnetik- und Schwererhoch vom selben Körper verursacht werden. Auf Grund der Gravimetrieberechnungen wurde Modell I favorisiert.

Heute ist bekannt, dass die bei 6 km liegende Oberkante des Modells weit in die sedimentären Lagen hineinreichen würde. Deshalb wäre die Oberkantentiefe zu modifizieren. Keine Berücksichtigung findet im Modell ein als wahrscheinlich anzusehendes Südfallen des Störkörpers.

Die Entstehung des Körpers wird mit 2 Theorien erklärt:

- Die magnetische Quelle ist ein Teil der Böhmisches Masse. In diesem Fall bleibt die Frage nach dem Entstehungsmechanismus offen. Ein Zusammenhang mit vertikalen Bewegungen in den Alpen wird nicht ausgeschlossen. Langwellige Anomalien ähnlicher Größe sind nirgendwo anders in der Böhmisches Masse bekannt.
- Der Störkörper besteht aus einer Folge von Ophioliten, die einen Teil eines alten Ozeanbodens der Tethys aufbauen.

Ophiolithisches Material oder eventuell auch der Einfluss eines plutonischen Körpers, wobei offensichtlich an relativ bis sehr junge Plutone (triassisch oder jünger) gedacht war, wurden von PUCHER & HAHN (1979) als Ursache der magnetischen Anomalie in Betracht gezogen.

2.1.4.2 Modell von PUCHER & HAHN (1979)

Von den Autoren PUCHER und HAHN wurden dreidimensionale Modellrechnungen der Berchtesgadener Anomalie durchgeführt. Zum Zeitpunkt des Entstehens dieser Arbeit (1979) waren die Daten der aeromagnetischen Vermessung Österreichs noch nicht vorhanden. Deshalb wurde der Ostteil mit Hilfe der Ergebnisse der österreichischen Landesvermessung vervollständigt. Die weite Ostausdehnung der Anomalie war in ihrem Ausmaß noch unbekannt. Die Lage des Modellkörpers und seine Dicke sowie die Lage des Profils durch diesen sind in der Abb. 2.8 dargestellt (vgl. auch Abb. 2.3 Profil B).

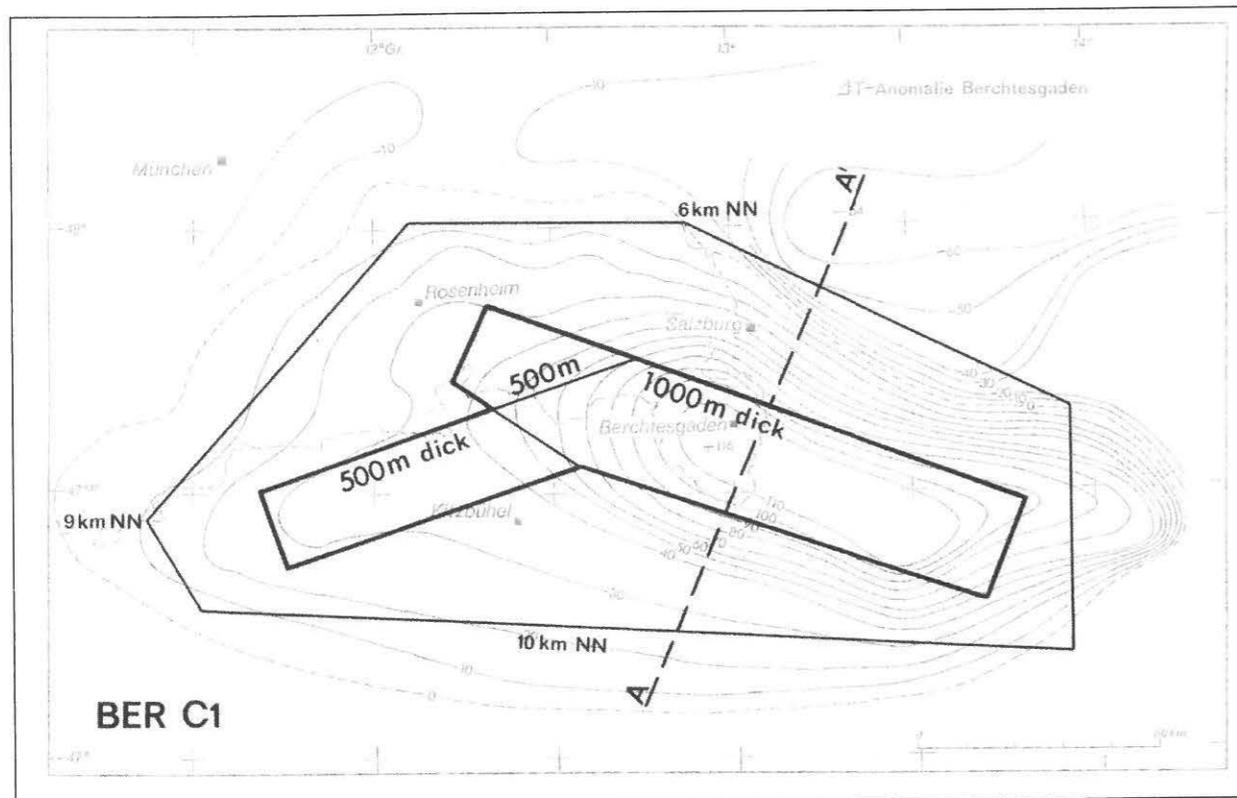


Abb. 2.8: Modell von PUCHER & HAHN (1979), die Profilinie AA' entspricht dem Profil B in Abb. 2.3.

Für die Konstruktion eines Modellkörpers wurde von der Vorstellung ausgegangen, dass ophiolithisches oder plutonisches Material dem Grundgebirge auflagert. Die Autoren ziehen die Annahme eines plutonischen Störkörpers vor und begründen dies mit dem Auftreten höher inkohlter Schichten in der Bohrung Vorderriß 1. Nach späterem Wissensstand ist ein derartiger Plutonit als Verursacher der Berchtesgadener Anomalie allerdings wohl auszuschließen, ebenso eine Auflagerung auf dem Grundgebirge.

Als Parameter für die Modellrechnungen wurden Magnetisierungsrichtungen von $D = 180^\circ$ und $I = 65^\circ$ angenommen und mit einer paläozoischen oder frühmesozoischen Remanenzrichtung erklärt. Es ist durchaus vorstellbar, dass der Remanenzanteil gegenüber dem induzierten Anteil der Magnetisierung dominiert.

Eine Deklination von 180° findet jedoch in den entsprechenden paläomagnetischen Daten keine Entsprechung. Eine Magnetisierung entgegengesetzt zur wirkenden Feldrichtung ist unter gewissen Voraussetzungen bekannt. Diese Erscheinung liefert keine Erklärung für die angenommenen Magnetisierungsrichtungen, weil dann die Inklination den Wert $I = -65^\circ$ aufweisen müsste. Die einzig mögliche Erklärung liefert jedoch die Behauptung einer um mindestens 150° rotierten Platte. Solche Plattenrotationen konnten schon öfter festgestellt werden, allerdings bei kleineren Elementen. Eine Drehbewegung wäre nur möglich, würde der Körper innerhalb der Sedimentfolge "schwimmen". Bei einer Lage im kristallinen Untergrund ist eine Plattenrotation für ein derart großes Element auszuschließen (MAURITSCH 1988, pers. Mitt. an REISNER).

Ein südfallender platten- oder keilförmiger Körper liefert mit den heutigen Feldrichtungen von $I = 63^\circ$ und $D = 0^\circ$ ein viel weniger ausgeprägtes nördliches Minimum als das gemessene. Deshalb kann eine Deklination von 180° sehr dienlich für die Anpassung von Modell- an Messkurven sein.

Das Modell ist als Vergleich von gemessener und berechneter Kurve entlang des Profils AA' in Abb. 2.9 dargestellt. Die Oberkante fällt von 6 km im Norden auf 10 km im Süden. Die Neigung der Platte beträgt 4% und ist somit dem Einfallen der mesozoischen Schichten angepasst.

Der Körper ist ein Prisma, das am Nord- und Südrand 1700 m mächtig ist, nach Westen hin auskeilt, und sich im Zentrum nach unten hin bis zu 11 km Tiefe erstreckt. Auf der ebenen oberen Fläche sitzen ein Prisma von 1000 m Mächtigkeit und zwei Prismen von 500 m Mächtigkeit. Als Magnetisierung wurde ein Wert von 1,5 A/m verwendet. Ein profilhafter Vergleich (Abb. 2.9) ergab, dass die oberen Teile eine zu geringe Erstreckung haben.

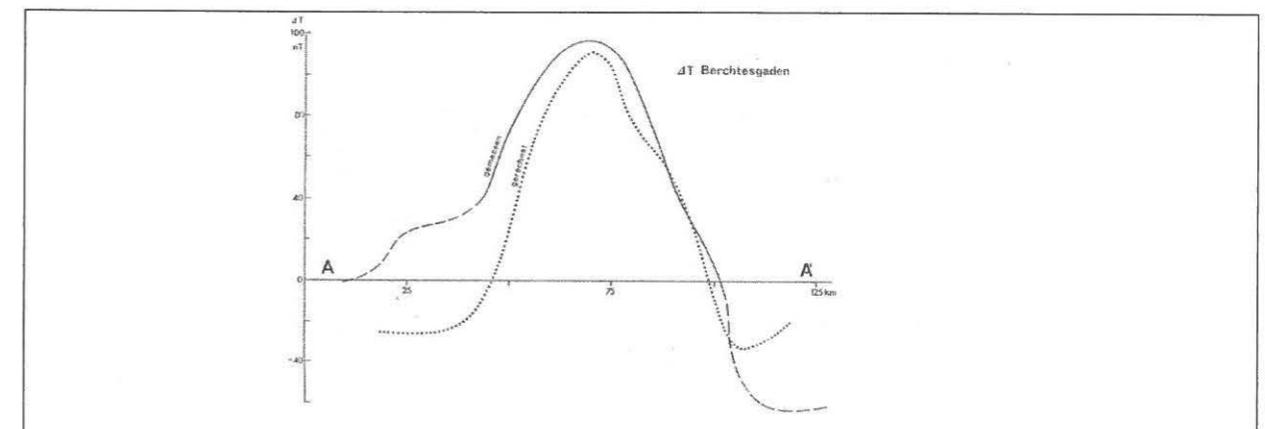


Abb. 2.9.: Unterschied zwischen gemessener und berechneter magnetischer Totalintensität (ΔT) im Profil von Abb. 2.8.

Nach heutigem Kenntnisstand (siehe z. B. „Strukturkarte der Molassebasis“) liegen diese möglichen Modellkörper deutlich zu seicht, da sie weit in die über dem kristallinen Untergrund liegenden Sedimentserien von Molasse und Nördlichen Kalkalpen hineinreichen. Es sei auch noch angemerkt, dass die Ausdehnung des zur Berchtesgadener Anomalie gehörendem Minimums im Bereich der oberösterreichischen Molassezone damals noch nicht hinreichend genau bekannt war.

Die magnetischen Störkörperberechnungen durch REISNER (1988) und HÜBL (1991) beruhen auf den Daten der AMVÖ. Die Modelle sind z. T. stark durch die tektonischen Modellvorstellungen von HEINZ (1989), HEINZ & SEIBERL (1990) und GNOJEK & HEINZ (1993) beeinflusst.

2.1.4.3: Modelle von REISNER (1988)

Die folgende Einführung ist fast wörtlich von REISNER (1988) übernommen.

Die Anomalie erstreckt sich von Innsbruck im Westen bis ungefähr nach Eisenerz im Osten über eine Strecke von 270 km. Die Streichrichtung kann mit WSW-ENE angegeben werden. Am westlichen Rand ist ein schwacher Ausläufer nach NW erkennbar. Die NS Ausbreitung ergibt sich ca. mit 65 km. An der nördlichen und südlichen Begrenzung treten Überlagerungseffekte auf, das heißt, dass das relativ schwache Minimum im Norden durch den Molassetrog mitbestimmt sein könnte (pers. Mitt. WALACH, 1988). Im Süden ist der Verlauf durch die Grauwackenzone stark gestört, und nicht mehr eindeutig nachvollziehbar.

Ein Schnitt (AA') in Streichrichtung (Abb. 2.10a.) zeigt ein stärkeres Einfallen der Westflanke. Daraus folgt, dass das Einfallen nach Osten hin flacher sein dürfte als nach Westen hin (pers. Mitt. ZYCH, 1988). Auffällig sind mehrere kleine Nebenmaxima, die, wie mit Modellrechnungen leicht nachvollziehbar ist, sowohl durch Einsattelungen der Struktur als auch durch übereinandergeschobene Plattenstücke verursacht werden kann. Nordwestlich von Liezen erfährt die Anomalie eine Verbreiterung, die mit den Weyrer Bögen korrelierbar sein könnte. Von der Subtraktion eines regionalen Trends wurde Abstand genommen, weil ein solcher nur im Flughorizont 3000m angedeutet ist, sich aber im Flughorizont 2500m nicht mehr erkennen lässt. Der Vergleich von Bodenmessungen (BLEIL und POHL, 1976; PÜHRINGER et al., 1975) mit Messergebnissen aus einer Höhe von 3000 m ergibt keinen nennenswerten Unterschied in den Maximalwerten. Diese Erscheinung deutet auf eine beträchtliche Tiefe der Quelle hin.

Ermittlung der Störkörpertiefe:

In der Literatur sind mehrere Verfahren zur ungefähren Ermittlung der Störkörpertiefe vorhanden. Besondere Verbreitung findet die Methode der Halbwertsbreite (BENDER, 1985). Als Halbwertsbreite $b_{1,2}$ wird die horizontale Erstreckung der

Anomalie normal zur Streichrichtung auf der halben Höhe des Maximums definiert. Nach BENDER ergibt die halbe Halbwertsbreite eine gute Näherung für die Maximaltiefe eines plattenförmigen Körpers. Die Anwendung dieser Methode auf dem Profil CC' (Abb. 2.10b.) liefert einen Wert von 19 km für $b_{1,2}/2$. Davon muss noch die Flughöhe von 3000 m subtrahiert werden. Als Maximaltiefe resultiert somit 16 km.

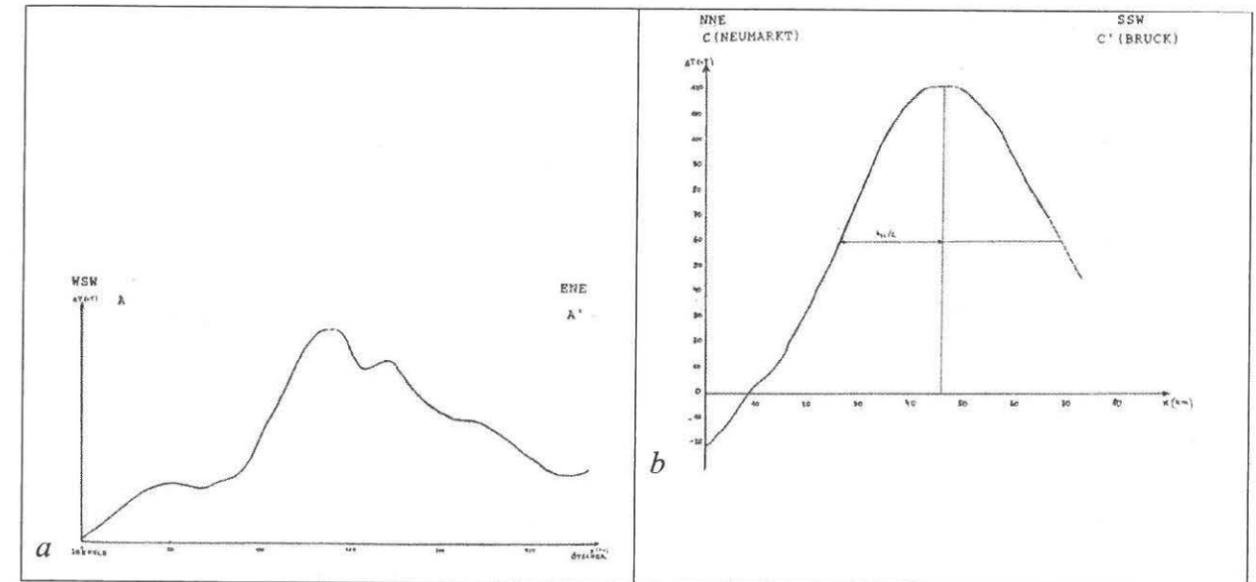


Abb 2 10: a)...Schnitt der magnetischen Totalintensität durch die Berchtesgadener Anomalie in Streichrichtung von Seefeld bis zum Ötscher. b)...Schnitt durch die Berchtesgadener Anomalie normal zur Streichrichtung zwische Neumarkt (NNE und Bruck (SSW)).

Hinweise aus der Geologie:

Aus der Betrachtung der aeromagnetischen Karte Österreichs kommt man zu folgenden Aussagen: die Verbreitung der Berchtesgadener Anomalie stimmt bis auf den westlichsten Teil mit der der Nördlichen Kalkalpen überein. Die südliche Begrenzung der Struktur verläuft ungefähr am Rand der Nördlichen Grauwackenzone. Gegen Norden hin überstreicht die Struktur innerhalb Österreichs das Gebiet des Molassebeckens. Schon eine oberflächliche Erhebung der magnetischen Eigenschaften der oben genannten Einheiten zeigt aber, dass die Berchtesgadener Anomalie mit der Oberflächengeologie nicht erklärt werden kann. Die Randmassen - Molasse im Norden bzw. Grauwackenzone im Süden beeinflussen das Bild höchstens insofern, dass diese Bereiche der Anomaliekarte bereits als Resultat von Überlagerungseffekten zu deuten sind. Lediglich die Weyrer Bögen als markante Querstruktur innerhalb der Nördlichen Kalkalpen lassen sich scheinbar im Anomaliehabitus nachvollziehen. Da also die Betrachtung auf tiefere Stockwerke zu verlagern ist, muss man das Augenmerk auf andere Hinweise richten.

Unter Annahme einer stärker magnetisierten Platte innerhalb des Kristallins der Böhmischen Masse muss bemerkt werden, dass diese Einheit, wie aus der Karte der Totalintensität ersichtlich ist, zu kleine Magnetisierungen aufweist, um deutliche Anomalien hervorzurufen. Eine ausreichende Magnetisierung kann sich nur ergeben,

wenn man die Einlagerung von z.B. Amphiboliten postuliert. Das Auftreten von Amphiboliten in Zwischenlagen in der Böhmisches Masse ist zwar bekannt, doch erreichen diese höchstens Maximalmächtigkeiten von 200 Metern (FUCHS & MATURA, 1980). Aus Modellrechnungen, ergibt sich jedoch, dass für ΔT -Werte von 120 nT aus 8 km Tiefe und bei $\kappa=38 \times 10^{-3}$ (SI) Mächtigkeiten von mindestens 6 km erforderlich wären.

Um zu einer räumlichen Vorstellung über die Untergrundstruktur zu gelangen, wurden die Berechnungen entlang von 12 Profilen mit 15' Abstand durchgeführt (Abb 2.3 und Abb. 2.11). Die äußeren Begrenzungen bilden die Meridiane 12° im Westen und 13°45' im Osten. Daten über die Tiefe von Oberkante und Unterkante der Störkörperprofile für die Abb. 2.3. sind in einer Tabelle (Tab. 2.1) zusammengefasst.

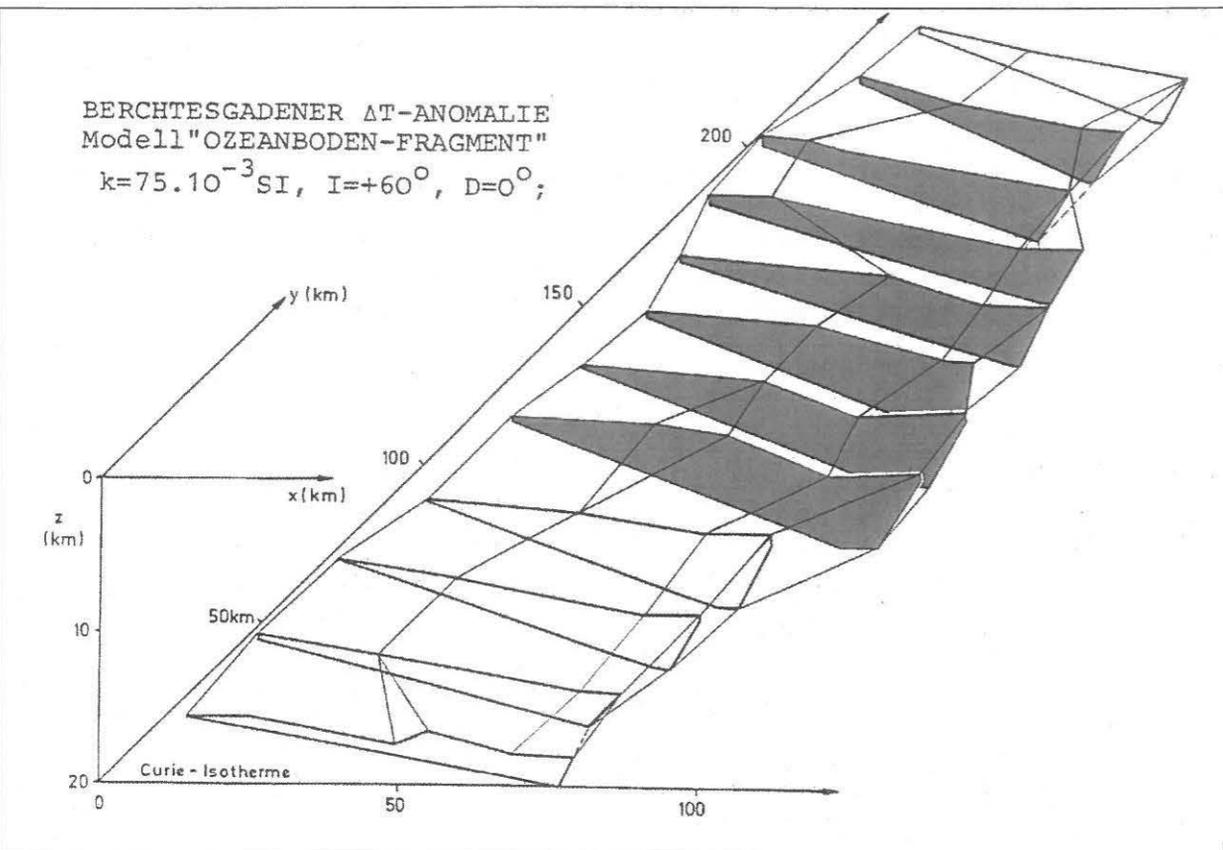


Abb. 2.11: N-S Schnitte durch den errechneten Störkörper nach REISNER (1988). Die in der Abb. 2.3 eingetragenen Profile sind grau dargestellt.

Profil a	Oberkante N	15,0	Oberkante S.....	18,0
	Unterkante N	15,2	Unterkante S....	23,0
Profil b	Oberkante N	15,0	Oberkante S.....	18,3
	Unterkante N	15,2	Unterkante S... ..	23,0
Profil c	Oberkante N	15,4	Oberkante S.....	18,5
	Unterkante N	15,8	Unterkante S....	23,0
Profil d	Oberkante N	16,0	Oberkante S.....	19,0
	Unterkante N	16,4	Unterkante S....	23,0
Profil e	Oberkante N	16,2	Oberkante S.....	19,4
	Unterkante N	16,7	Unterkante S....	23,0
Profil f	Oberkante N	16,2	Oberkante S.....	19,6
	Unterkante N	16,7	Unterkante S....	23,0
Profil g	Oberkante N	16,0	Oberkante S.....	19,6
	Unterkante N	16,4	Unterkante S....	23,0

Tab. 2.1.: Angaben über die Tiefenlagen der N-S Profile der Modellrechnung von REISNER (1988) in Kilometern. Die Nummerierung der Profile entspricht den Abb. 2.3. und 2.11 (N-S Profile von 13° bis 14°30', siehe Abb. 2.3).

Unter der Anregung von HEINZ und SEIBERL betrachtete der Autor die Theorie eines nordpenninischen Ozeanbodens zur Erklärung der Berchtesgadener Anomalie als die wahrscheinlichste.

Für die Erstellung eines Modelles wurde von folgenden Grundvoraussetzungen ausgegangen (Modell „Ozeanboden“):

- Die Oberkantentiefe wurde mit 12 km limitiert, um einerseits Platz zu lassen für das Kristallin, andererseits um den Umstand zu berücksichtigen, dass in der Reflexionsseismik bis ca.11 km keine Hinweise vorliegen.
- Ein Südfallen wird als gegeben betrachtet. Die Neigung soll zwischen den Werten für die mesozoischen Schichten und für die Moho liegen, also zwischen 4% und 8%.
- Die Suszeptibilität wird nach Vergleich mit entsprechenden Daten für penninische Gesteine mit $\kappa=75 \times 10^{-3}$ (SI) festgesetzt.
- Die Magnetisierungsrichtungen wurden mit $I=60^\circ$ und $D=0^\circ$ angenommen. Die Entstehung der nordpenninischen ozeanischen Kruste ist mit der Kreide zu datieren. Die Paläoinklination für Europa bewegt sich vom Dogger bis zum Pliozän zwischen 50° und 60° . Die Deklination für diesen Zeitraum schwankt im Intervall 0° bis 20° . Im Rahmen der späteren Überschiebungstektonik kippte das Element und mit ihm der Remanenzvektor. Also wäre zur Inklination 50° - 60° noch der gegenwärtige Einfallswinkel zu addieren.
- Die Curie-Isotherme als untere Begrenzung befindet sich bei 20 km.
- Die maximale Erstreckung nach Süden ist durch den Tauernkern begrenzt.
- Das nördliche Minimum wird durch den Effekt des Molassetroges wesentlich mitbestimmt.

Die Modelle für die einzelnen Profile wurden so lange verfeinert, bis sich zufriedenstellende Übereinstimmungen ergaben. Am Beispiel des Modells für das Profil 13°15' wird der Grad der Übereinstimmung veranschaulicht (Abb. 2.12). Eine Darstellung des Gesamtkörpers findet sich in Abb. 2.11.

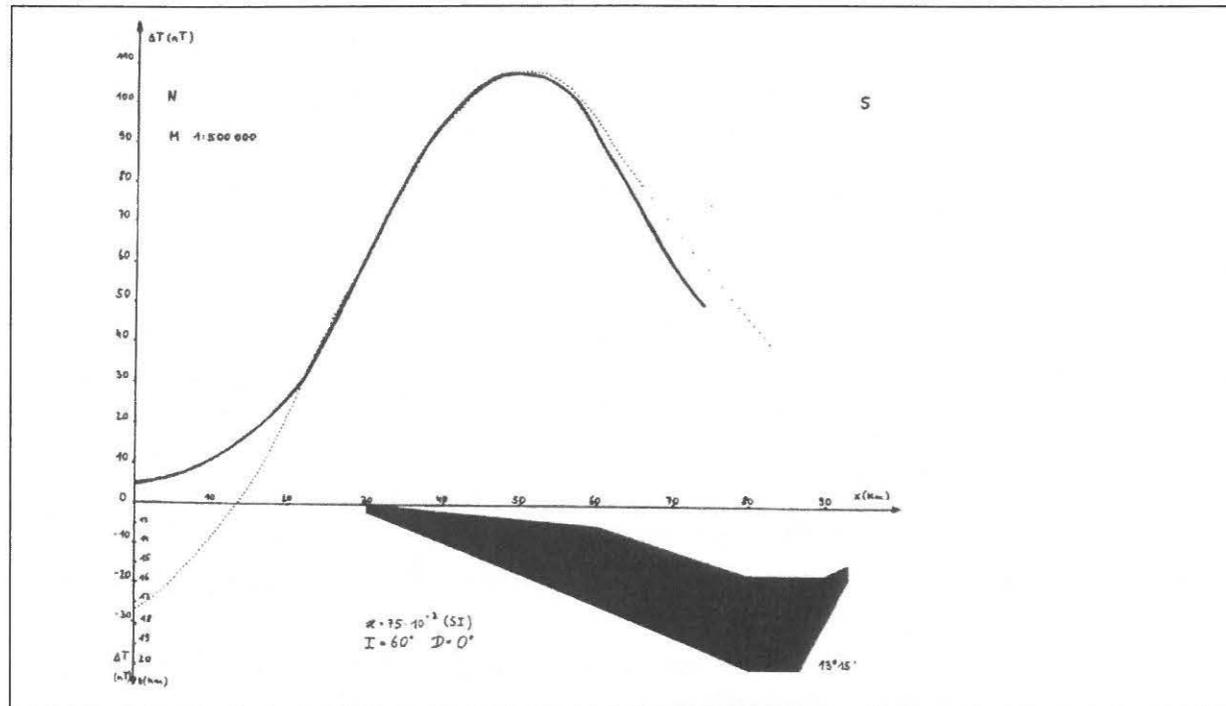


Abb. 2.12: Modell für das Profil 13°15' nach REISNER (1988): gemessene Werte (punktierte Linie) gegenübergestellt den berechneten Werten (dickere durchgezogene Linie).

Das Modell ist ein plattenförmiger Körper, der je nach geographischer Position zwischen 15 und 30 km südlich des Nordrandes des Flughorizontes 3000 m auskeilt. Die Spitze der Plattenoberkante erreicht Werte zwischen 12 und 15.5 km unter NN. Die NS-Erstreckung ergab sich mit 44 bis 69 km. Die maximalen Mächtigkeiten liegen im Bereich von 2 bis 5 km (siehe Abb. 2.11.).

Von der Mitte aus gesehen verdünnt sich der Modellkörper nach Westen und nach Osten hin. Das östlichste Profil wurde durch einen größeren Neigungswinkel simuliert. Das westlichste Profil kam tiefer zu liegen als alle übrigen Profile. Die beiden Ausläufer im Westen der Anomalie konnten durch Einsattelungen der Platte nachvollzogen werden. Die Form des südlichen Endes des Körpers wurde in Anlehnung an hebungstektonische Tendenzen innerhalb der Alpen (pers. Mitt. MAURITSCH, 1988) konstruiert.

Ein Vergleich der errechneten Werte mit den Messwerten zeigt bis auf den Bereich des nördlichen Minimums mittlere Abweichungen von 2-5%.

Andere Ansätze ergeben andere Modelle. So ist eine Annäherung mit einer schwächeren Platte bei höheren Suszeptibilitäten ebenso möglich.

Vergleich mit Gravimetrie-Daten:

Der erhaltene Modellkörper wurde zur Verifizierung der Lage Gravimetrieberechnungen unterworfen. Auf einem Profil wurde bei Verwendung verschiedener Dichtekontraste (50 kg/m^3 , 100 kg/m^3 , 150 kg/m^3) die Schwerewirkung berechnet. Aus dem Vergleich dieser Daten mit gemessenen Werten lassen sich keine Widersprüche bezüglich der Lage des Modellkörpers erkennen. Aus einer quantitativen Betrachtung folgt, dass ein Dichtekontrast von $50\text{-}100 \text{ kg/m}^3$ wahrscheinlich ist. Diese Schlussfolgerung ist jedoch mit einiger Vorsicht zu betrachten.

Alternatives Modell "Böhmische Masse"

Unter Berücksichtigung der Theorie eines stärker magnetisierten südlichen Ausläufers der Böhmischen Masse als Begründung der Magnetik-Anomalie wurde ein zweites Basismodell entworfen.

Die Oberkante wurde mit Hilfe bekannter Daten ungefähr mit der Oberkante des Kristallins der Böhmischen Masse in Übereinstimmung gebracht. Als Suszeptibilität wurde ein Wert von 38×10^{-3} (SI) angesetzt. Die Magnetisierungsrichtungen sind die gleichen wie beim obigen Modell, weil nach heutigem Stand des Wissens eine stärkere Magnetisierung innerhalb des Kristallins nur in Verbindung mit der Überschiebungstektonik der Alpen erklärt werden kann.

Die Anpassung des Modelles erwies sich als sehr schwierig. Da der Körper insgesamt höher liegt als das ozeanische Modell, reagiert die Modellrechnung viel empfindlicher auf Veränderungen geometrischer Faktoren. Der nördliche Ausläufer beeinflusste die Ergebnisse insofern, dass das Maximum meist zu weit nördlich auftritt. Eine ungefähre Annäherung an die Messdaten konnte nur durch Einsetzen extrem großer Mächtigkeiten (bis zu 8 km) erreicht werden (Abb. 2.13). Diese Werte sind aus geologischen Betrachtungen heraus unwahrscheinlich (siehe oben). Bessere Ergebnisse würden sich erzielen lassen, wenn man im Zentrum des Körpers eine stärkere Magnetisierung annehmen würde oder den nördlichen Ausläufer nach Norden hin abtauchen ließe. Solche Ansätze nähern sich jedoch zu sehr den Bereichen der reinen Phantasie und wurden nicht weiter modelliert (REISNER, 1988).

In die Abb. 2.13. wurden die Ergebnisse des Modells „Böhmische Masse“ aufgenommen. Es ergab sich eine Serie von Profilschnitten durch einen in N-S-Richtung etwa 50 bis 70 km breiten Störkörper, der mit Winkeln von etwa 5 bis 20° gegen S einfällt. Die Oberkante wurde mit etwa 10 bis 12 km, die Unterkante mit 20 bis 25 km unter NN ermittelt. Die Suszeptibilitätswerte für die Modellierungen wurden mit $\kappa=38 \times 10^{-3}$ (SI) angenommen (REISNER, 1988).

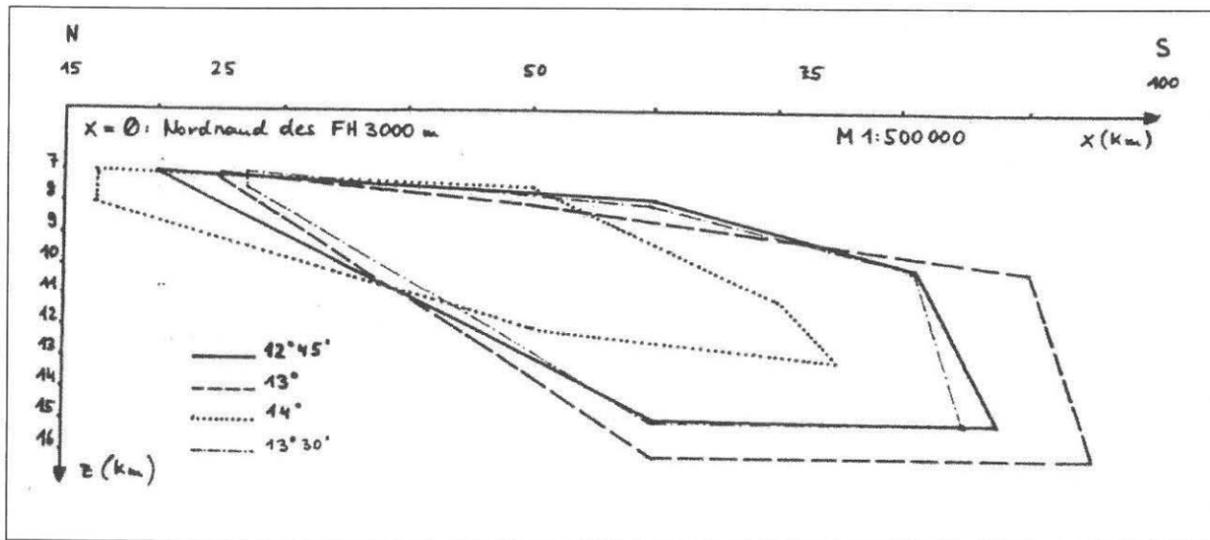


Abb. 2.13: Darstellung des Modellkörpers „Böhmische Masse“ anhand mehrerer Profile, nach REISNER (1988), $\kappa=38 \times 10^{-3}$ (SI).

Es fällt in Abb. 2.3. ein markanter Unterschied im Vergleich der Lage von magnetischer Anomalie und Profilschnitt zwischen den Profilen A, B und C, und den Profilen a bis g auf. Dies ist dadurch bedingt, dass in den Profilen A, B und C jeweils ein Schnitt durch die gesamte magnetische Anomalie dargestellt ist, während die Profile a bis g Schnitte durch den modellierten Störkörper darstellen. Vor allem der gesamte Profilabschnitt des magnetischen Minimums bleibt hierbei ausgeblendet. Dadurch wirken die Schnitte a bis g gegenüber A, B und C deutlich gegen Süden versetzt.

Es sei noch darauf hingewiesen, dass in der Arbeit von REISNER versucht wurde, möglichst umfassend auch die Daten von Nachbardisziplinen (Geologie, Seismik, Gravimetrie, Geothermie) bei der Interpretation der Magnetikdaten zu berücksichtigen.

2.1.4.4. Modell von HÜBL (1991)

Recht wenig ist bekannt über die Modellierung der Berchtesgadener Anomalie durch HÜBL. Diese Arbeit scheint als Basismodell für eine intensivere Bearbeitung der Berchtesgadener Anomalie konzipiert gewesen zu sein, die dann aber aufgrund des unerwarteten und frühzeitigen Todes des Projektleiters (H. HEINZ) nicht zur Ausführung kam.

Es dürften eine Reihe von Profilen geplant gewesen sein, allerdings scheint es, dass nur eines tatsächlich modelliert wurde. Dieses hat die Aufnahme in einen Projektbericht gefunden (HEINZ, 1992). Das Profil ist in Abb. 2.14. dargestellt. Die Lage des Profils ist in Abb. 2.3. als C eingetragen.

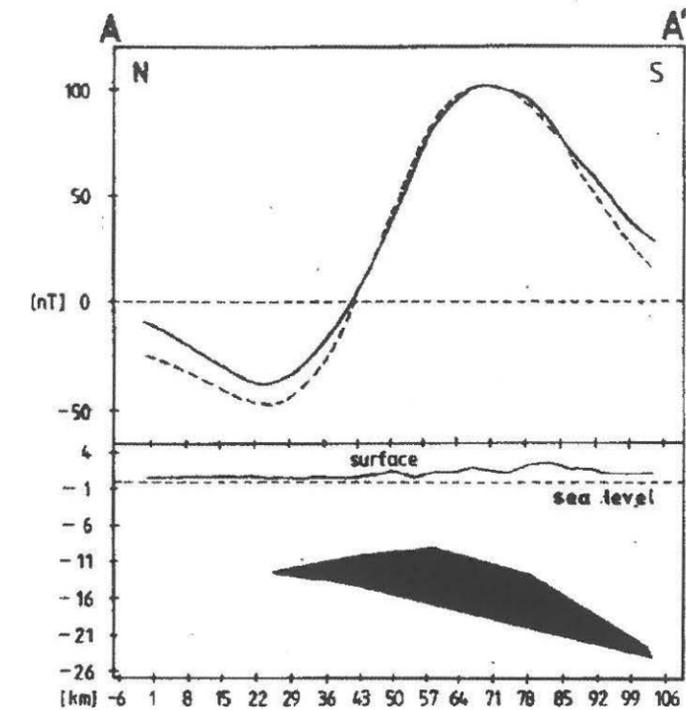


Abb. 2.14: Magnetische Modellierung des Störkörpers der Berchtesgadener Anomalie (HÜBL, 1991) im Profilschnitt C in Abb. 2.3. Für vermutetes ophiolithisches Material wurde eine Suszeptibilität mit $\kappa=28 \times 10^{-3}$ (SI) angenommen.

Für alle genannten Modellrechnungen wird angenommen, dass die Unterkante des Störkörpers durch die Curie-Temperatur (T_c) bestimmt ist. Das Material des Störkörpers kann sich also durchaus noch weiter gegen unten fortsetzen, es verursacht aber bei den in dieser Tiefe zu erwartenden Temperaturen keine magnetische Anomalie.

Die wesentlichen ferrimagnetischen Minerale, die derartige magnetische Anomalien verursachen können, sind die Mischkristallreihe Magnetit - Titanomagnetit (Fe_3O_4 bis TiFe_2O_4), Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) und Pyrrhotin (FeS bis Fe_7S_8). Die Curie-Temperaturen für Magnetit liegen im Allgemeinen bei etwa 570 bis 590°C, sinken aber bei höheren Ti-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).

Bei einem zu erwartenden Wärmefluss von etwa 70 bis 90 mW/m^2 und einem Abtauchen der Isothermen unter den Alpenkörper (CĚRMÁK et al., 1992) ist die T_c im Bereich des Zentrums der Berchtesgadener Anomalie für Magnetit in einer Tiefe von etwa 30 km, für Maghemit in fast 40 km, für Pyrrhotin allerdings nur in etwa 15 km unter NN zu erwarten.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Natur der Berchtesgadener magnetischen Anomalie immer noch als wenig geklärt bezeichnet werden muss.

2.1.5. Anomalien im N der aeromagnetischen Karte 1 : 200.000

Die Anomalie 5 in Abb. 2.1 wurde auch im Hubschraubermessgebiet Hausruck mit einer Stärke von nur wenigen nT erfasst (SEIBERL & PIRKL, 1991). Sie dürfte ihre Ursache im kristallinen Untergrund haben.

Die Anomalie 8 in Abb. 2.1 stellt ein langgestrecktes Minimum dar. Dieses könnte in Zusammenhang mit einer Bruchzone stehen, an der eine sedimentbedeckte Scholle des Molasseuntergrundes gegenüber einer Kristallinscholle gehoben wurde. Das magnetische Minimum ist dort von einem gravimetrischen begleitet.

Die Anomalie 9 in Abb. 2.1 ist ein Bereich mit leicht erhöhter Magnetisierung. Es könnte sich dabei um einen Effekt der Morphologie des kristallinen Untergrundes handeln, da die Anomalie direkt in der Fortsetzung des Kürnberg Rückens (GRILL & WALDMANN, 1951) liegt. Eine andere Interpretationsmöglichkeit wäre, dass es sich um höher magnetisierte Gesteine des tieferen Untergrundes in Fortsetzung der Pfahlstörung handelt. Die Gravimetrie zeigt dort eine Zone mit leicht erhöhten Schwerewerten.

Die Anomalien 6, 7, 9, 11, 12, und 13 liegen im Bereich des anstehenden Kristallins des Mühlviertels und werden in Abschnitt 2.3 behandelt.

2.2. Grauwackenzone, Seckauer Kristallin

In der SE Ecke der Karte (Abb. 2.1, Abb. 2.3) liegen kleine, aber sehr starke kurzweilige Anomalien. Eine befindet sich mit ihrem Maximum (>150 nT) S Liezen und dem Minimum (<20 nT) direkt über Liezen (3 in Abb. 2.1, E in Abb. 2.3.), eine zweite liegt SE Admont (Maximum >150 nT, Minimum <10 nT) (4 in Abb. 2.1, F in Abb. 2.3.), diese ist auf der Karte nur z. T. angeschnitten. Eine dritte Anomalie liegt bei Haus im Ennstal. Von dieser ist auf der Karte nur das Minimum zu sehen, das südlich gelegene Maximum liegt außerhalb. Sie wurde aber trotzdem in die Bearbeitung aufgenommen (2 in Abb. 2.1, D in Abb. 2.3).

2.2.1. Geologie

Die tiefste tektonische Einheit ist hier der zum Silvretta-Seckau Deckensystem gehörende Seckau Komplex (Bösenstein–Pletzen Decke) sowie der zum selben Deckensystem gehörende Speik Komplex. Darüber folgt das Koralpe-Wölz Deckensystem mit dem Ennstaler Phyllitkomplex und dem Wölz Komplex. Die nächsthöhere Einheit bildet die Grauwackenzone in Form der Norischen Decke. Darüber folgt mit z. T. transgressivem Kontakt die Basis der Nördlichen Kalkalpen, ausgebildet als permische Prebichl Formation, Alpiner Buntsandstein und Werfener Schiefer (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006, tektonische Gliederung nach SCHMID et al., 2004).

Folgende Gesteinstypen sind für den geologischen Aufbau des Untersuchungsgebiets wesentlich:

Silvretta-Seckau Deckensystem

Seckau Komplex

- Paragneise
- Orthogneise
- Hornblendegneise und Amphibolite

Speik Komplex

- Paragneise
- Hornblendegneise, Amphibolite
- Eklogitamphibolit (Hochgrößen)
- Serpentin
- Transgredierende Rannachserie

Koralpe-Wölz Deckensystem

Ennstaler Phyllitkomplex

- helle Phyllite, örtlich Graphitphyllite
- Grünschiefer

Wölz-Komplex

- Glimmerschiefer
- Granatglimmerschiefer mit Staurolith und Disten
- Graphitische Glimmerschiefer
- Marmore (Mölbegg Marmor, Sölker Marmor, Gumpenegg Marmor)
- Amphibolite
- Hornblende führende Glimmerschiefer

Grauwackenzone (Norische Decke)

Eisenerzer Schichten (Karbon)

- Phyllit, Tonschiefer, Quarzit, Lydit

Sauberger Kalk

- Flaserkalk, Bänderkalk

Rad Formation (Ordovizium – Silur)

- Phyllit
- Metakonglomerat und -brekzien

Metabasit Gruppe (Ordovizium bis Devon)

- Metabasalt
- Metatuff bis -tuffit
- Gabbroide und dioritische Gänge
- Pyroxenite
- Serpentine

Blasseneck Porphyroid (Oberordovizium) und Klastika im Verband damit

- Porphyroid
- Schiefer
- Metasandstein

Eine nähere lithologische Charakterisierung dieser Gesteinstypen vom Altkristallin bis an die Basis der Nördlichen Kalkalpen folgt weitgehend FLÜGEL & NEUBAUER (1984).

Orthogneis, Migmatit, Granitgneis

Die Masse der granitoiden Gesteine tritt in den Schladminger Tauern, der Bösenstein-Gruppe und den Seckauer Tauern auf. Über ihre Zusammensetzung, Intrusionsfolge und Alter ist relativ wenig bekannt.

Innerhalb der Seckauer Tauern können zwei Granitoidtypen unterschieden werden:

Orthogneise, die mit 432 ± 16 Mio Jahren datiert wurden. Dies entspricht etwa dem Oberordoviz.

Weniger verschieferte Granite und Granodiorite, die mit z. T. diskordantem Kontakt in ein metamorphes Dach eindrangen. Sie umfassen Augengneise, flaserige Biotitgneise, Zweiglimmermetagranite bis porphyrische Granite. Die Ränder einiger dieser granitoiden Gesteine sind migmatisch ausgebildet. Bisweilen besitzen sie ein Ganggefüge mit Granitgneisgängen, Aplit und selten Pegmatit. Sie werden verschiedentlich als anatektische Schmelzprodukte der paragenen Schiefer betrachtet. Von dieser Gruppe ist nur das Alter eines Zweiglimmer-Metagranit (Zinkengranit) mit 354 ± 16 Mio. Jahren bekannt. Es entspricht dies einem Alter an der Wende Devon/Karbon. Rb/Sr-Daten der Muskowite mit 330 Mio. Jahren datieren die Abkühlung auf ca. 500° . Alterswerte an Biotiten liefern Hinweise auf eine altpaläozoische Vergneisung unter Bedingungen der Grünschieferfazies.

Pegmatit

Innerhalb der Wölzer Glimmerschiefer sind die Pegmatite auffällig an Marmore gebunden. Sie bilden schichtparallele, oft langgestreckte Züge und Linsen, seltener diskordante Stöcke und Gänge.

Paragneis

Feinkörnige quarzitisches Gneise, Biotitschiefergneise und Biotitquarzite sind typisch für das Seckauer Kristallin.

Hornblendegneis

Hierunter wurden Hornblendegneise, Hornblende-Biotitaplitgneise sowie massige „metablastische“ Amphibolite (augige Hornblendegneise, Diorit, Granodioritgneise) zusammengefasst. Hornblendegneise zeigen oft normale andesitische bzw. dioritische Zusammensetzung. Die in der Nähe des Hochgrössenserpentinitins auftretenden Hornblendegneise werden mit Plagiograniten ophiolithischer Abfolgen verglichen.

Amphibolit

Amphibolitzüge treten oft als Linsen innerhalb der Glimmerschiefer und seltener in den Marmoren auf. Sie werden größtenteils von Vulkaniten abgeleitet, neben

Plagioklas- und Granatamphibolit finden sich Biotitamphibolite (floitisierte Amphibolite), Chloritamphibolite und Hornblende-Diopsidgneise.

Serpentinit, Ultramafit

Größere Ultramafitkörper bilden die Basis der Bänderamphibolite des Speikkomplexes. Sie lassen sich in zahlreichen Linsen vom Hochgrössen im NW über Kraubath bis in die Breitenau verfolgen. Nach petrologischen und geochemischen Untersuchungen handelt es sich beim Kraubather Serpentinit i. W. um Harzburgite und Bronzite, die als Abkömmlinge „metamorpher Peridotite“ gedeutet werden, während die serpentinierten Dunite des Hochgrössen als Kumulate ophiolithischer Abfolgen interpretiert werden. Sie sind größtenteils in Antigoritserpentinit umgewandelt. Die übrigen kleineren Ultramafitvorkommen sind meist vollständig serpentiniert bzw. in Talkschiefer umgewandelt.

Eklogitamphibolit

Innerhalb des Muralpenkristallins sind gesicherte Eklogitamphibolite bisher nur vom Hochgrössen in Verbindung mit dem Serpentinit bekannt geworden. Sie sind meist vollständig in Granatamphibolite umgewandelt. Ihre Genese ist umstritten. Teilweise werden sie von mittelozeanischen Basalten abgeleitet. Für die Eklogitbildung wurden Temperaturen von $300-500^\circ\text{C}$ und Drucke von 4,5-8 kbar angegeben.

(Bänder-)Amphibolit des Speikkomplexes

Die Amphibolite des Speikkomplexes wurden zufolge ihrer tektonischen Position und ihrer Begleitgesteine auf der Karte getrennt zur Ausscheidung gebracht. Sie zeigen großteils eine den Bänderamphiboliten des vulkanischen Komplexes entsprechende Wechsellagerung heller Plagioklasgneise und Quarzite mit dunklen Amphiboliten. Daneben treten gehäuft Granatamphibolite auf. Feingeschieferter, feinkörniger, feldspatarme Amphibolite treten als Zehnermeter mächtige Linsen in den gebänderten Amphiboliten in Erscheinung. Auch geochemisch scheint gegenüber den Amphiboliten des vulkanogenen Komplexes kein Unterschied feststellbar. Es scheint sich primär um eine Wechsellagerung dazitischer und basaltischer Vulkanite zu handeln.

Glimmerschiefer, phyllitischer Glimmerschiefer

Es handelt sich um monotone dünnlagige, graubraune Gesteine, die in der Regel reichlich Quarzknuern führen. Die unterschiedlichen Mineralkombinationen lassen sich teils auf primäre Unterschiede, vor allem der Feldspatführung, teils auf unterschiedlichen Metamorphosegrad zurückführen. So finden sich innerhalb der südlichen Wölzer Tauern und in der Glein- und Stubalpe variszisch gebildeter Stauolith und Disthen, während diese in den phyllitischen Glimmerschiefern der nördlichen Wölzer Tauern zu fehlen scheinen. Ein ähnliches Abklingen ist für die alpidische Metamorphose wahrscheinlich, was zu Konvergenzerscheinungen zwischen beiden Mineralparagenesen geführt haben dürfte.

Für die Granat-Disthen-Paragonit-Muskowitglimmerschiefer werden maximale Drucke von über ca. 5 kbar bei einer oberen Temperaturgrenze von ca. 600°C angenommen.

Marmor

Neben vereinzelt innerhalb der Glimmerschiefer auftretenden geringmächtigen Marmoren tritt hangend dieser Schiefer ein etwa 50-400 m mächtiger Marmor-

komplex auf („Bretstein-, Sölk-, Gumpeneck-Hirnkogelmarmor“). Die Abfolgen sind teilweise gut gliederbar.

Für die meisten Marmore wird ein devones Alter für wahrscheinlich gehalten, wenn auch für einzelne Sondertypen ein mesozoisches Alter nicht völlig ausgeschlossen werden kann.

Paläozoikum der Grauwackenzone

Blasseneckporphyroid

Der Blasseneckporphyroid ist das Produkt eines kurzdauernden sauren Vulkanismus im tieferen Ashgill. Die Mächtigkeit der vulkanischen Folge und ihr Aufbau schwankt stark. Sie kann im Typusbereich des Blasseneck eine Mächtigkeit von über 1000 m erreichen, während es sich in anderen Profilen nur um mehrere, einige Zehnermetermächtige, durch Metapelite getrennte Lagen handelt. Neben verschiedenen Ignimbrittypen mit wechselnden Anteilen von Lapilli, finden sich Aschen- und Glastuffe sowie Tuffite. Dem Chemismus nach handelt es sich vorwiegend um Rhyolithe und Rhyodazite bis Dazite. Daneben finden sich Alkalirhyolite sowie gelegentlich Ändesite. Es handelt sich um das Ergebnis mehrerer Förderperioden, wobei Einschaltungen von bis zu 80 m mächtigen grünlichen Schieferen weitgehend sedimentärer Natur sein dürften.

Der Chemismus der Gesteine zeigt deutliche Hinweise auf sekundäre Veränderungen und beträchtlichen Stoffaustausch, der nicht allein auf metamorphe Veränderungen zurückgehen dürfte.

Die Porphyroide stellen größtenteils Produkte subaerischer explosiver Fördermechanismen dar, wobei örtlich marine Umlagerungen gegeben sein dürften. Die heutige Verteilung der Porphyroidkörper spricht für eine lineare Anordnung der einzelnen Eruptionszentren in Form vulkanischer Inseln in einem epikontinentalen Randmeer.

Hydrogeologisch stellen die Porphyroide einen wasserstauenden Horizont dar.

Sauberger Kalk

Es handelt sich vorwiegend um größtenteils unterdevone Flaser- bis Bänderkalke, die vermutlich überwiegend Ablagerungen eines tieferen Schelfbereiches darstellen.

Radschiefer

Bei Fehlen einer mächtigen Karbonatfolge treten östlich und westlich von Eisenerz z.T. mehrere 100 bis 1000 m mächtige, einförmige, graue bis grünlichgraue, siltig bis feinsandige, häufig feinschiefrige bis feinschichtige Silt- bis Tonschiefer bzw. Phyllite auf. Örtlich verbreitet sind Einschaltungen grauer Feinsandsteine.

Verschiedentlich finden sich lokale geringmächtige Lagen saurer Vulkanite, wobei Pyroklastika dominieren. Hinweise auf einen basischen Vulkanismus fehlen dagegen.

Die stratigraphische Einstufung der Radschiefer ergibt sich einerseits aus dem liegenden Blasseneckporphyroid, andererseits durch die Einschaltung von Erzführendem Kalk, vorwiegend in den Hangendanteilen der Schichtfolge. Dementsprechend dürfte der größte Teil in das hohe Ordovizium und Silur zu stellen sein.

Westlich von Eisenerz und dem Reiting dürfte diesen Radschiefern ein Teil der bis über 1000 m mächtig werdenden klastischen Gesteinsfolge entsprechen, die durch ihre Vergesellschaftung mit basischen Vulkaniten, Schwarzschiefern, selten sauren

Tuffen und Kalken charakterisiert sind. Wenige biostratigraphische Fixpunkte zeigen, dass ein großer Teil dieser Folge dem Silur angehören dürfte.

Feinschichtige Grauwackenschiefer

Bei unklarer Position in Hinblick auf das Blasseneckporphyroid ist die Einstufung der klastischen Gesteinsfolgen schwierig, da biostratigraphische Anhaltspunkte fehlen. Bei diesen Grauwackenschiefern i. A. handelt es sich um verschiedene, z. T. phyllitische Tonschiefer, Siltschiefer, Schwarzschiefer, Chloritschiefer usw. Großteils dürften sie altersmäßig dem Silur bis Devon zuzuordnen sein.

Ennstaler Phyllite

Sie überlagern an einer schwer fassbaren tektonischen Grenzzone die Wölzer Glimmerschiefer. Es handelt sich um eine einförmige Folge meist grauer Phyllite, die von quarzarmen Typen bis zu quarzreichen Schieferen reichen. Einschaltungen grüner chloritischer Schiefer bis Chloritschiefer und Grünschiefer bis Metadiabase sind vor allem in den westlichen Teilen häufig. Einschaltungen von Karbonatgesteinen sind relativ selten. Trotz der niedriggradigen Metamorphose in Grünschieferfazies ergaben Fragmente von Chitinozoa ihre Einstufung in das Silur. Die Phyllite zeigen eine starke postkristalline Verfallung und Zerschering.

Eisenerzer Schichten

Transgressiv über einem Relief der Devonkalke folgen im Raum Eisenerz bis maximal 10 m mächtige Kalkbrekzien mit Elementen aus dem Unterdevon bis Vise. Sie zeigen eine Schichtlücke an der Wende Devon/Karbon, gleichzeitig aber auch eine ursprünglich kontinuierliche Sedimentation des Unterbaues bis in das tiefere Unterkarbon an.

Ihr Hangendes bilden dunkelgraugrüne, z. T. schmutzig violette, glimmerführende Tonschiefer, grobkörnige, polymikte, braune oder graue Sandsteine, schwarze brekziöse Schiefer, Schwarzschiefer sowie Lydite und Kieselschiefer. Das Auftreten von Porphyroiden in diesen Schichten ist ungeklärt.

Bei dieser bis maximal 150 m mächtigen Folge könnte es sich aufgrund ihrer Position um Oberkarbon (Namur?) handeln.

Präbichlschichten

Es handelt sich um transgressiv und diskordant über verschiedene Schichten und tektonische Einheiten der Grauwackenzone hinweggreifendes Perm. Die im Raum von Eisenerz bis über 100 m mächtig werdenden Konglomerate wechsellagern örtlich mit violetten bis grauen Sandsteinen und Schieferen. Als Komponenten der teilweise als Brekzien entwickelten Gesteine finden sich vor allem Quarz, Kieselschiefer, teilweise vererzte Karbonate sowie Quarzporphyr. Das Fehlen von Fossilien erschwert eine Einstufung der Folge. Das Auftreten von Quarzporphyrgeröllen läßt an eine postsaalische Sedimentation des Ober-Rotliegenden denken.

Im Dachsteingebiet beginnt die über 400 m erreichende Entwicklung mit 20 bis 30 m mächtigen Quarzkonglomeraten („Filzmooser Konglomerat“) im Liegenden von grünen bis blaugrauen, quarzreichen Phylliten bis Serizitquarziten. Das Hangende bilden graue, grüne oder violettrote Sandsteine bis Quarzite mit lokalen Einschaltungen von Tonschiefern bis Phylliten sowie, als Abschluß, geringmächtigen Quarzitebrekzien.

Während die quarzreiche-phyllitische Folge des Ennstales vermutlich seicht-marine Bildungen (Küstensande?) darstellen, dürfte es sich bei den Präbichlkonglomeraten

lokal um Pedimentbildungen handeln. Örtlich tritt in der „Phyllit-Serie“ eine Uran- und Kupfermineralisation auf. Verschiedentlich findet sich eine sedimentär gedeutete Siderit-Vererzung.

Das Auftreten von Paragonit, Pyrophyllit, Chloritoid sowie der Grad der Illit-Kristallinität zeigen, dass die Präbichlschichten noch von der alpidischen Metamorphose betroffen wurden.

Werfener Schichten

Die Werfener Schichten umfassen einen stellenweise bis zu 1500 m mächtigen Schichtstoß. Sein tieferer Anteil entspricht örtlich möglicherweise den Präbichlschichten. Zeitlich reichen sie bis in das Oberskyth (mittleres Spathium).

Lithologisch gliedern sie sich in „Werfener Quarzite“ („Buntsandstein“ partim), „Werfener Schiefer“ und „Werfener Kalke“. Bei ersteren handelt es sich um graue, grüne oder rosafarbige, meist gebankte und zum Teil feldspatreiche Quarzite, Glimmerquarzite und Fein-Sandsteine. Sie sind oft stark geklüftet. Fossilfunde fehlen in der lokal bis zu 800 m mächtigen Folge.

Die sie überlagernden bis 400 m mächtigen Werfener Schiefer bestehen aus roten, violetten, grünen, grauen oder bräunlichen, glimmerführenden Tonsteinen bis Tonschiefern bzw. Siltsteinen, die mit sandigen Schiefern oder schiefrigen Sandsteinen wechsellagern. Flaser- und Rippelschichtung sind häufig. Rauhacken und Brekzien können örtlich ausgebildet sein. Vor allem Bivalven stufen die Folge in das Unterskyth ein.

Die örtlich maximal bis zu 300 m mächtigen, dünn-schichtigen Werfener Kalke bestehen aus blaugrauen, rötlichen oder gelblichen, mikritischen, unreinen Kalkmergeln, sandigen, dunkelfleckigen Bankkalken, Sandsteinen, glimmerführenden Tonschiefern aber auch Evaporiten. Echinodermatenschutt und Oolithführung zeigen ihre Entwicklung in einem flachen, subtidalen Bewegtwasser.

Örtlich wurde eine schwache Metamorphose festgestellt.

Die Werfener Schichten können als transgressiver Ablagerungszyklus eines Litoral- bis Flachwasserraumes am inneren Schelf des Tethysrandes aufgefasst werden. Hydrogeologisch sind sie als wasserstauendes Element im Liegenden der Triaskarbonate von Bedeutung. Häufige Wasseraustritte, z. T. als Riesenquellen und Vernässungen sind charakteristisch.

Zentralalpine Sedimente (Perm bis Trias)

Die Permotrias überlagert, soweit nicht tektonische Grenzen den primären Kontakt verschleiern, transgressiv ihre metamorphe Basis. Sie bildet in einem Zug, der sich mit Unterbrechungen von der steirisch-niederösterreichischen Grenze über die Nordabfälle des Troiseck, des Rennfeld, der Mugel und dem Westrand des Seckauer Kristallins bis in den Nordrahmen des Bösenstein und Hochgrössen verfolgen lässt, die tektonische Basis der Veitscher Decke der Grauwackenzone. Die Gesteine zeigen eine altalpidische Deformation und Prägung in Grünschieferfazies.

Semmeringquarzit, Plattlquarzit, Alpiner Verrucano, Tattermannschiefer, Rannachformation

Zufolge tektonischer Amputation besteht die zentralalpine Folge vorwiegend aus Sedimenten des Permoskyth. Ihre Basisanteile bildet der Alpine Verrucano (Tattermannschiefer, „Rannachkonglomerat“). Es handelt sich um wechselnd mächtige feinblättrige, graue bis grüne oder violette, oft feingefaltete Serizitphyllite

bis Serizitquarzitschiefer mit lokalen Einschaltungen von Porphyroidlinsen. Konglomerathorizonte können insbesondere im Hangenden des Seckauer- und Bösenstein-Kristallins große Mächtigkeit erlangen. Untergeordnet finden sich auch Einschaltungen von Marmorlagen.

Das Hangende bilden weißliche bis lichtapfelgrüne, häufig feinkörnige, plattige bis dünn-geschichtete Serizitquarzite (Semmering-, Plattl-, „Rannachquarzit“). Sie zeigen alle Übergänge zu Arkosen und können uranführende Lagen, die u. a. Kupferkies, Pyrit und Hämatit enthalten, führen.

2.2.2. Magnetische Suszeptibilität

Werte der Magnetischen Suszeptibilität wurden für diesen Bereich von Metz et al. (1980) in einer umfangreichen Messserie ermittelt.

Die Verteilung der Werte ist in Form von Diagrammen in der Abb. 2.15 angegeben. Die Interpretation dieser Daten ist im Folgenden von METZ et al. (1980) übernommen.

Sowohl für die quantitative wie auch qualitative Interpretation magnetischer Daten ist es unumgänglich notwendig, möglichst genaue Kenntnisse über die Suszeptibilitätswerte der im Untersuchungsgebiet vorkommenden Gesteine zu erhalten. Es wurden daher bei den vorliegenden Arbeiten von Anfang an Aufschlüsse beprobt, dabei einerseits Handstücke für Labormessungen entnommen, wenn dies nicht möglich war, in situ - Messungen vorgenommen. Weiters wurden an Sammlungsstücken des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Graz Ergänzungsmessungen durchgeführt.

Messungen in situ und an größeren Handstücken wurden mittels eines tragbaren Kappameters, welches die Suszeptibilität direkt in SI - Einheiten angibt, durchgeführt. Der größte Teil der Laboruntersuchungen wurde jedoch mit einer Susceptibility Bridge vorgenommen, wobei die Suszeptibilität von etwa 7 cm langen, 3,2 cm starken Kernen ermittelt wird. Wenn es die Größe und Stabilität der Gesteinsprobe erlaubte, wurden mindestens zwei Kerne senkrecht zueinander gebohrt.

Für die Auswertung wurde das Probenmaterial den magnetischen Karten entsprechend in zwei Gruppen geteilt. Im Untersuchungsgebiet „Seckauer Tauern und Umrandung“ wurden sieben Gesteinseinheiten untersucht, wovon mehrere zum Teil beträchtlich erhöhte Suszeptibilitätswerte ergaben. Die höchsten Werte zeigten erfahrungsgemäß Serpentin und Chloritfels, wobei allerdings auch die größte Inhomogenität der magnetischen Eigenschaften und damit verbunden extreme Streuung der Suszeptibilität festgestellt wurde. Die Spitzenwerte für diese Proben lagen bei 100×10^{-3} SI, die Minimalwerte hingegen nur bei $17,5 \times 10^{-3}$ SI.

Ebenfalls hohe Werte ergaben die vor allem im Norden dieses Gebietes häufig auftretenden Grünschiefer. Der Mittelwert für dieses Gesteinspaket liegt bei 8×10^{-3} SI. Amphibolitschiefer und reiner Amphibolit zeigten Suszeptibilitäten, die zwischen 1×10^{-3} SI und 13×10^{-3} SI streuen.

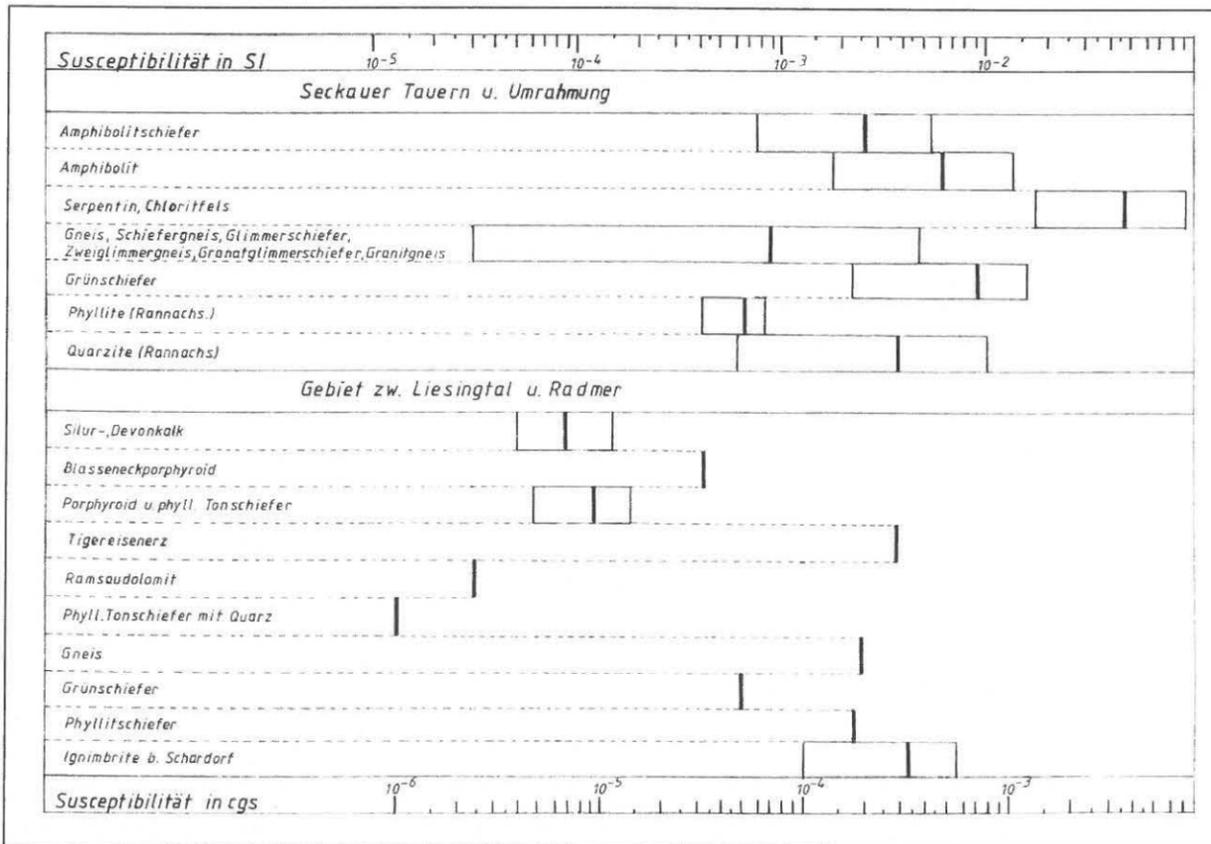


Abb. 2.15: Werte der magnetischen Suszeptibilität für Gesteinstypen aus den Seckauer Tauern und den Eisenerzer Alpen nach METZ et al. (1980).

Interessante Ergebnisse lieferten die Gesteine der Rannachserie. Hier sind es vor allem Serizitphyllit und Quarzit, die beträchtliche Suszeptibilitäten aufweisen. Ob die starken Schwankungen innerhalb einzelner Serien vom unterschiedlichen Sedimentationsmilieu hervorgerufen werden, muss durch genaue petrographische und gesteinsphysikalische Analysen geklärt werden.

Ganz geringe Suszeptibilitätswerte ergaben die Gesteine des Seckauer Kristallins. Die gemessenen Werte liegen vielfach im Bereich der Messgenauigkeit der verwendeten Apparaturen und streuen, wenn überhaupt messbar, zwischen $0,01 \times 10^{-3}$ SI und $0,8 \times 10^{-3}$ SI. Einzelne Handstücke ergaben Werte um $4,0 \times 10^{-3}$ SI. Worauf diese erhöhten Werte zurückzuführen sind, werden weitere Untersuchungen klären müssen.

Im Messgebiet „Liesingtal - Radmer“ zeigen die Gesteine, welche wahrscheinlich den entsprechenden magnetischen Anomalien zuzuordnen sind, geringe Suszeptibilität. Die Ignimbrite ($7,0 \times 10^{-3}$ SI), welche westlich von Schardorf anstehen, und das „Tigereisenerz“ des Radmerer Erzberges ($3,5 \times 10^{-3}$ SI) ergaben die höchsten Werte. Auffallend niedrige Werte lieferten hingegen die Grüngesteine dieses Raumes. Da die Störkörperberechnung der entsprechenden magnetischen Anomalien jedoch Suszeptibilitätswerte ergab, die denen der südlich anstehenden Grüngesteine entsprechen, kann es sein, dass auch hier die tieferliegenden, unverwitterten Grünschiefer höhere Suszeptibilität aufweisen.

Von den übrigen Gesteinen des Untersuchungsgebietes zeigen nur noch einzelne Gneise und Phyllitschiefer Werte, die über $1,0 \times 10^{-3}$ SI liegen. Wie die Erfahrung zeigt, dürften derart niedrige Suszeptibilitäten kaum dazu ausreichen, großräumige Anomalien zu verursachen.

Im Wesentlichen schränken die gesteinsphysikalischen Ergebnisse die Zahl der als Ursache einer magnetischen Anomalie in Frage kommenden Gesteine auf einige wenige ein und erhöhen damit die Genauigkeit der Interpretation beträchtlich. Bezüglich der Suszeptibilitäten der tertiären Gesteine wurde bereits in früheren Arbeiten (METZ, SCHMID & WEBER, 1978) festgestellt, dass diese sowohl in den Tonmergeln ($0,36 \times 10^{-5}$ SI), als auch in den Sandsteinen ($0,48 \times 10^{-3}$ SI) vergleichsweise niedrig sind.

2.2.3. Magnetische Modellierungen

Die mittlere der drei Anomalien ist mit Sicherheit mit den Ultramafititen des Hochgrößen zu verbinden. Es handelt sich dabei um Serpentinite (überwiegend Antigorit) und amphibolitisierte Eklogite mit harzburgitischer Zusammensetzung, die zum Speik-Komplex des ostalpinen Altkristallins gerechnet werden (EL AGEED et al., 1979, FARYAD et al., 1998). Sie werden mit den Ultrabasiten von Kraubath parallelisiert und als Teile eines paläozoischen Ophiolitkomplexes betrachtet (STUMPFL & EL AGEED, 1981, NEUBAUER et al., 1989). Die begrenzenden Kontakte zu den umgebenden Ortho- und Paragesteinen des Seckauer Kristallins sind durchwegs tektonischer Natur (zur geologischen Situation siehe BACHMANN, 1964, GAMERITH, 1964, METZ, 1964). Die magnetische Suszeptibilität der Ultrabasite wurde mit $109 \pm 16 \times 10^{-3}$ (SI) ermittelt ARNDT (1993).

Eine 3-D Modellrechnung wurde durch ARNDT (1993) durchgeführt. Diese ergibt Tiefenpunkte des berechneten Modellkörpers zwischen 1700 m und -1500 m, bezogen auf NN, wobei eine deutliche Häufung zwischen 0 und 1000 m über NN auftritt. Die Feldfortsetzung vom Messhorizont (3000 m) auf den Horizont der Kartendarstellung (1600 m) erfasst die Anomalie noch scharf und es tritt kein Oszillieren der magnetischen Signale auf, woraus geschlossen werden kann, dass der wesentliche Teil des Störkörpers unter 1600 m SH liegt. Die Modellvorstellung entspricht am ehesten einem wurzellosen Körper, der möglicherweise in zwei Schuppen unterteilt ist (ARNDT, 1993).

Die östlichere Anomalie SE Admont wird in Zusammenhang mit Serpentiniten des Lärchkogels gesehen (HEINZ & HÜBL, 1988, HEINZ, 1989). Die großtektonische Implikation der zitierten Arbeiten, dass es sich bei diesen Ultrabasiten um eingeschuppte Anteile des Penninikums handelt, wird aber nach neuerem Kenntnisstand als eher unwahrscheinlich erachtet. Anhand geochemischer Untersuchungen können die Gesteine einem wahrscheinlich paläozoischen Ophiolit, entsprechend dem Speik-Komplex, zugeordnet werden (STUMPFL, 1984).

Entgegen den Darstellungen des Serpentinits als Deckscholle (MEIXNER & CLAR, 1953, FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) wird hier eine Deutung als fensterartig, unter den Gesteinen der Grauwackenzone, auftauchender Anteil des Altkristallins bevorzugt, die im Wesentlichen der Kartierung von RATSCHBACHER (1983) folgt (siehe auch EBNER & PROCHASKA, 2001).

Eine 2-D Modellrechnung (HEINZ & HÜBL, 1988, HEINZ, 1989) ergibt einen relativ dünnen und plattenförmigen gegen NE abtauchenden Störkörper, der mindestens bis 4 km, möglicherweise bis zu 10 km nach unten verfolgt werden kann. Die magnetische Suszeptibilität wird in diesem Modell mit 7×10^{-3} (SI) angenommen, einem für Ultrabasite sehr geringen Wert.

Die dritte Anomalie bei Haus im Ennstal, von der auf der Karte nur das Minimum zu sehen ist, das südlich gelegene Maximum liegt außerhalb, wird ebenfalls behandelt.

Im Folgenden werden diese drei Modellrechnungen im Detail dargestellt, wobei auch größtenteils der Originaltext der Bearbeiter verwendet wird, um die jeweiligen Intentionen möglichst klar darzustellen.

2.2.3.1. Modellierung der Anomalie Haus im Ennstal (HEINZ et al., 1987)

Das Zentrum dieser Anomalie ist in der Gegend von Haus im Ennstal situiert (Anomalie 3 in Abb. 2.1, Profil D in Abb. 2.3).

Das Profil wurde fast genau in Nord-Süd-Richtung gelegt (357°N). Der zugehörige Störkörper zeigt einen nach Süden einfallenden Keil, der sich zur Geländeoberkante stark verjüngt. Die Anomalie wurde im Flughorizont 3000 m über Adrianull vermessen.

Das 2D Modell ist in Abb.2.16 dargestellt.

Auffällig ist das Einfallen des Störkörpers, der fast bis an die Oberfläche reicht, gegen S, obwohl in diesem Bereich in allen geologischen Einheiten (Grauwackenzone, Ennstaler Phyllitzone, Wölzer Glimmerschiefer und Schladminger Kristallin) generell flaches bis Mittelsteiles Einfallen gegen N herrscht (siehe z. B. Geologische Karte Blatt 127 Schladming [MANDL & MATURA, 1985] und BECKER [1981]).

HEINZ et al., 1987: *Als interessantestes Ergebnis dieser Modellrechnung ist zweifellos das eindeutige Südfallen des Störkörpers zu werten. Dies bedeutet, dass die Gesteine der Grauwackenzone (Grünschiefereinlagerungen in die Ennstaler Phyllite) wohl kaum als Ursache für die Störung des Feldlinienverlaufes in Frage kommen. - Schon CLAR 1965 und 1973 nimmt eine Inversion der Stirnteile des ostalpinen Kristallins ("Schladminger Kristallin") im Grenzbereich zum westlich anschließenden Unterostalpin des Radstädter Deckensystems an. Nun ist im vorliegenden Fall nicht zu erwarten, dass diese invers liegenden Stirnschollen des ostalpinen Kristallins zwangsläufig konstant nach Süden fallen, dass sie ferner in relativ große Tiefen reichen und zudem noch eine verhältnismäßig hohe Suszeptibilität haben (4×10^{-3}). Eine Zugehörigkeit dieser Zone zum Unterostalpin, die aufgrund der Position dieses Störkörpers (und auch wegen der Position der benachbarten, eindeutig mit der betrachteten Struktur in Verbindung stehenden Anomalien) ist ebenfalls wegen der Tiefe der Unterkante und der relativ hohen Suszeptibilität des Störkörpers äußerst unwahrscheinlich.*

Es handelt sich also um höher magnetisierte, mächtige Komplexe, die in beträchtliche Tiefen verfolgbar sind und nach Ausschließung der oben angeführten Deutungsmöglichkeiten am ehesten als (? ophiolitische) Serien des Penninikums, die durch verhältnismäßig geringmächtige, darüberliegende höhere tektonische Einheiten (Altkristallin, Grauwackenzone) der Anschauung entzogen sind. Bei dieser

Gelegenheit soll vorläufig auch auf die Fortsetzung der Anomalienkette nach Osten hingewiesen werden. Zusammen mit den bekannten Ultrabasitvorkommen vom Hochgrößen und vom Lärchkogel bei Trieben markieren sie einen mehr oder minder breiten Streifen entlang des Nordrandes des ostalpinen Kristallins bzw. unter dem südlichen Teil der nördlichen Grauwackenzone (siehe Abb. 2.20).

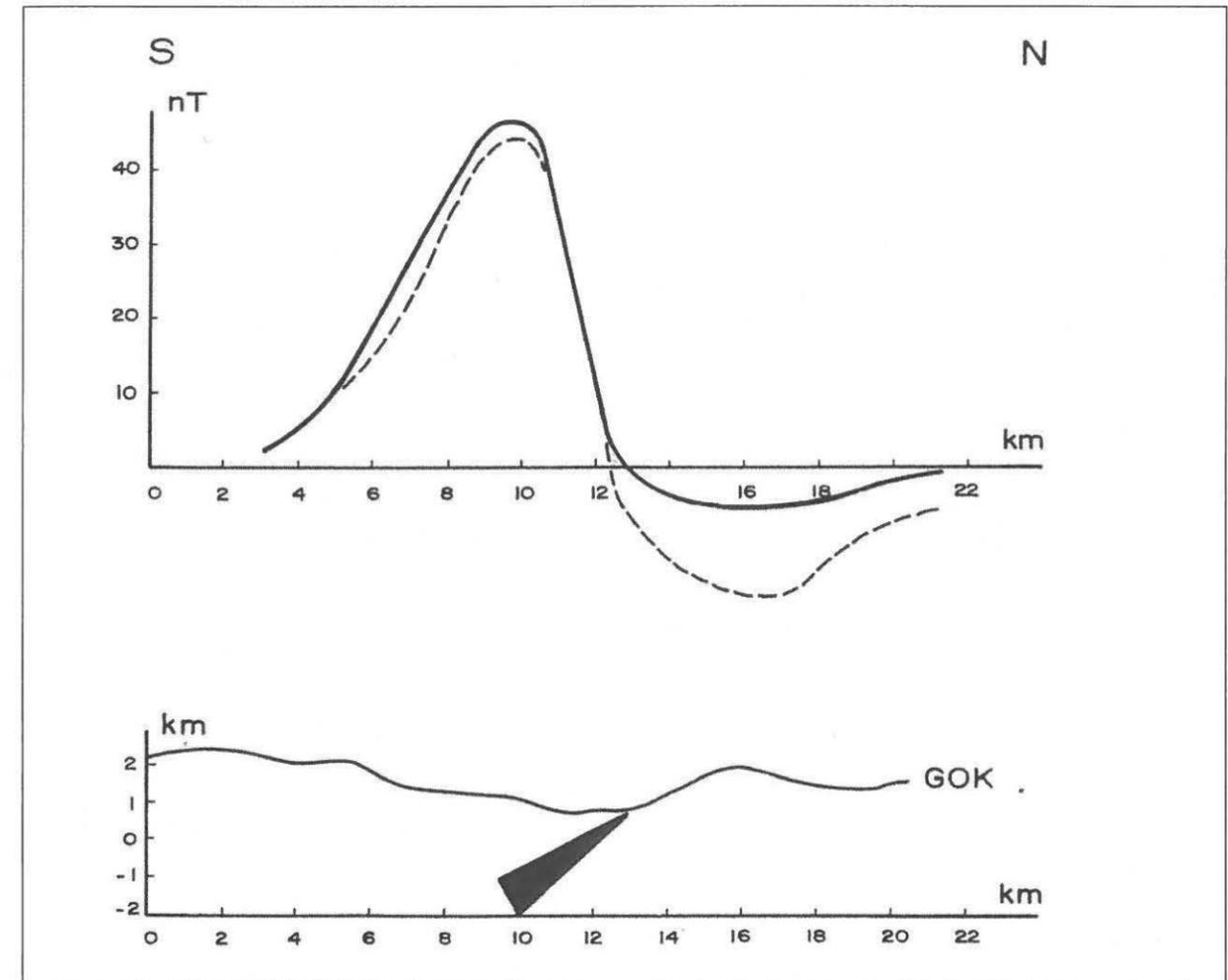


Abb. 2.16: Modell Haus im Ennstal: nach HEINZ et al. (1987): Profil D in Abb. 2.3, die angenommene Suszeptibilität $\kappa = 7 \times 10^{-3}$ SI.

2.2.3.2. Modellierung der Anomalie Hochgrößen (ARNDT, 1993)

Die Anomalie ist in Abb. 2.1 mit 3, das untersuchte quadratische Gebiet ist in Abb. 2.3 mit E gekennzeichnet. Die Ergebnisse der Modellierung sind in Abb. 2.17 und 2.18 dargestellt. Der folgende Text stammt aus der Dissertation von ARNDT (1993).

SCHAFFER & GRILL (1951) sowie BACHMANN (1964) und GAMERITH (1964) beschreiben den Hochgrößen als Serpentinistock, bestehend aus Olivinfels, mit Linsen aus basaltischer Hornblende und Eklogit durchsetzt, dessen Chemismus auf

eine unterkrustale Herkunft deutet. STUMPFL & EL AGEED (1981) klassifizieren den geologischen Körper des Hochgrößen als Ophiolit. METZ (1980) sieht den Serpentinikörper als eine in zwei getrennte Schuppen unterteilte Deckscholle, die auf eine Schuppe aus Chlorit-Epidotgneis geschoben wurde und beschreibt den Hochgrößen als markantes, mit eindeutigen tektonischen Grenzflächen versehenes Ultrabasitvorkommen im Grenzbereich Seckauer Kristallin und nördliche Grauwackenzone. Nach MATURA (1980) bestehen die Hüllserien vorwiegend aus Ortho- und Paragneisen der westlichen Seckauer Tauern.

HOLZER (1980) erwähnt die kurzzeitige Beschürfung des Hochgrößen auf Asbest sowie die unbedeutend gebliebenen Schürfarbeiten auf Chromerz während des Ersten Weltkrieges.

Außer den aerogeophysikalischen Untersuchungen wurden keine weiteren geophysikalischen Messungen in diesem Gebiet durchgeführt. Angaben über die Mächtigkeit der Verwitterungszone sind nicht bekannt.

Unabhängig von den verschiedenen geologischen Schulen stellt sich der Hochgrößen für die Geophysik wie folgt dar:

Ein ausgedehnter, unregelmäßig geformter ultrabasischer Komplex, der das Nebengestein mit steilen Kontakten durchsetzt, und in die Kontaktzone Seckauer Kristallin / nördlicher Grauwackenzone eingebettet ist. Der Ausbiss des Hochgrößen ist eindeutig kartierbar. Der Gesteinskomplex ist direkt mit einer magnetischen Anomalie parallellisierbar.

Messungen der Suszeptibilität ergaben Werte von $\kappa = (108,52 \pm 16,28) \times 10^{-3}$ (10 Messungen) für Ultrabasite und Serpentine, sowie $\kappa = (1,12 \pm 1,47) \times 10^{-3}$ (8 Messungen) für lagige Plagioklasgneise im Süden des Serpentinikörpers (Gipfelbereich Hochgrößen).

Eine Inversion nach der WANG & HANSEN Methode ergab, dass die Position der Tiefenpunkte in bemerkenswerter Weise den von der Oberfläche bekannten Umriss des Serpentinistockes nachzeichnet. Durch den singulären Charakter der Anomalie ist eine Zuordnung der Tiefenpunkte in der geographischen x-y Ebene sehr gut möglich. Die Ergebnisse der Inversionsrechnung zeigen einen nach SW fallenden Körper. Die obere Begrenzung der Modellrechnung entspricht der Topographie, was durch die Aufschlusskartierung bestätigt wird. Die untere Begrenzung des Körpers ist mit 12000 m durch die Auswahl des Rasters, d. h. durch die damit festgelegte spektrale Auflösung, festgelegt. Die abgeleitete geologische Aussage wäre, dass der Körper als wurzellos angenommen werden kann. Die Inversionsereignisse im Zentrum der Tiefenpunkt wolke unterstützen die Vorstellung von METZ (1980), dass der Serpentinikörper des Hochgrößen aus zwei getrennten Schuppen besteht.

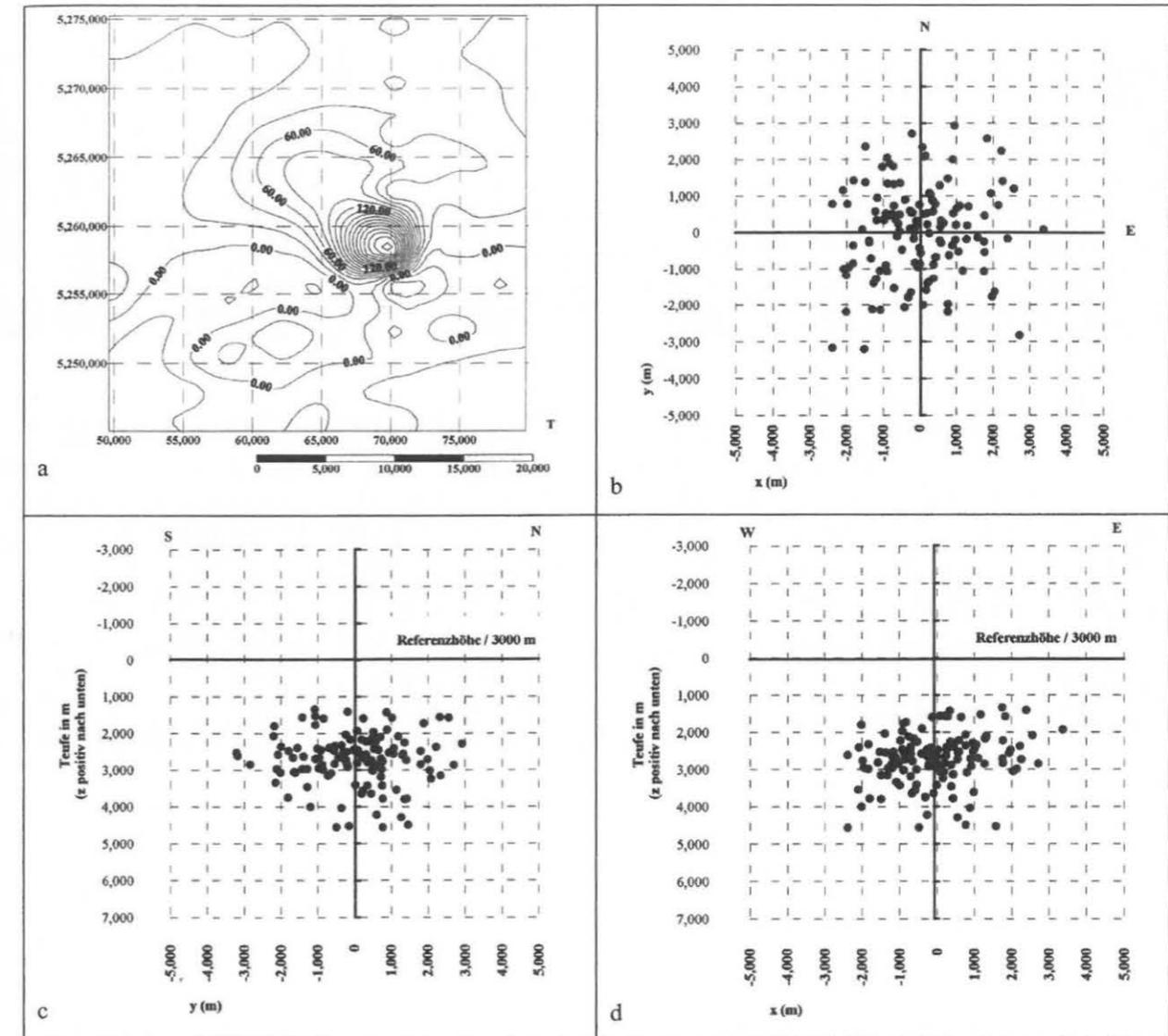


Abb. 2.17: Modellierung der Anomalie Hochgrößen nach WANG & HANSEN (ARNDT, 1993). a)...Lage der Anomalie, b) Lage der Tiefenpunkte im Horizontalschnitt, c)...Lage der Tiefenpunkte im N-S Profil, d)...Lage der Tiefenpunkte im E-W Profil. Referenzhöhe ist der Messhorizont = Flughorizont mit 1400 m über NN. Die topographischen Höhen im Gebiet der Modellrechnung liegen zwischen etwa 700 und 900 m.

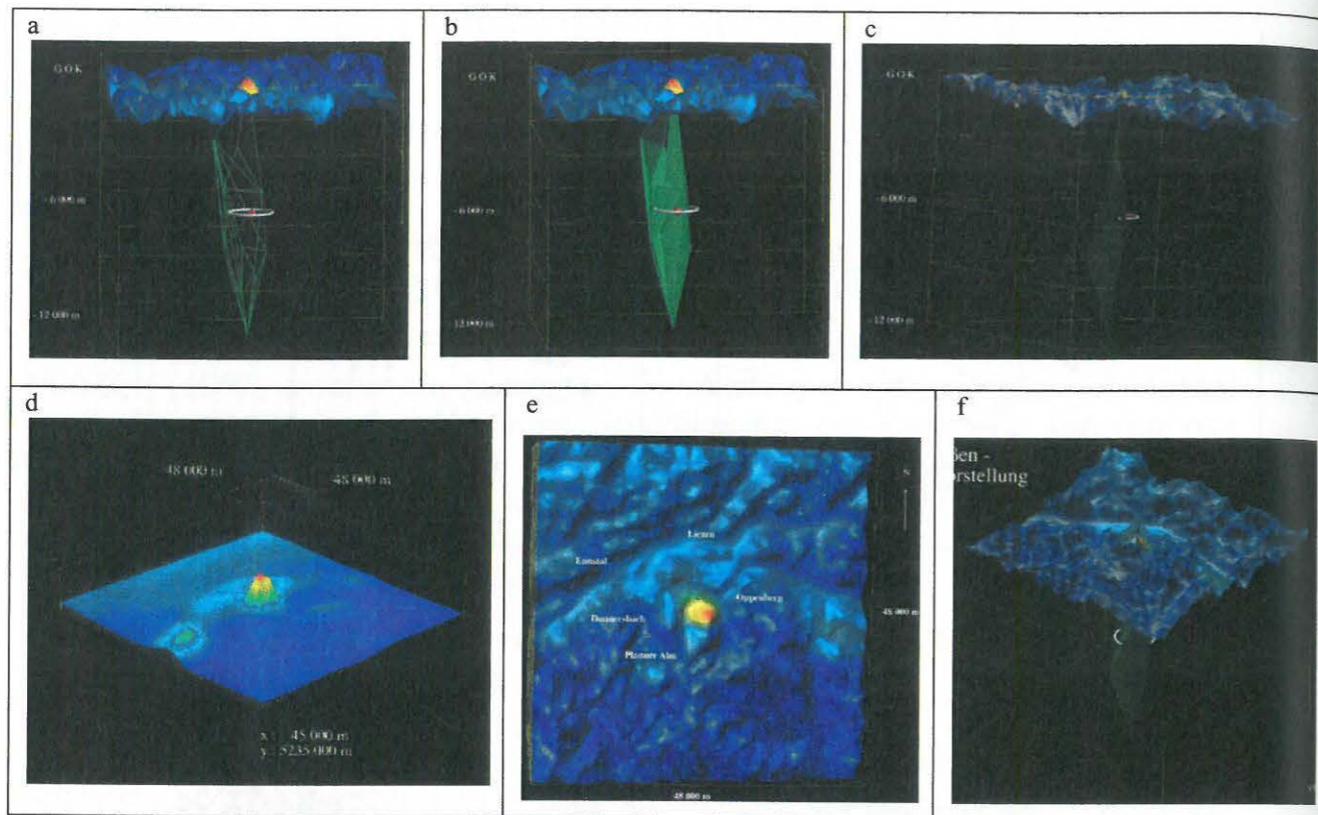


Abb. 2.18: 3D Modelle der Anomalie Hochgrößen aus ARNDT (1993).

2.2.3.3. Modellierung der Anomalie Lärchkogel (HEINZ et al., 1987, HEINZ & HÜBL, 1988)

Das Zentrum dieser Anomalie liegt SE Trieben (Anomalie 4 in Abb. 2.1, Profil F in Abb. 2.3). Der verursachende Störkörper ist mit dem am Lärchkogel aufgeschlossenen Ultrabasitvorkommen in Zusammenhang zu bringen.

Es existieren zwei Modellierungen (Abb. 2.19 a und b).

HEINZ et al, 1987 (AMVÖ Steiermark): *Im Bereich des Lärchkogels bei Trieben liegt die hier zu betrachtende Struktur (4 in Abb. 2.1, Profil F in Abb. 2.3). Auch hier reicht der Modellkörper in beträchtliche Tiefen, fällt aber im Gegensatz zu jenem von Haus im Ennstal nach Nordnordosten ein. Als Grund für diese Richtung wird die recht exponierte Lage dieses Vorkommens im Stirnbereich des nördlichen Teiles des Seckauer Kristallins einerseits und am Schnittpunkt dieses Bereiches mit der tiefgreifenden und bedeutsamen Pölslinie angesehen. Die Problematik der Situation dieses Ultrabasitvorkommens - dies bezieht sich auch auf das Vorkommen vom Hochgrößen - zeigt sich bereits an den sehr unterschiedlichen Auffassungen der Lagerung dieser Körper. So ist z. B. der Lärchkogel-Ultrabasit in der Karte der Steiermark 1:200.000 (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) als sichere Deckscholle verzeichnet, während METZ (1964) das gleiche Vorkommen noch ohne bedeutendere tektonische Trennflächen abgrenzt, was in der gleichen Arbeit (METZ,*

1964) jedoch im Falle des Hochgrößen-Vorkommens geschieht. Dieses wiederum ist bei FLÜGEL & NEUBAUER, 1984 ohne tektonische Grenze zu seiner Umgebung geblieben, während METZ (1979) den Komplex nurmehr mit internen Störungen und randlich überhaupt mit ungestörten Grenzen versieht.

Alle Ergebnisse der Auswertung der aeromagnetischen Daten aus diesem Abschnitt legen jedoch die wohlbegründete Annahme nahe, dass alle diese Körper größere Tiefenerstreckung haben, und mutmaßlich an Trennflächen liegen, die folglich aber nicht als Deckschollengrenzen anzusehen sind.

HEINZ & HÜBL, (1988): *Die Isoanomalienkarte der Totalintensität der Republik Österreich erlaubt es, Einzelanomalien hinsichtlich ihrer geologischen Position und ihrer Form (und somit auch bezüglich Tiefe, Magnetisierung und Ausdehnung der sie verursachenden Körper) zu klassifizieren (HEINZ, 1988). Eine markante Klasse von kurzwelligen, starken Strukturen erstreckt sich vom Tauernfenster über das Salzachtal, das obere Ennstal und den Wechsel bis in die Fenster von Bernstein und Rechnitz (vgl. Abb. 2.20). Gemeinsam ist allen diesen Strukturen:*

- eine randliche Position im Grenzbereich ostalpines Kristallin / Grauwackenzone / Nördliche Kalkalpen,
- die Form,
- die verhältnismäßig hohen Amplituden
- die großen Tiefgänge der Störkörper.

Ein typisches Beispiel für diese Anomaliengruppe ist jene Struktur, die südlich des Paltentales bei Trieben geortet wurde, und mit dem Ultrabasitvorkommen des Lärchkogels in Zusammenhang gebracht werden kann.

Hochgrößen und Lärchkogel als markante Ultrabasitvorkommen liegen im Grenzbereich Seckauer Kristallin - Grauwackenzone und sind die einzigen Gesteinskomplexe, die direkt mit den einleitend erwähnten magnetischen Strukturen parallelisierbar sind. Alle übrigen Störkörper im Verlauf des Salzach- bzw. oberen Ennstales setzten erst unterhalb der Geländeoberkante an. Die Grüngesteinszüge, die in die Gesteine der Grauwackenzone recht häufig eingelagert sind, kommen als Verursacher dieser Anomalien nicht in Frage. Zum einen sind sie nicht ausreichend mächtig, um Störkörper der in der Abb. 2.19 b dargestellten Tiefenerstreckung zu repräsentieren (die gesamte Mächtigkeit der Grauwackenzone hier würde dazu kaum ausreichen); zum zweiten zeigten Untersuchungen am Boden und auch hubschrauber-geophysikalische Messungen, dass jene Grüngesteinszüge tatsächlich nur in verhältnismäßig geringe Tiefen reichen.

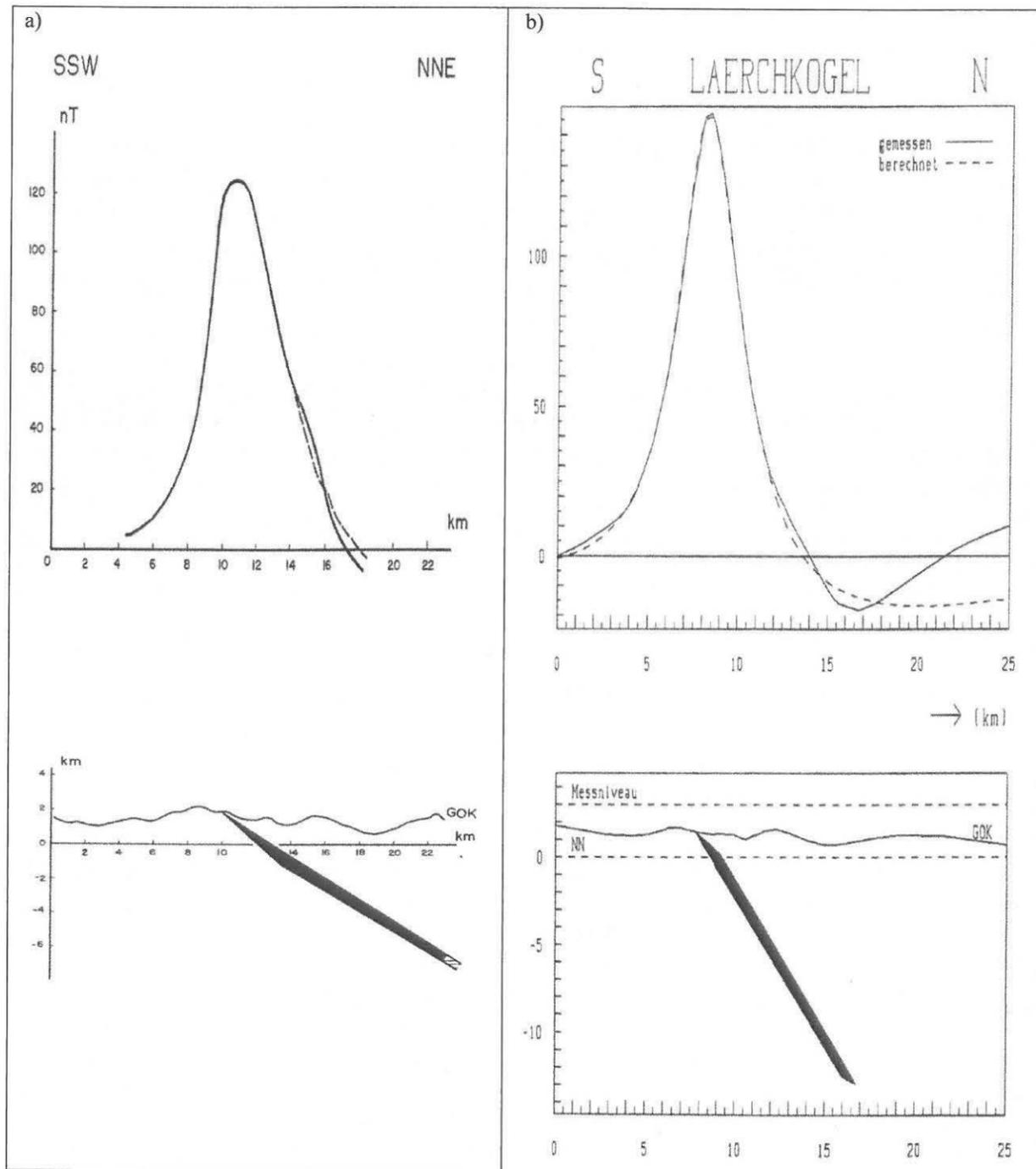


Abb. 2.19: Modellrechnungen Lärchkogel a) nach HEINZ et al. (1987): Profil F in Abb.2.3, die angenommene Suszeptibilität $\kappa = 7 \times 10^{-3}$ SI.) nach HEINZ & HÜBL (1988).

HEINZ & HÜBL (1988) postulierten, dass die auffällige kurzweilige Anomaliezone südlich der Berchtesgadener Anomalie nur zum Teil den Gesteinen der Grauwackenzone (Ennstaler Phyllite, Grüngesteine etc.) zuzuordnen ist. Einige Anomalien sind, wie mit Modellrechnungen nachgewiesen wurde, aufgrund relativ

hoher Suszeptibilitäten eher mächtigen, in beträchtlicher Tiefe liegenden vermutlich südpenninischen Serien (mit Ophiolitkomplexen) zuzuschreiben, die einen mehr oder minder breiten Streifen entlang des Nordrandes des Ostalpinen Kristallins bilden, siehe Abb. 2.20.

Es muss hier allerdings kritisch angemerkt werden, dass durch mittlerweile durchgeführte Modellrechnungen im Ötztal – Stubai Kristallin für die dortigen Anomalien, die ebenfalls zu der genannten Anomaliengruppe gezählt wurden, eine südpenninische Position definitiv ausgeschlossen werden kann (AHL & SLAPANSKY, 2003).

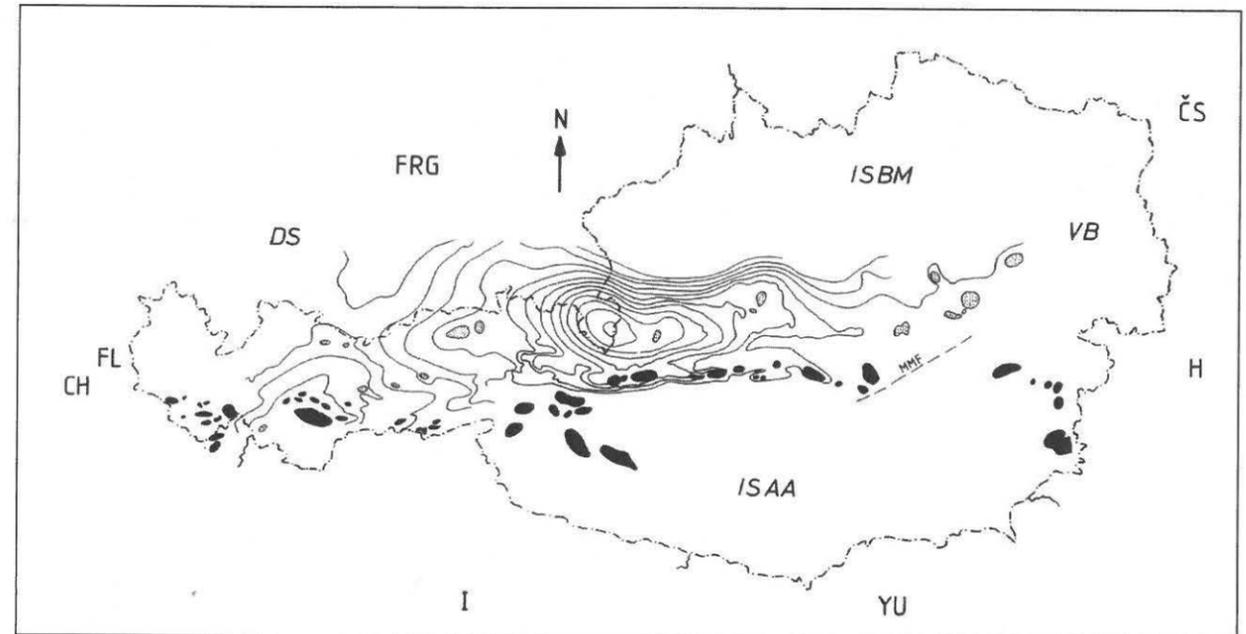


Abb. 2.20: Lage der in den tektonischen Modellen von H. HEINZ als vermutetes Südpenninikum eingestuft Anomalien HEINZ & HÜBL, 1988).

2.3. Mühlviertel, Sauwald und westliches Waldviertel

Die NE-Ecke der magnetischen Karte „Molassezone Salzburg – Oberösterreich 1 : 200.000“ wird von Gesteinen der Böhmischer Masse dominiert, die gegen S unter die Sedimente der Molassezone abtauchen. Nördlich der Donau liegt das Kristallin des Mühlviertels mit lokalen tertiären und quartären Sedimentbedeckungen, südlich der Donau das Kristallin des Sauwaldes und des Kürnberger Waldes.

Die geologische Situation ist geprägt durch einen deutlichen Übergang von einem östlicheren Bereich, der durch überwiegend variszische Plutonite und NE-SW Streichen geprägt ist, zu einem westlicheren Bereich mit wesentlichem Anteil an variszischen Migmatiten und Anatexiten sowie einer Änderung der regionalen Streichrichtung zu NW-SE bis WNW-ESE. Einen allgemeinen Überblick geben die Publikationen von FUCHS & THIELE (1968), FUCHS & MATURA (1980) und FRASL & FINGER (1991).

Die Karte der magnetischen Totalintensität ΔT wurde auf Basis des Datensatzes der AMVÖ neu berechnet. Diese Karte des Mühlviertel und westlichen Waldviertels (Abb. 2.21, Abb. 2.23) ist auf ein Niveau von 1400 m über Adria Null bezogen.

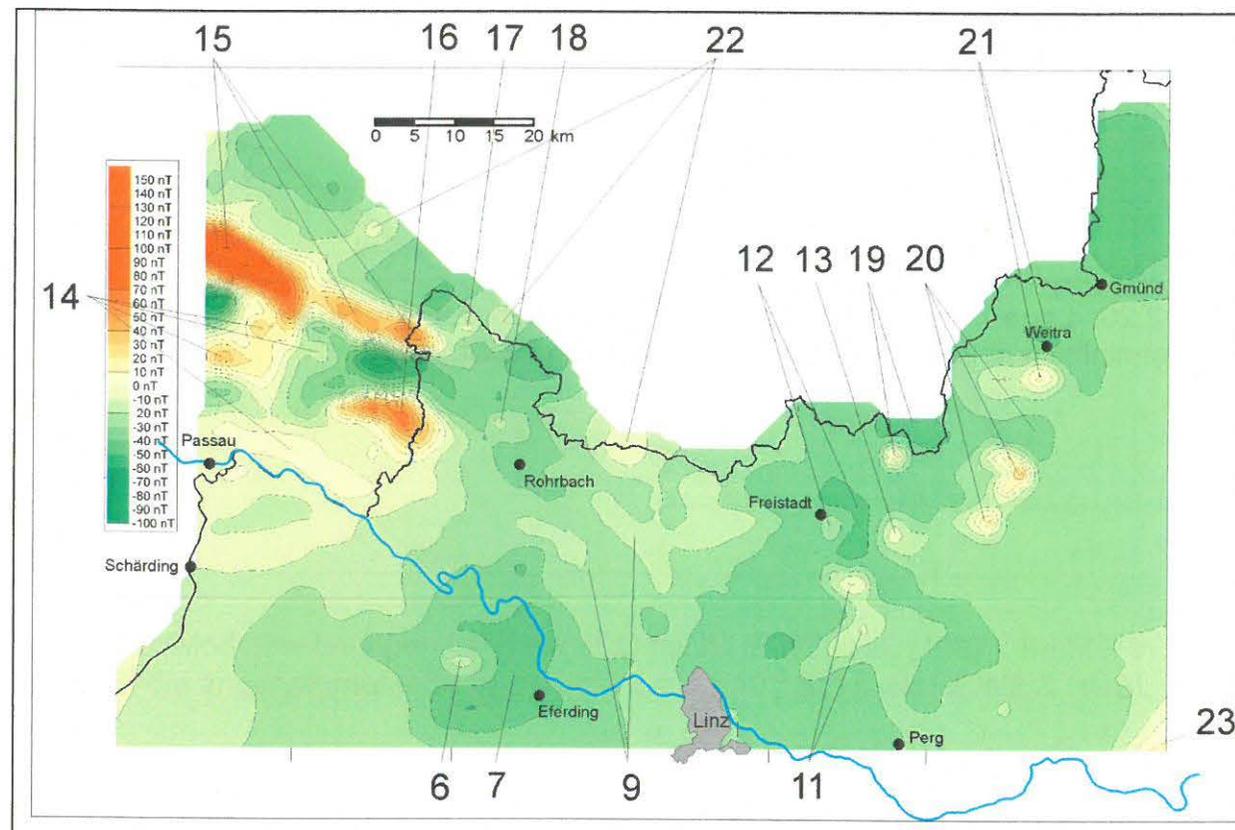


Abb. 2.21: Anomalien der magnetischen Totalintensität ΔT und die Lagen der im Text näher besprochenen magnetischen Anomalien.

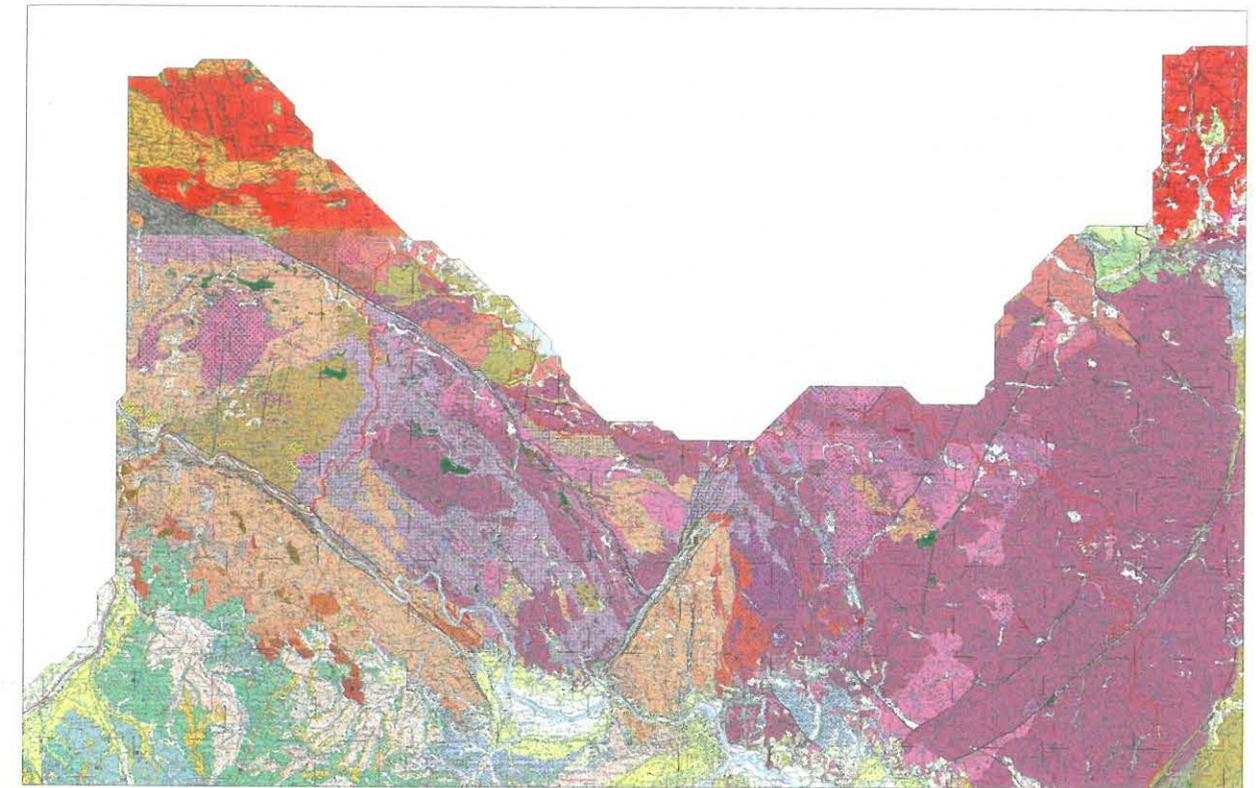


Abb. 2.22: Geologie des Mühlviertels: Ausschnitte aus Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006), Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) (NE Ecke), Geologische Karte von Bayern 1:200.000 Blatt Passau (UNGER et al., 1999) und Geologische Karte von Bayern 1:200.000 Blatt Deggendorf (BARBUREK et al., 1999) (NW Ecke), stark verkleinert. Der Gesamtausschnitt entspricht dem Magnetikuntersuchungsgebiet Mühlviertel. Diese Karte dient ausschließlich der besseren Orientierung, zum Studium der Karte müssen die Originalkarten herangezogen werden (entsprechend findet sich hier auch keine Legende).

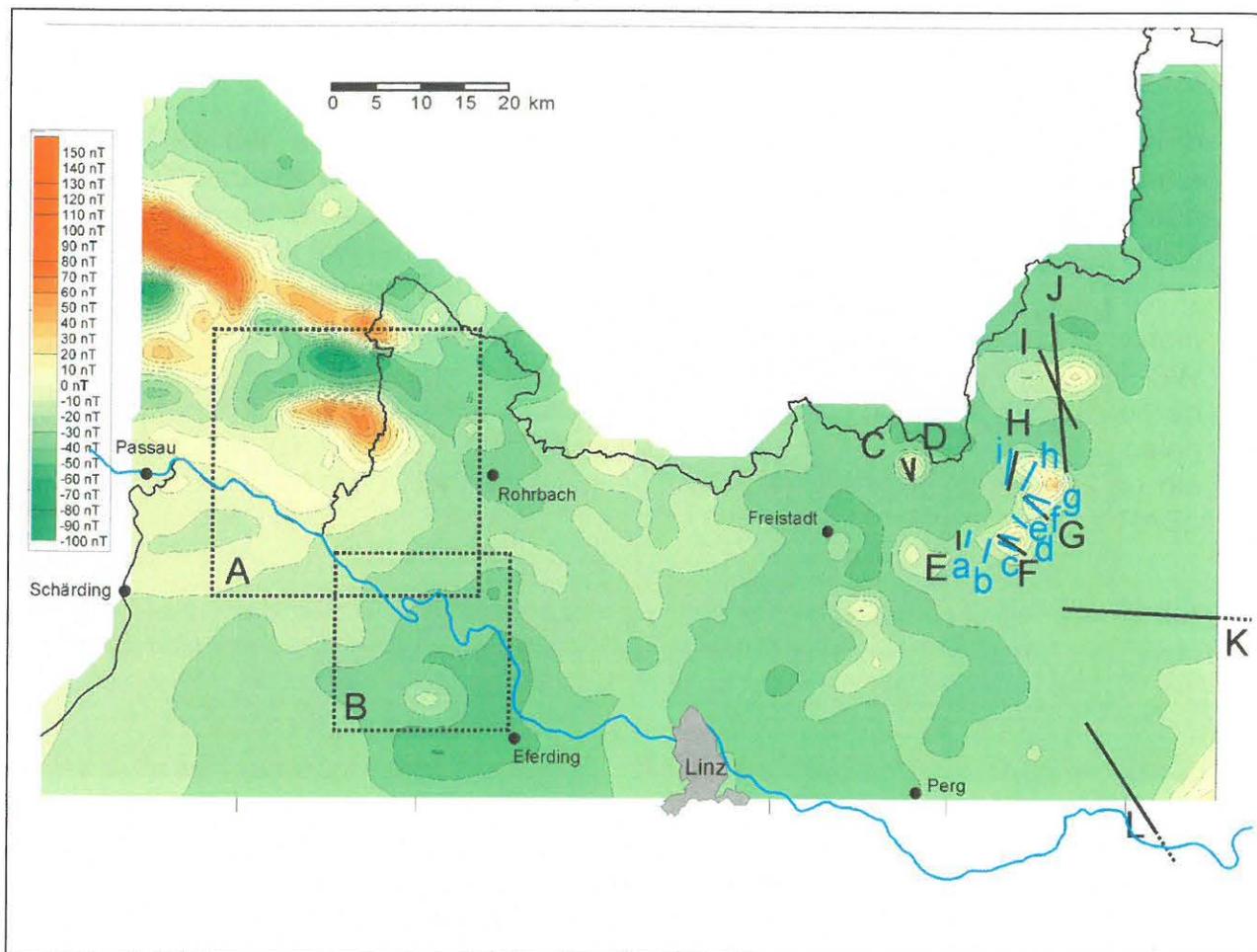


Abb. 2.23: Magnetik des Mühlviertels, Darstellung der Anomalien der magnetischen Totalintensität ΔT und die Lagen der Profile der 2D Modellrechnungen (durchgezogene Linien) sowie der Bereiche der 3D Modellrechnungen (gepunktete Linien).

2.3.1: Geologie des Kristallins des Mühlviertels und des Sauwaldes

Die Sedimentbedeckung und die Verwitterungszone des Kristallins scheinen für die Interpretation der Magnetik unbedeutend zu sein (siehe Abschnitt über die Molassezone). Daher konzentriert sich die geologische Beschreibung auf das Kristallin.

Im Zuge der Erstellung der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) wurde die lithostratigraphische und tektonische Gliederung im südwestlichen Moldanubikum überarbeitet. Diese Karte wird in der vorliegenden Arbeit weitgehend als geologische Grundlage verwendet.

Der Südböhmische Batholith nimmt NNE-SSW-streichend den zentralen Bereich im südlichen Moldanubikum ein und wird im Waldviertel und Südböhmen von metamorphen Gesteinen umgeben (FUCHS & MATURA, 1976). Diese werden

übereinstimmend lithostratigraphisch, aber unterschiedlich tektonisch gegliedert (siehe zusammenfassende Übersicht bei LINNER, 2007).

Übersichtsdarstellungen über das Kristallin des Mühlviertels und des Sauwaldes gaben FUCHS & THIELE (1968), FUCHS & MATURA (1976) sowie FRASL & FINGER (1988, 1991).

Die folgende Zusammenfassung orientiert sich weitgehend an einer Übersicht über die Genese dieses Gneis- und Granitgebietes von FRASL & FINGER (1988).

Das Kristallin des Mühlviertels und des Sauwaldes ist das Produkt einer sehr komplexen Abfolge von hochgradiger variszischer Metamorphose mit Migmatisierung bis zur Anatexis und von Intrusionen vorwiegend granitischer bis granodioritischer Plutone.

Der westliche Anteil des oberösterreichischen Kristallingebietes kann tektonisch in drei Großschollen gegliedert werden (FUCHS & THIELE, 1968). Die zentrale Stellung nimmt dabei die Mühlzone ein, welche gegen S von der Donau-Störung, gegen N von der Pfahlstörung und gegen E von der Rodlstörung begrenzt ist. Südlich der Donau-Störung (sowie östlich der Rodlstörung bis etwa zu einer Linie von Linz nach Norden) grenzt daran die Sauwaldzone, nördlich der Pfahlstörung die Böhmerwaldzone.

Die Mühlzone unterscheidet sich vom Sauwaldkristallin und von der Böhmerwaldzone durch die spezifische Vergesellschaftung bestimmter Gesteinstypen und einer für dieses Gebiet typischen Metamorphose. Charakteristisch für die Mühlzone ist die Intrusion granitischer Magmen (Weinsberger Granit) in hochtemperierte, teilweise migmatische Rahmengesteine (Schlierengranit und Perlgneis). Jüngere Diorite und Feinkorngranite vom Typ Mauthausen und Haibach durchschlagen die Migmatite und den Weinsberger Granit an scharfen Intrusionskontakten. In der Zone von Herzogsdorf sind reliktsch Gesteine und Strukturen des vormigmatischen Stadiums erhalten (BÜTTNER, 1997).

In der Böhmerwaldzone treten niedriger metamorphe und nur wenig migmatisierte Gesteine wie Schiefergneise und Glimmerschiefer auf (BÜTTNER, 1997).

Im Sauwaldkristallin ist das vorherrschende Gestein der Perlgneis, der nach Süden zunehmend reicher an diatektischer Schmelze wird. Starke Migmatisierung ist vor allem im Bereich des Peurbacher und des Schäringer Granites zu beobachten, zweier Granittypen, deren Auftreten auf die Sauwaldzone beschränkt ist. Stark verfaltete Schiefergneise treten inselartig auf und zeigen kaum migmatische Gefüge (BÜTTNER, 1997).

Östlich von Linz ist diese Schollen- bzw. Zonengliederung kaum mehr verfolgbar, und es schließen hier die großen zusammenhängenden Granitmassen des Südböhmischen Plutons an.

Die ältesten Gesteine des oberösterreichischen Moldanubikums sind flächenmäßig wenig bedeutende vorgranitische Metamorphite, welche meist den biotitreichen Paragneisen der monotonen Serie (Ostrong Einheit) des Waldviertels, ausnahmsweise aber vermutlich auch der Bunten Serie (Drosendorf Einheit) einigermaßen entsprechen, z. B. mit sporadischem Marmor, Amphibolit und Graphitschiefer in der Donauleitenserie (DAURER, 1976) und in der Zone von Herzogsdorf (FUCHS & THIELE, 1968).

Insgesamt sehen wir im gesamten oberösterreichischen Moldanubikum jedoch

hauptsächlich die Auswirkungen einer großräumigen syn- bis spätrogenen variszischen Anatexis (FRASL & FINGER, 1988). Plutonismus und Hochtemperatur-Niedrigdruckmetamorphose sind im Moldanubikum der Böhmisches Masse die dominierenden geologischen Prozesse während der spätvariszischen Orogenese. Die hohen Metamorphosetemperaturen führten zu Migmatisierung und Granitbildung in den strukturell liegenden Einheiten. Der Grad der Aufschmelzung ist regional unterschiedlich (BÜTTNER, 1997). Die stark migmatischen Paragneise werden im Mühlviertel und Sauwald mit dem Begriff „Perlgneis“ zusammengefasst (FUCHS & THIELE, 1968). Dabei lassen sich in diesem Gesteinskomplex im Wesentlichen teilweise aufgeschmolzene (metatektische) migmatische Paragneise und vollständig aufgeschmolzene (diatektische) Paragneismigmatite unterscheiden, für die eine Reihe von zusätzlichen petrographischen Bezeichnungen verwendet wurde (siehe LINNER, 2007).

Die Kulmination dieser Prozesse mit fast vollständiger Krustenaufschmelzung bei weitgehender Magmenhomogenisierung ist in den großen Tiefplutonen des Weinsberger Granits zu sehen (FRASL & FINGER, 1988). Es bildeten sich bei einer solchen Entwicklung auch daneben sowie darüber und darunter zusätzlich manche Granitisationsprodukte, die diese Reife nicht ganz erreicht haben. Zum Teil sind solche schon vor dem Weinsberger Granit entstanden, wie z. B. die Schlierengranite des Donaoraumes im westlichen Mühlviertel (FINGER, 1984, 1986). Nach LINNER (2007) sind die Schlierengranite eher dem Bavarikum zuzuordnen, der Weinsberger Granit jedoch sicher dem Südböhmischen Pluton.

Die Schlierengranite entsprechen etwa den "Grobkorngneisen" sensu FUCHS (1962) in der Mühlviertelkarte 1:100.000 (FRASL et al., 1965). Sie bauen einen wesentlichen Teil der Mühlscholle auf (FRASL & FINGER, 1988).

Ähnliche, nicht ganz ausgereifte und oft inhomogene, meist mittelkörnige Granitoide aus der stofflichen Verwandtschaft mit dem kalifeldspatreichen Weinsberger Granit haben stellenweise aber auch noch Gänge im Weinsberger Granit gebildet oder schließen Schollen von ihm ein. Das gilt z. B. für den Engerwitzdorfer Granit (FRASL, 1959) und für solche eher schon spätere Bildungen der regionalen Anatexis wie den Karlstifter Granit (KLOB, 1970, FINGER & HAUNSCHMID 1988) des nordöstlichen Mühlviertels. Im Allgemeinen stehen alle diese kalifeldspatreichen Produkte der variszischen Anatexis mitsamt dem Weinsberger Granit dem I-Typ näher als dem S-Typ, wenngleich manche Varianten eine vermittelnde Stellung einnehmen (FRASL & FINGER, 1988).

Der Weinsberger Granit kann sich lokal aber auch mehr dem S-Typ nähern, wie u. A. dispers verteilter Granat und Cordierit und auch im NE Mühlviertel auftretende "Pseudokinzigit"-Schollen anzeigen, welche als restitische Akkumulation gedeutet werden (HAUNSCHMID, 1988). Restschmelzen des Weinsberger Granits können sogar zur Ausbildung von grobkörnigen Zweiglimmergraniten mit stärker ausgeprägten S-Typ Eigenschaften führen (Plochwalder Granit, HAUNSCHMID, 1988).

Die Varianten der kalifeldspatreichen Granittypen der Weinsberger Familie zeigen meist noch eine deutliche Schollenregelung, Flaserung und Streckung in herzynischer (NW-SE) Richtung, wobei auch z.T. ein Einströmgefüge in einem während der Auskristallisation noch verhältnismäßig tiefen und dabei transpressiven bis kompressiven Krustenniveau angenommen werden könnte (FRASL & FINGER, 1988).

Der Sauwald, also im wesentlichen südlich der später wirksamen (jungpaläozoischen) Donaustörung, des weiteren aber auch ein dreieckiger Raum östlich der Rodlstörung (Lichtenbergscholle), der durch eine Linksseitenverschiebung in diese Position gelangte, befinden sich während der ersten Anatexis vermutlich in einem etwas höherem Krustenstockwerk als die Mühlscholle.

Im Sauwald lässt sich von N nach S grob eine anatektische Abfolge von Perlgneisen zu grobscholligen sowie in streifigen und schließlich z.T. auch in nebulitische Migmatiten erkennen welche vorwiegend als Diatexite zu bezeichnen sind (THIELE, 1962, FINGER, 1986, FINGER et al., 1986). Zu dieser hochgradig anatektischen Gesteinsgesellschaft gehören auch die cordieritreichen Schollenmigmatite von Wernstein ebenso wie die biotithaltigeren Fläsern führenden Granite von Ach-Schnürberg ("weitgehend homogenisierter Perlgneis" nach THIELE, 1962).

Im südlichsten Sauwald führt die dortige Kulmination der Anatexis bis zu den z. T. klar diskordanten Graniten vom Typus Schärding (cordierithaltiger Kleinkorngranit mit vielen kleinen Schieferschöllchen) sowie zu verschiedenen ähnlichen Granitvarietäten bei Peuerbach (SCHUBERT, 1989). Auffälligerweise zeigen diese hochgradig anatektischen Produkte im Sauwald im Gegensatz zu den vermutlich gleichalterigen, kalifeldspatreichen anatektischen Graniten der Mühlzone durchwegs den Charakter von S-Typ Schmelzen und es ist deshalb naheliegend, sie auf die Aufschmelzung von Paragneisen bzw. Schiefergneisen zurückzuführen, welche im Sauwald noch in Restbeständen erkennbar sind und der monotonen Serie (Ostrong Einheit) des Moldanubikums anzuschließen sein dürften (THIELE, 1962).

Nicht nur im Sauwald selbst, sondern auch in dem im E der Rodlstörung gelegenen und sinistral verschobenen Abschnitt der Sauwaldscholle und im östlich angrenzenden Teil des Mühlviertels folgte der ersten Anatexis eine jüngere Generation von meist feinkörnigen Zweiglimmergraniten, deren Hauptrepräsentant der Granit vom Typus Altenberg ist. Daneben kann man aber auch den Haibacher Granit nördlich der Donaustörung (FINGER, 1984) und kleine Vorkommen in der Sauwaldscholle zu dieser Gruppe rechnen. Die vielen aplitisch-pegmatitischen Gänge, besonders zwischen Linz und Neumarkt, sind Abspaltungen dieser Altenberger Gruppe (FRASL, 1959). Sie hören in auffälliger Weise an der Grenze des Verbreitungsgebietes des postrogenen Freistädter Granodiorits schlagartig auf und sind somit offensichtlich älter als die Freistädter Intrusionen (FRASL & FINGER, 1988).

Der Altenberger Typ ist chemisch ein eindeutiger S-Typ mit sehr deutlichen Hinweisen auf eine bevorzugte Ausschmelzung aus dem Perlgneiskomplex und damit auf eine zweite, vermutlich aber nur lokal wirksame Anatexis.

In Oberösterreich zeigt er zumeist eine schwache (herzynische) Glimmerregelung und ist damit zu den spätrogenen Bildungen zu rechnen. Gegenüber den kalifeldspatreichen Weinsberger Graniten und den Schlierengraniten sind die Vorkommen des Altenberger Typs altersmäßig offensichtlich schon etwas abgesetzt und meist durch schärfere diskordante Kontakte gekennzeichnet (FRASL & FINGER, 1988).

Die anatektische Kruste wurde während und nach der Erstarrung auch noch weiterhin relativ schwach unter den Bedingungen einer retrograden Metamorphose penetrativ deformiert (FINGER & KRÜHL, 1987).

Damit bahnt sich wahrscheinlich schon die Anlage der Donaustörung in der Krustentiefe an, die dann bei zunehmender Abkühlung (Hebung und Abtragung) von

der Blastomylonitbildung (bei Biotitstabilität) bis zur Mylonitisierung und teilweisen Verquarzung (Bildung der "Hartschiefer") unter absteigenden Temperaturen als steilstehende Störung weiter aktiv ist. Ein hier anzuschließendes Scherflächensystem durchschert Granitoide der Weinsberger Gruppe mit der ihr zugehörigen Aplit- und Pegmatitgeneration, darauf folgt eine spätere, auf Dehnungsrissen quer durchschlagende Generation von gemischten Feinkorngraniten und Aplit-Pegmatitgängen der postorogenen Mauthausener Generation (FRASL & FINGER, 1988).

Variabel ausgebildete Feinkorn-Migmagranite können sich auch mit manchen Altenberger Granitvorkommen oder sogar mit Engerwitzdorfer Graniten in der Altersreihenfolge abwechseln, erklärbar durch kleinräumige und temporär wechselhafte selektive Aufschmelzung unterschiedlicher Altbestandsgneise im Randgebiet der Anatexis. Solche unregelmäßig wechselhaften Teilmobilisationen könnten sich etwa auf Grund lagiger Inhomogenitäten in der voranatektischen Kruste ergeben haben oder aber durch lokal unterschiedlich intensiven Wärmefluss (FRASL & FINGER, 1988).

Noch zur Hauptphase der variszischen Anatexis gehören demgegenüber etliche Vorkommen von meist sehr kleinen Dioritkörpern, bei denen aber wiederum verschiedene Generationen unterschieden werden können:

Ältere Diorite finden sich als Schollen im Weinsberger Granit, häufiger aber noch im Schlierengranit und Engerwitzdorfer Granit. Daneben gibt es Monzodiorite, die weitgehend kogenetisch mit dem Weinsberger Granit sind (Diorit von Sarleinsbach, Sprinzensteiner Diorit (Diorit 1 sensu FUCHS, 1962).

Hingegen durchschlagen jüngere Feinkorndiorite noch den Weinsberger Granit samt Gängen aus der Verwandtschaft des Engerwitzdorfer Granits.

Der Diorit wird dort lokal begleitet von der feinkörnigen, biotitreichen Migmagranit-Generation, jedoch werden auch diese beiden noch vom Altenberger Granit und dessen sauren Gängen durchschlagen. Es gibt aber auch manche Quarzdiorite, die eng mit den postorogenen kleinen Hochplutonen vom Mauthausener Granittyp verbunden sind, welche jedenfalls schon zur großen Gruppe der postorogenen Hochplutone gehören (FRASL & FINGER, 1988).

Die Gruppe der postorogenen Hochplutone samt ihrem Gangfolge (Granodioritporphyrite, selten Aplite und später auch Lamprophyre) intrudierte im Mühlviertel und im Sauwald erst nach einer weiträumigen Krustenabkühlung, welche wohl mit einer kräftigen Hebung und Abtragung des betreffenden Orogenabschnitts zusammenhing. Die Schmelzen stiegen aus einer heute kaum mehr aufgeschlossenen größeren Tiefe in einem zumeist bereits gut homogenisierten Zustand auf und zeigen scharfe Kontakte zu den älteren Gneisen, Anatexiten sowie syn- bis spätorogenen Granitoiden.

Zu den postorogenen Hochplutonen gehören nicht nur der Granit vom Typus Mauthausen, sondern auch Feinkorngranitstöcke des westlichen und östlichen Mühlviertels.

Ebenso zu dieser postorogenen Gruppe gehört der "Freistädter Granodiorit", der im Wesentlichen in zwei Hauptvarianten ausgebildet ist (feinerkörniger Kerntyp, weitgehend entsprechend dem Mauthausener Granit, mittel- bis grobkörniger Randtyp mit randlichen Feinkorngranodioritgängen, die randlich in Granodioritporphyrite übergehen). Weiters existiert ein verwandter mittelkörniger,

saurerer Nachschub ("Graben-Granit").

Während die Granite der Mauthausener/Freistädter Gruppe I-Typ Charakter aufweisen, sind die Plutone aus der Verwandtschaft des ebenfalls postorogenen, zweiglimmerigen grobkörnigen Eisgarner Granits S-Typ Granite, die nach FUCHS & THIELE (1968) jünger sind als die Mauthausener/Freistädter Gruppe.

Die späten Lamprophyre treten am ehesten in der Umgebung des Neuhaus-Plöckinger Granitstocks gehäuft auf (SCHADLER, 1952), wobei auch dieser Hochpluton meist wieder in herzynischer Richtung von ihnen durchschlagen wird, ähnlich wie bei Sarleinsbach der Quarzmonzodiorit der Weinsberger Generation (FRASL & FINGER, 1988).

Lithologische Kurzbeschreibung der wichtigsten Gesteinstypen:

(nach KRENMAYR & SCHNABEL, 2006)

Freistädter Granodiorit: grobkörniger I-Typ-Biotit-Granodiorit, feinkörnige Randfazies

Mauthausener Granit, Feinkorngranite i. A.: fein- bis mittelkörnige, hellgraue und massige I-Typ-Biotitgranite bis Biotitgranodiorite

Weitraer Granit: fein- bis mittelkörniger Biotit- und Zweiglimmergranit

Titanitfleckengranit: feinkörnige Biotitgranite und Granodiorite, idiomorphe Titanite mit feldspatreichem Hof

Hauzenberger Granit: fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite, Biotitgranite und Biotit-Granodiorite

Zweiglimmergranit Typ Unterweißenbach, Walterschlag: fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite

Lagerberg-Granit: heller, mittelkörniger Alkalifeldspat-Granit

Eisgarner Granit: grobkörniger S-Typ-Zweiglimmergranit, große leistenförmige Kalifeldspäte, oft porphyrische Textur

feinkörnige Varianten des Eisgarner Granits (z.B. Sulzberg-Granit): fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite, pegmatitische Linsen

Steinberg-Granit: mittel- bis grobkörniger, porphyrischer Zweiglimmergranit

Haidmühler Granit: mittel- bis grobkörniger Zweiglimmergranit

Saldenburger Granit: grobkörniger Biotitgranit, große z.T. rosa Kalifeldspäte

Migmagranit: fein- bis mittelkörnige I-Typ-Biotitgranite und Granodiorite bis Diorite, häufig geschiefert

Karlstifter Granit: mittel- bis grobkörniger I-Typ-Biotitgranit, z.T. porphyrisch

Engerwitzdorfer Granit: mittel- bis grobkörniger I-Typ-Biotitgranit, rötliche Großkalifeldspäte, mitunter Hornblende führend

Plochwälder und Ellingberger Granit: mittel- bis grobkörniger Zweiglimmergranit, kleine Vorkommen im Weinsberger Granit

Weinsberger Granit: grob- bis riesenkörniger Biotitgranit, Großkalifeldspäte, Vermischungs- und Übergangszonen von Weinsberger Granit in andere Granite und Migmatite im Randbereich

Diorit, Gabbro: dunkle, massige Intrusivgesteine, Biotit und meist auch Hornblende führend, fein- bis grobkörnig

Durbacht: Granodiorite bis Quarzmonzodiorite, porphyrische Kalifeldspäte, reichlich Biotit und oft Hornblende

St. Sixter und Kopfinger Granit: helle fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite

Haibacher Granit: feinkörniger, sehr, deutlich deformiert

Altenberger Granit: feinkörniger, schwach deformierter S-Typ-Zweiglimmergranit, kleine Restitschollen

Granit - Typ Neustift: feinkörniger Zweiglimmergranit

Schärdinger Granit: mittelkörniger S-Typ-Biotitgranit, Cordierit führend, biotit- und cordieritreiche Restitschollen

Peuerbacher Granit: mittelkörniger S-Typ-Biotitgranit, Kalifeldspat-Einsprenglinge

Schlierengranit: grobkörniger Granit bis Granodiorit, schlierig, oft rötliche Großkalifeldspäte, z.T. dioritische Schollen

Palit: Granite, Syenite und Migmatite an der Pfahlstörung, teils mylonitisch oder mit Augentextur, basische Schollen

Cordieritreicher Migmatit - Typ Wernstein: massiger, grob strukturierter Migmatit, biotit- und cordieritreiche oder feldspatreiche Schlieren

Dialektischer Paragneis („homogenisierter Perlgneis“): weitgehend homogener, teils massiger Migmatit, mittelkörnig, z.T. Paragneis-Schollen

Metablastischer bis metatektischer Paragneis („Perlgneis“): biotitreicher, fein- bis mittelkörniger Paragneis bis Migmatit, oft Cordierit führend und mit Paragneis-Relikten, z.T. schlierig, es bestehen Übergangszonen von Paragneis zu anatektischem Paragneis

Paragneis („Schiefergneis“): biotitreicher Paragneis mit Sillimanit, Cordierit und Granat; feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis

Paragneise im Kropfmühl-, Donauleiten- und Herzogsdorf-Komplex: feinkörnig grauer Paragneis, teils gebändert; migmatischer Paragneis mit pegmatoiden Lagen

Marmor: weißgraue Kalkmarmore

Kalksilikatfels: grünlichgraue, gebänderte Metamorphite aus mergeligem Ausgangsgestein

Graphitgneis:

Amphibolit: dunkelgrünes, metamorphes Gestein aus Amphibol und Plagioklas, oft Biotit, z.T. Granat und Klinopyroxen führend

Ultrabazit, Serpentin: dunkelgrüne Gesteine aus Olivin, Orthopyroxen, z.T. Granat; Serpentin entsteht daraus durch Hydratisierung

Quarzit: grauweiße Gesteine, deutlich Plagioklas führend, wenig Granat und Graphit, plattig-bankig

Mylonit und Kataklasit in Störungszonen: fein bis feinstkörnige grünlichgraue, stark geschieferte Gesteine, mitunter verquarzt

Lamprophyr, Dioritporphyr: grünlichgraue bis dunkelgraue, feinkörnige Gänge mit geringer Mächtigkeit

Aplit: feinkörniges helles Gestein aus vorwiegend Feldspat und Quarz

Pegmatit: grobkörniges helles Gestein aus vorwiegend Feldspat und Quarz und oft mit Glimmertafeln

Granitporphyr, Granitgänge: hellgraue, biotitführende Gesteine, feinkörnig oder porphyrisch, granitische bis granodioritische Zusammensetzung

2.3.2: Magnetische Suszeptibilitätsmessungen:

Die magnetische Suszeptibilität $[\kappa]$ bildet eine der grundlegenden physikalischen Gesteinseigenschaften, deren Kenntnisse für die Interpretation magnetischer Vermessungen benötigt werden. Die Suszeptibilität eines Gesteins hängt im Wesentlichen vom Gehalt an ferrimagnetischen Mineralien ab (STEINHAUSER et al., 1988).

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

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

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

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

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

Es ergibt sich daraus klar, dass die deutlich erkennbaren magnetischen Anomalien ausschließlich durch das Kristallin bedingt sind, eine wesentliche Beeinflussung des Magnetfeldes durch Sedimentgesteine ist nicht zu erwarten.

Die magnetischen Suszeptibilitäten der Gesteine der Böhmisches Masse in Österreich wurden detailliert von JILG (1992) und LENZ et al. (1996) bearbeitet. Es zeigte sich dabei, dass die Magnetisierungskontraste innerhalb des Kristallins, abgesehen von den hohen Werten bei basischen und ultrabasischen Gesteinen, zumeist sehr gering sind. Es treten allerdings gerade bei den jüngeren Plutoniten (z. B. Feinkorngranit, Eisgarner Granit), nach JILG (1992) z. T. erhöhte Suszeptibilitäten auf. Es müsste nachgeprüft werden, ob diese eventuell auf lokale Kontaktphänomene zurückgeführt werden können. Solche sind durch ARIC et al. (1997) und GNOJEK & PRICHYSTAL (1997) in benachbarten Gebieten verbreitet beschrieben.

Weitere Daten zu magnetischen Suszeptibilitäten dieses Gebiets finden sich bei STEINHAUSER et al. (1988 a & 1988 b) sowie bei MEURERS et al. (1990) [die wohl zum Großteil in die Zusammenfassung von JILG (1992) eingegangen sind].

Etwas erhöhte Anteile remanenter Magnetisierung wurden im Schlierengranit des Mühlviertels sowie im Schärdinger und Peuerbacher Granit beobachtet (LENZ et al., 1996).

In der Tabellen 2.2 sind die Verteilungen der Werte der magnetischen Suszeptibilität und statistische Parameter für die wichtigsten Gesteinstypen der gesamten Böhmisches Masse in Österreich aus JILG (1992) dargestellt. In der Abb. 2.24 sind diese Daten graphisch aufbereitet. Die magnetischen Suszeptibilitäten der sauren

Intrusiva sind, wie zu erwarten, größtenteils geringer als die der Paragneise, allerdings ist die Variationsbreite der Werte bei einigen Gesteinstypen sehr hoch. Diorite weisen im Bereich des Südböhmischen Plutons meist eher relativ geringe magnetische Suszeptibilitäten auf. Hohe Suszeptibilitäten finden sich sehr häufig bei sekundär, bzw. hydrothermal mineralisierten Graniten (bis zu $6,0 \times 10^{-3}$ SI), aber auch Amphibolite (bis zu $46,0 \times 10^{-3}$ SI) und natürlich Serpentinite (bis zu 34×10^{-3} SI) haben oft sehr hohe Suszeptibilitätswerte (JILG, 1992, LENZ, 1992).

Gestein	n	min	max	aver	med	lowqu	uppqu	mode	stdev
Kalksilikatfels	30	0.00	0.36	0.13	0.13	0.07	0.17	0.07	0.09
Marmor	12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
GE-Amphibolit	29	0.36	1.48	0.65	0.64	0.47	0.76	0.41	0.23
BS-Amphibolit	25	0.22	46.47	2.59	0.70	0.50	0.94	0.70	9.19
Granulit	25	0.04	0.52	0.28	0.28	0.24	0.36	0.24	0.12
Serpentinit	7	13.80	34.00	23.86	19.80	15.00	33.00	33.00	9.09
BZ-Paragneise	4	0.24	0.31	0.27	0.27	0.25	0.30	0.24	0.03
MZ-Paragneise	20	0.08	1.40	0.44	0.28	0.20	0.48	0.20	0.38
SZ-Paragneise	43	0.08	0.40	0.25	0.24	0.20	0.28	0.28	0.08
Weinsberger Gr.	50	0.00	0.34	0.17	0.16	0.12	0.20	0.16	0.08
Feinkorngranit	65	0.00	5.32	0.55	0.16	0.12	0.22	0.20	1.17
Eisgarner Granit	28	0.00	3.68	0.29	0.14	0.08	0.15	0.14	0.72
Rastenberger Gr.	9	0.06	0.52	0.23	0.20	0.16	0.24	0.16	0.14
Diorite	16	0.20	0.92	0.39	0.35	0.32	0.42	0.36	0.16
Thayagranite	59	0.00	0.22	0.09	0.10	0.00	0.14	0.00	0.07
MS-Paragneise	29	0.08	0.36	0.21	0.20	0.16	0.24	0.16	0.07
BS-Paragneise	76	-9.00	0.66	-0.03	0.20	0.14	0.25	0.12	1.49
GE-Paragneise	7	0.08	6.00	1.21	0.34	0.16	1.20	0.22	2.15
Dobragneise	8	0.08	0.45	0.19	0.14	0.09	0.28	0.16	0.15
Bittescher Gneis	19	0.00	0.24	0.14	0.14	0.12	0.16	0.16	0.05
Gföhler Gneis	93	0.00	0.34	0.16	0.16	0.13	0.21	0.16	0.07
Weinsberger Granit (Böhmerwald-Zone)									
Eisgarner Granit (Böhmerwald-Zone)									
Diorit (Mühl-Zone)									
Feinkorngranit (Mühl-Zone)									
Weinsberger Granit (Mühl-Zone)									
Schärddinger Granit									
Peuerbacher Granit									
Glimmerschiefer (Moravikum)									
Orthogneis (Moravikum)									
Paragneis (Moravikum)									
Quarzit (Moravikum)									
IP-Glimmerschf.	3	0.32	34.00	20.77	28.00	0.32	34.00	0.32	17.97
IP-Orthogneis	18	0.00	0.26	0.14	0.12	0.10	0.16	0.12	0.06
IP-Paragneise	23	0.10	7.20	0.79	0.18	0.14	0.30	0.14	1.71
IP-Quarzite	9	0.10	0.12	0.11	0.12	0.10	0.12	0.12	0.01

Tab. 2.2: Statistische Werte zu magnetischen Suszeptibilitätsmessungen in der Böhmischen Masse Österreichs (JILG, 1992). (GE...Gföhler Einheit, MS...Monotone

Serie, BS...Bunte Serie, BZ...Böhmerwald Zone, MZ...Mühl Zone, SZ...Sauwald Zone, IP...Innere Phyllite (Moravikum).

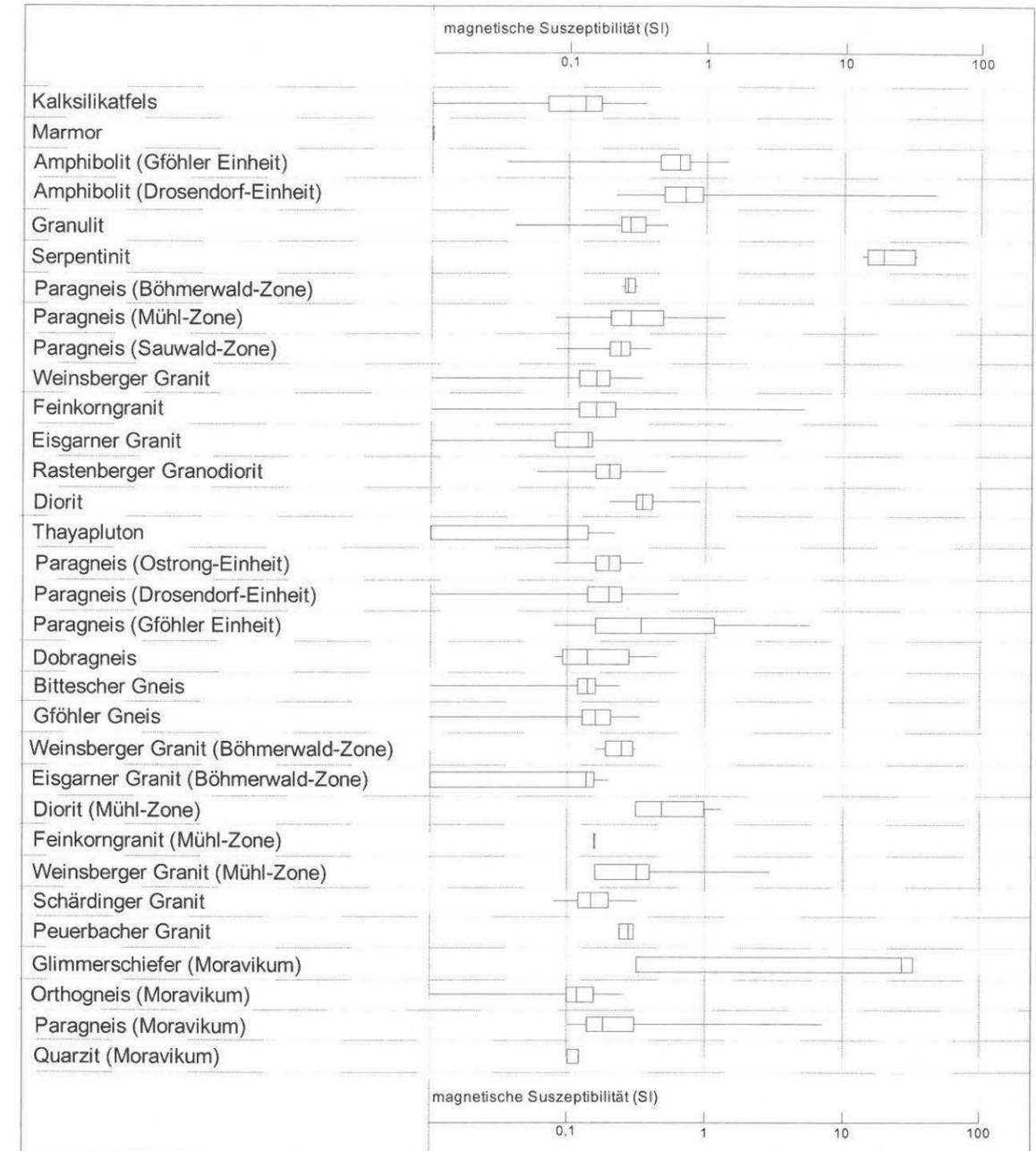


Abb. 2.24: graphische Darstellung der statistischen Verteilungen von Tab. 2.2. Die Boxen erstrecken sich zwischen unterem und oberem Quartilwert, der Strich darin ist der Medianwert, der Mittelwert wurde nicht dargestellt.

Die Abb. 2.25 zeigt die Suszeptibilitätsverteilung für einige Granittypen (Weinsberger Granit in unterschiedlichen Ausformungen, Eisgarner Granit, Schärddinger Granit) in einem Diagramm von LENZ et al. (1996). Die Werte liegen zwischen $0,015$ und $0,3 \times 10^{-3}$ (SI).

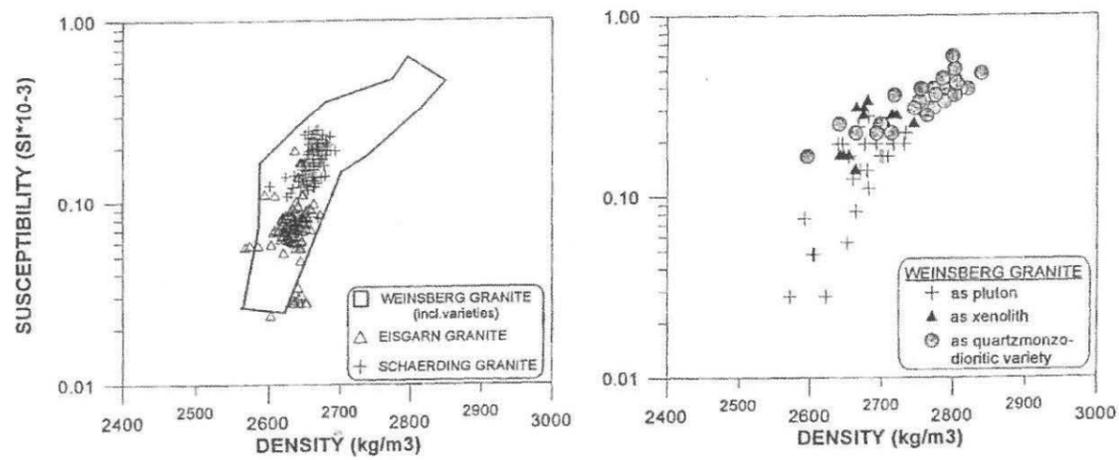


Abb. 2.25: Suszeptibilitäts- und Dichteverteilung einiger Granittypen des Mühlviertels und des Sauwaldes (LENZ et al. 1996).

2.3.3. Interpretation der Magnetik

Das Magnetfeld ist durch relativ ruhigen Feldverlauf und geringe Magnetisierungen charakterisiert. Lediglich im bayrischen Anteil des Messgebiets liegen einige größere starke Anomalien und im Grenzbereich zum Waldviertel eine Reihe kleiner Anomalien in distinkten Anomaliegruppen (Abb. 2.21 und 2.23).

Die in Abb. 2.21 mit 6 (Maximum) und 7 (Minimum) bezeichneten Anomalien könnten eine gemeinsame Ursache haben, wobei von einer sehr starken Komponente remanenter Magnetisierung auszugehen wäre. Für das Maximum NW Eferding im Bereich St. Agatha liegt eine 3-D Modellrechnung durch ARNDT (1993) vor (Abb. 2.26, Anomalie B in Abb. 2.23). Die Berechnung erfolgte nach dem Algorithmus zur Modellierung der Potentialfelder eines homogenen Vielflächners von WANG & HANSEN 1990. Das Verfahren basiert auf der Inversion des Potentialfeldes einer singular zentrierten Anomalie und modelliert ohne Vorgabe von Startmodellen und physikalischen Parametern (Suszeptibilität) den Störkörper durch Tiefenpunkte, die auf einer den homogen magnetisierten Störkörper umgebenden, geschlossenen Hüllfläche liegen.

Die Berechnung ergibt einen magnetischen Störkörper zwischen 0 und 1500 m unter der Oberfläche. Der Störkörper sollte also an oder knapp unter der Oberfläche anstehen. Eine Interpretation aufgrund der anstehenden Gesteine ist allerdings nicht einfach möglich, da die dort auftretenden Perlgneise (diatektische bis metatektische Paragneise) im Allgemeinen keine erhöhte Magnetisierung aufweisen. Andererseits zeigt die Karte, dass die magnetische Struktur in der Sauwaldzone auch in Bereichen von St. Sixter und Kopfinger Granit, Haibacher Granit, Peuerbacher Granit,

Migmatiten vom Typ Wernstein und „homogenisiertem Perlgneis“ recht unruhig sein kann.

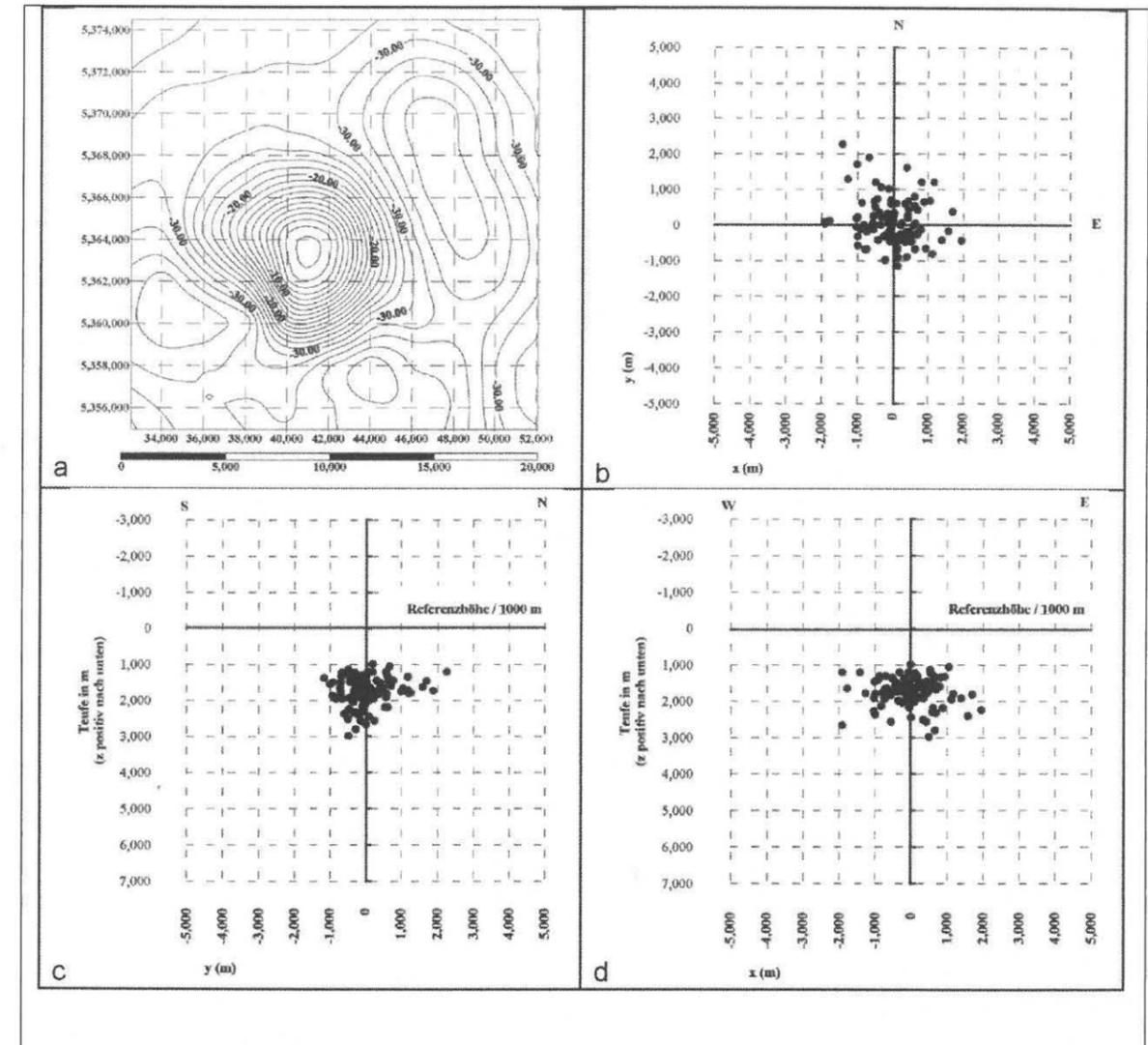


Abb. 2.26: Ergebnisse der magnetischen Modellierung durch R. ARNDT. a) Lage der Anomalie (B in Abb. 2.23) b) Lage der Tiefenpunkte im Horizontalschnitt c) Lage der Tiefenpunkte im NS Profil d) Lage der Tiefenpunkte im EW Profil. Die Referenzhöhe ist die Höhe des Flughorizonts.

Die beiden in Abb. 2.21 mit 9 bezeichneten langgestreckten Anomalien stehen sehr wahrscheinlich in Zusammenhang mit der Pfahlstörung.

Das trifft insbesondere auf die Anomalien, die im Bayerischen Wald liegen und auf Abb. 2.21 mit 15 bezeichnet sind, zu. Die NW-SE verlaufende Störungslinie des Bayerischen Pfahls wird über weite Strecken von einem maximal 6 km breiten

Gesteinszug begleitet, der aus einer Wechsellagerung von lithologisch höchst variablen syenitischen Gesteinen und Amphibolitlinsen besteht (CHRISTINAS, 1982). Diese werden mit einer Lokalbezeichnung als „Palite“ bezeichnet. Sie werden als metablastische (bevorzugtes Wachstum der Feldspäte bei der Rekristallisation) diatektische bis palingene (hochgradig migmatische bis völlig wieder aufgeschmolzene) Mischgesteine beschrieben (TROLL, 1965). Sie sind stets mylonitisch oder blastomylonitisch überprägt. Der strukturelle Aufbau dieses Gesteinszuges wird als lokale mechanische Durchbewegung und Durchmischung von basischen (Amphibolite) und granitischen, granodioritischen bis syenitischen Gesteinen gedeutet (CHRISTINAS, 1982). Die Palite ziehen im Bayerischen Wald von Waldkirchen über Freyung – Grafenau – Kirchberg i. W. gegen WNW (UNGER et al., 1999, BABUREK et al., 1999).

Die in Abb. 2.21 mit 14 bezeichneten Anomalien könnten eventuell in Zusammenhang mit den Intrusionskontakten des dortigen Hauzenberger Granits gesehen werden. Es sind hier allerdings Amphibolite wesentlich häufiger als weiter östlich (Geol. Karte 1:200.000 Blatt Deggendorf, BABUREK et al., 1999). Auch die Anomalie W Julbach liegt zum Großteil in Bayern. Laut der Geol. Karte 1:200.000 Blatt Passau liegt hier eine moldanubische Bunte Serie vor, die zahlreiche Amphiboliteinschaltungen, Metabasite und Metagabbros, aufweist (UNGER et al., 1999, FREUDENBERGER & SCHWEND, 1996). Ob diese an der Oberfläche anstehenden Gesteine als Quelle der magnetischen Anomalie in Frage kommen, müsste durch Messungen der magnetischen Suszeptibilität im Gelände nachgeprüft werden. Ansonsten würde es sich auch hier um tiefer liegende Störkörper unbekannter Zusammensetzung handeln.

Die Starke Anomalie 16 in Abb. 2.21 wurde von R. ARNDT (1995, unveröffentlicht) nach dem Algorithmus von WANG & HANSEN berechnet (siehe ARNDT 1993). Die Modellierung der Tiefenerstreckung dieser magnetischen Anomalie W von Julbach, die zum größeren Teil auf bayrischem Staatsgebiet liegt, ist in der Abbildung 2.27 dargestellt. Referenzhöhe des Modells ist der Messhorizont = Flughorizont mit 1400 m über NN. Die topographischen Höhen im Gebiet der Modellrechnung liegen zwischen etwa 700 und 900 m. Daraus folgt, dass der Großteil des Störkörpers in einer Tiefe von mindestens 1000 m, bis zu 2500 m unter der Geländeoberfläche anzunehmen ist.

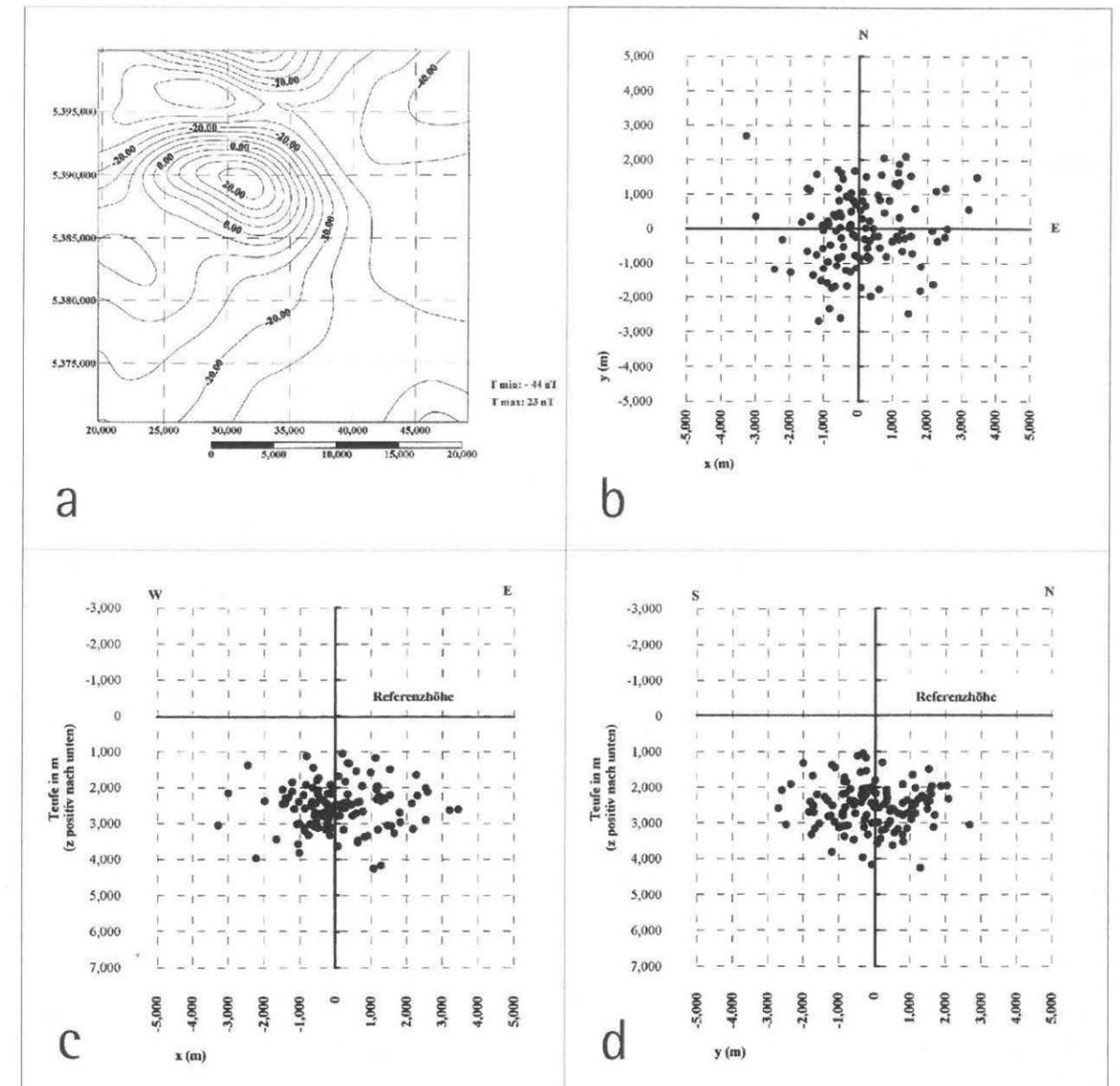


Abb. 2.27: Modellierung der magnetischen Anomalie W Julbach (ARNDT 1995): a) geographische Lage der Anomalie in BMN Koordinaten M 31 b) horizontale Verteilung der berechneten Tiefenpunkte (auf die Anomalie zentriert) c) Lage der berechneten Tiefenpunkte im E-W Profil d) Lage der berechneten Tiefenpunkte im N-S Profil.

Die Anomalie 17 in Abb. 2.21 wurde jüngst durch KNOP et al. (2008) bearbeitet.

In der Gegend von Freyung im Bayerischen Wald treten unmittelbar südlich der Pfahlstörung, großflächig und über fast 50 km im Streichen verfolgbar, kaliumreiche migmatitische Gesteine von sehr variabler Struktur auf, welche in den bayerischen Karten als Palite zusammengefasst und kartiert sind (TROLL, 1967). Während die Entstehung dieser sehr speziellen Gesteine in früherer Zeit oft mit einer

störungsgebundenen Kaliummetasomatose in Verbindung gebracht wurde (STEINER, 1969), wird in neueren Arbeiten (z. B. ARTMANN, 2001, FINGER et al., 2007) magmatischen Prozessen eine große Rolle beigemessen (gleichzeitige Intrusion und unvollständige Mischung basischer und saurer Schmelzen; regionale Anatexis). Magmatische Zirkone aus grobkörnigen granitoiden Palitvarianten wurden von SIEBEL et al. (2005) mit ~ 334 Ma datiert. Auf Grund dieses Alters und unter Einbeziehung geochemischer Argumente haben FINGER et al. (2007) diese Magmatite als durch Anatexis überprägte Verwandte der tschechischen Durbachitplutone eingestuft, die in einer markanten Linie von Tabor gegen SSW bis ins Böhmerwaldgebiet zu verfolgen sind. Ein neues Vorkommen eines solchen Durbachitplutons wurde von BREITER (2005) im österreichischen Plöckenstein-Hochficht-Gebiet entdeckt und auskartiert. Nicht weit davon entfernt wurden nun von uns im Raum Zwieselberg-Hochficht erstmals auch Gesteine gefunden, die den bayerischen Paliten sehr ähnlich sind. Die Ähnlichkeit bezieht sich auf ihre migmatitische Struktur mit basischen Gesteinsanteilen und kalifeldspatreichen Lagen und Schlieren. Wie die Palite in Bayern, sind die betreffenden Gesteine außerordentlich reich an Magnetit und somit stark magnetisch. Möglicherweise bilden die Palitähnlichen Gesteine bei Schwarzenberg die dextral versetzte Fortsetzung des Palitzuges bei Freyung, wodurch auch der postulierte genetische Zusammenhang mit der böhmischen Durbachitlinie unterstrichen wird. Interessanterweise zeigen auch die Paragneise des Zwieselberg-Hochficht-Gebietes an manchen Stellen eine starke Magnetitführung, die vermutlich durch kontaktmetamorphorphe Prozesse zustande gekommen ist.

Die Anomalie 18 in Abb. 2.21 liegt im Bereich von Feinkorngraniten, die für lokal erhöhte Magnetisierungen bekannt sind.

Für die unter 22 in Abb. 2.21 zusammengefassten Anomalien kann aus den geologischen Karten kein eindeutiger Schluss auf mögliche Störkörper gezogen werden.

Die Anomalien 11 und 12 in Abb. 2.21 sind offensichtlich auf den Freistädter Granodiorit zurückzuführen und zwar sowohl auf Kontaktphänomene mit dem Nebengestein, wie auch auf unterschiedliche magnetische Eigenschaften zwischen Kern- und Randfazies.

Für die Anomalie bei St. Oswald, östlich Freistadt (13 in Abb. 2.21), sind unterschiedliche Interpretationsmöglichkeiten offen. Einerseits treten dort mächtigere basische Gesteine auf (Diorit, Gabbro), andererseits kommentieren SEIBERL & HEINZ (1988) diese Situation folgendermaßen: *Im Raum von St. Oswald wurde eine recht deutliche magnetische Struktur festgestellt, die über den Schiefergneisen bzw. dem Rand des Weinsberger Granits liegt. An ihrem Ostende dürfte diese Struktur an einer Störungszone ihr Ende finden (vgl. FUCHS & THIELE, 1982).*

Von Interesse ist bei einem Vergleich mit den radiometrischen Messungen die Position dieser magnetischen Anomalie. Die Zuordnung der Feinkorngranite zum "S-Typ", vor allem aber jene der Weinsberger Granite zum "I-Typ" scheint aus der Sicht der magnetischen Messergebnisse gerechtfertigt. Magnetitkonzentrationen und die damit verbundenen Magnetisierungskontraste sind für I-Typ-Granite - insbesondere für deren Kontaktbereiche - charakteristisch.

Für die Anomalie bei Sandl (19, Maximum und Minimum, in Abb. 2.21) liegen 2D Modellierungen vor (GNOJEK & PRICHYSTAL, 1997). (C und D in Abb. 2.23). Die Modelle sind in den Abb. 2.29 und 2.30 dargestellt

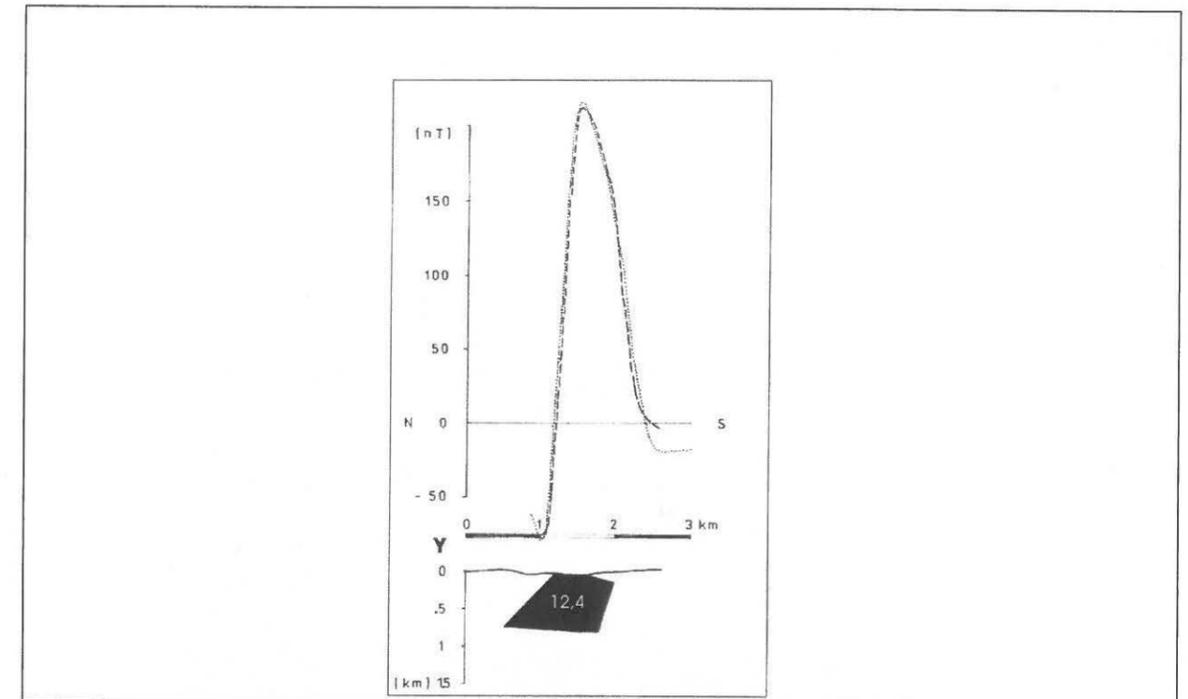


Abb. 2.29: Modellierung der Anomalie von Sandl (GNOJEK & PRICHYSTAL, 1997), die Suszeptibilität ist mit $12,4 \times 10^{-3}$ (SI) angenommen worden.

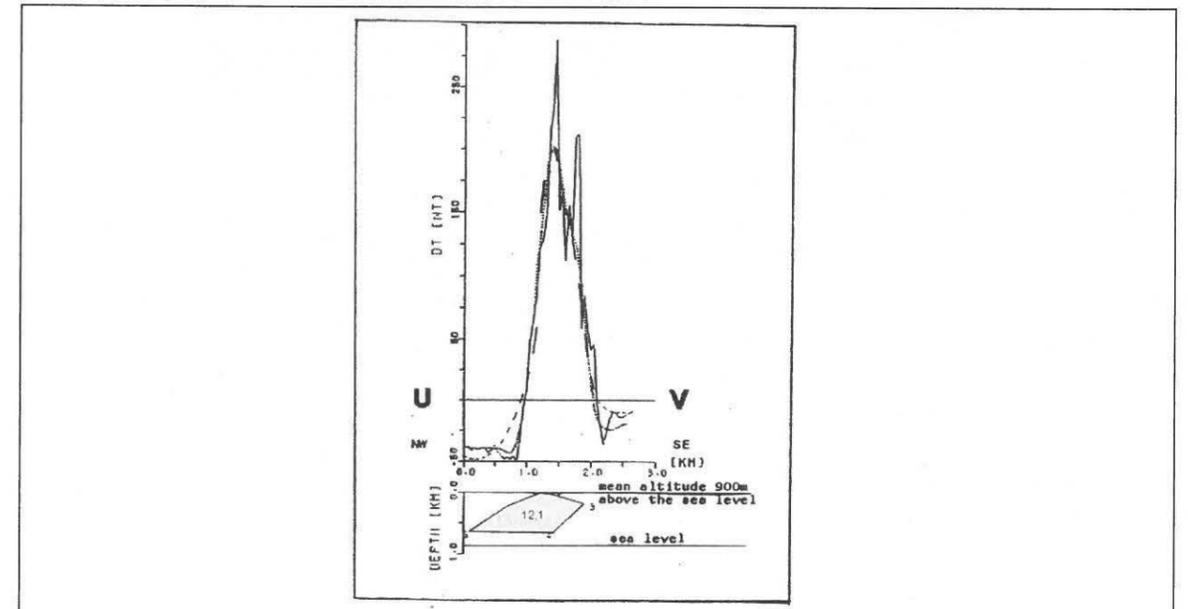


Abb. 2.30: Modellierung der Anomalie von Sandl (HEINZ et al., 1993), die Suszeptibilität ist mit $12,1 \times 10^{-3}$ (SI) angenommen worden.

Die Anomaliegruppe um Liebenau wurde von G. HÜBL in seiner Diplomarbeit eingehend bearbeitet. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen liegen in einer Reihe von Profilen (a bis i in Abb. 2.23) vor, sowie als 3D Modellvorstellung (Abb. 2.31, 2.32 und 2.33). Die Anomalie wurde auch von Heinz et al. (1987) und HEINZ (1992) bearbeitet (Profile E bis H in Abb. 2.23) Die Modelle sind in den Abb. 2.34 und 2.35 dargestellt.

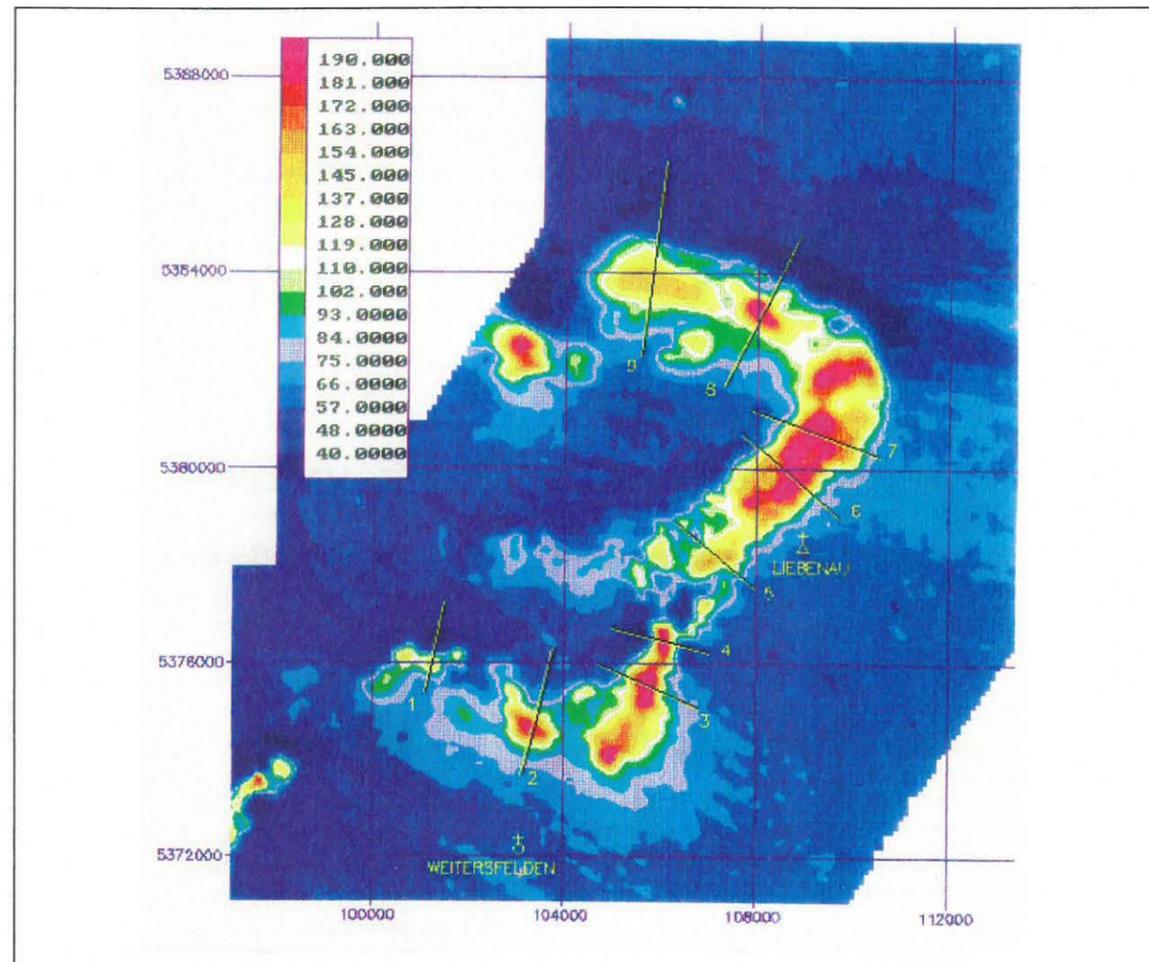


Abb. 2.31: Detail der magnetischen Anomalie bei Liebenau. Auswertung der hubschrauber-geophysikalischen Daten von verschiedenen Messgebieten der Aerogeophysik Österreichs durch G. HÜBL (1993). Die Lagen der zwei- und zweieinhalbdimensional ausgewerteten Profile sind eingezeichnet.

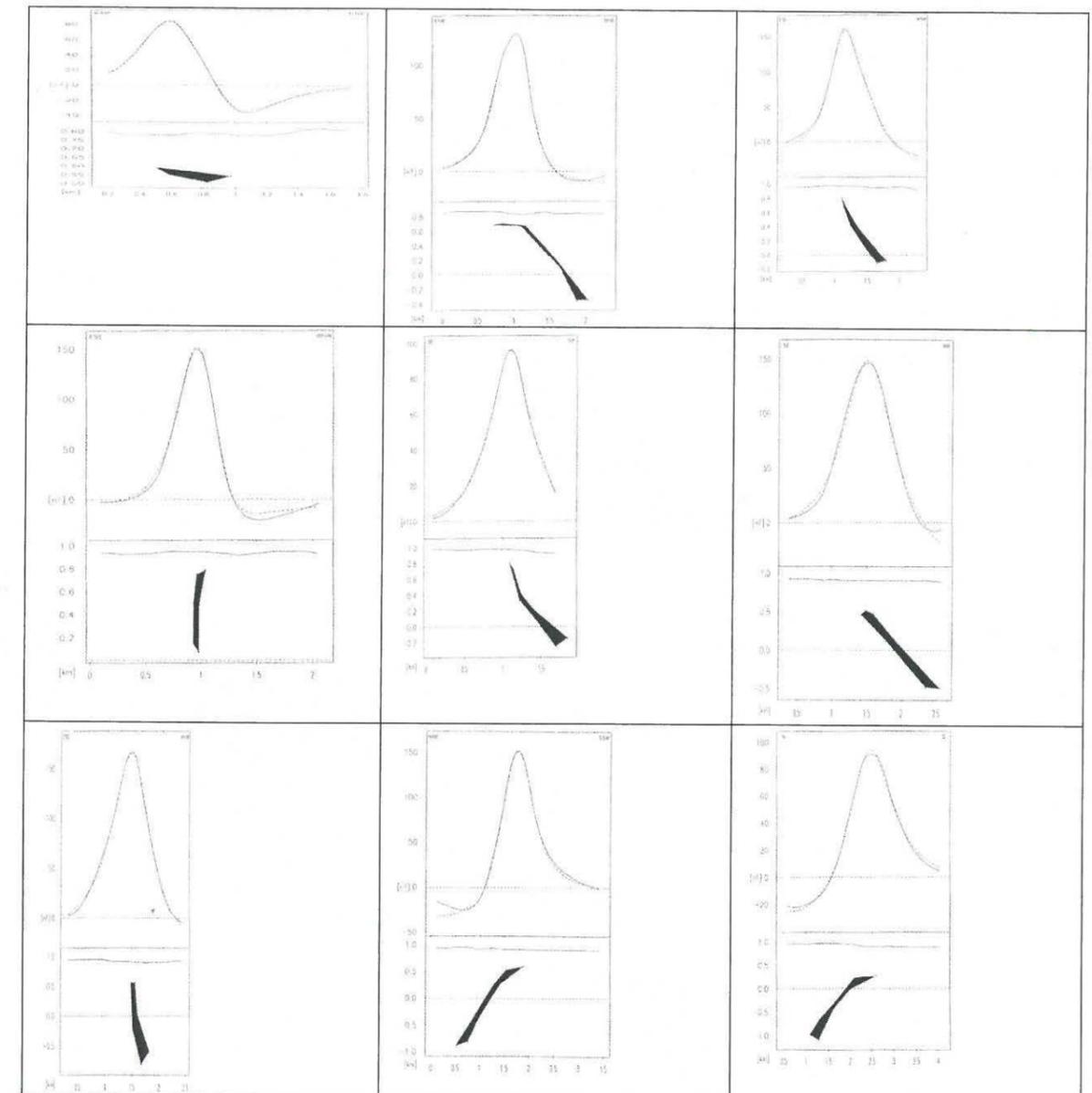


Abb. 2.32: Modellrechnungsergebnisse für die Profile a bis i in Abb. 2.23. Die graphische Darstellung der Stärke der Magnetisierung ist in den einzelnen Profilen etwa vergleichbar. Das Einfallen der Störkörper ist unverzerrt dargestellt. Zu Details der Modellrechnung siehe G. HÜBL (1993).

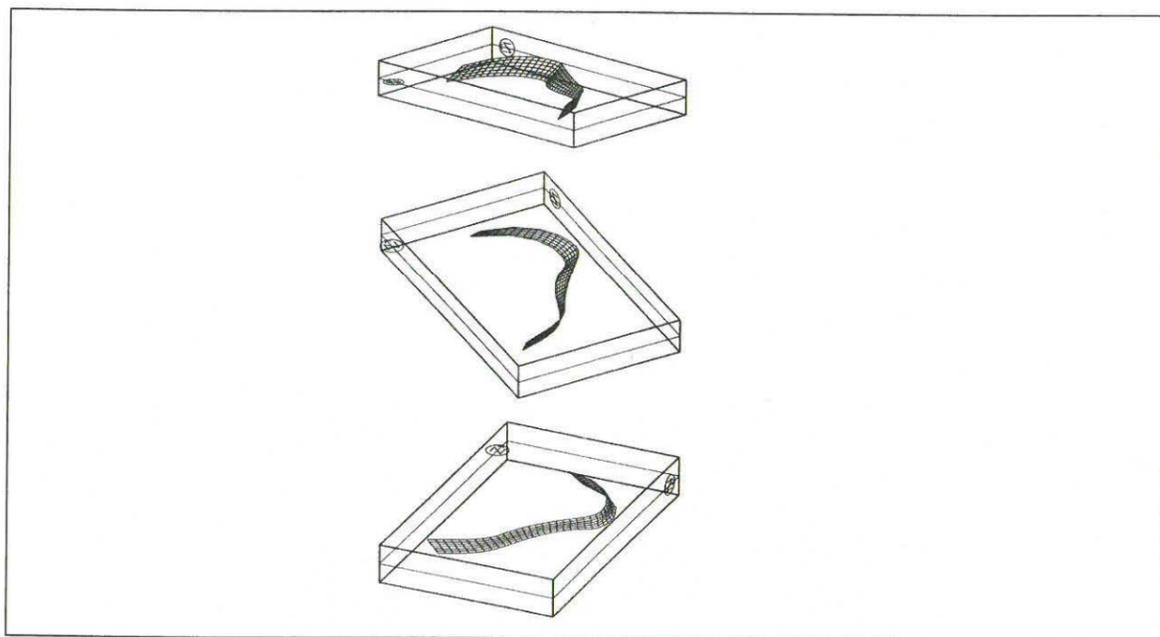


Abb. 2.33: Die 3D-Darstellungen der Modellrechenergebnisse im Bereich der Anomaliegruppe „Liebenau“ zeigt die räumliche Lage der Zone, in welcher die magnetischen Störkörper auftreten mit variablem Blickwinkel (aus HÜBL, 1993).

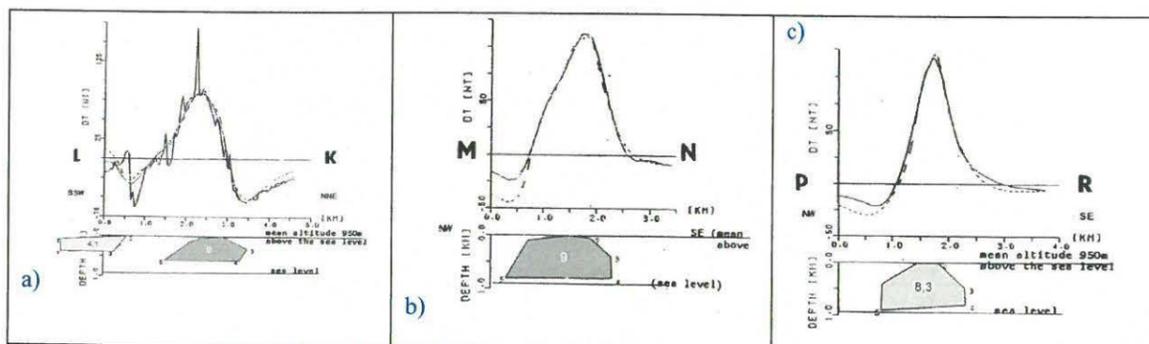


Abb. 2.34: Modellrechnungen Liebenau nach HEINZ, (1992)

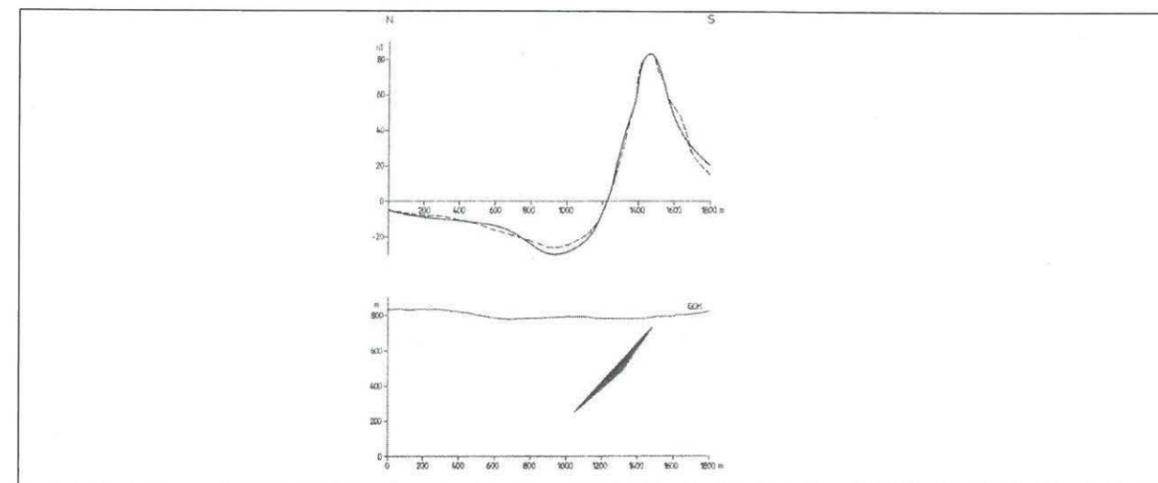


Abb. 2.35: Modellrechnung Liebenau nach HEINZ et al. (1987)

Die Anomalie Weitra (21 in Abb. 2.21) wurde von HEINZ (1993) und GNOJEK & PRICHYSTAL (1997) gemeinsam bearbeitet (Profile I und J in Abb. 2.23). Die Modelle sind in Abb. 2.36 dargestellt.

Die Anomalie 23 (Abb. 2.21) ist in der SE Ecke der Abb. 2.21 gerade noch angeschnitten.

Es handelt sich um eine sehr markanten Anomalie (mit einem Maximum von > 35 nT (feldfortgesetzt 1400 m über NN) NW Ybbs. Die magnetische Struktur folgt dabei der Aufwölbung der Paragneise der Monotonen Serie in der Kuppelstruktur des Ostrong. Diese Anomalie entspricht dem modellierten Profilen K und L in Abb. 2.23, die bereits in SEIBERL & SLAPANSKY (2002) behandelt wurden. Das Minimum ist gegen NE verschleppt, was auf einen starken Anteil remanenter Magnetisierung hinweist. Die oberflächlich anstehenden Gesteine, auch die Serpentine und Amphibolite, die im Bereich des Yspertales auftreten, kommen als Ursache für eine solche Anomalie allerdings nicht in Frage. Eine wirklich plausible geologische Interpretation muss derzeit offen bleiben.

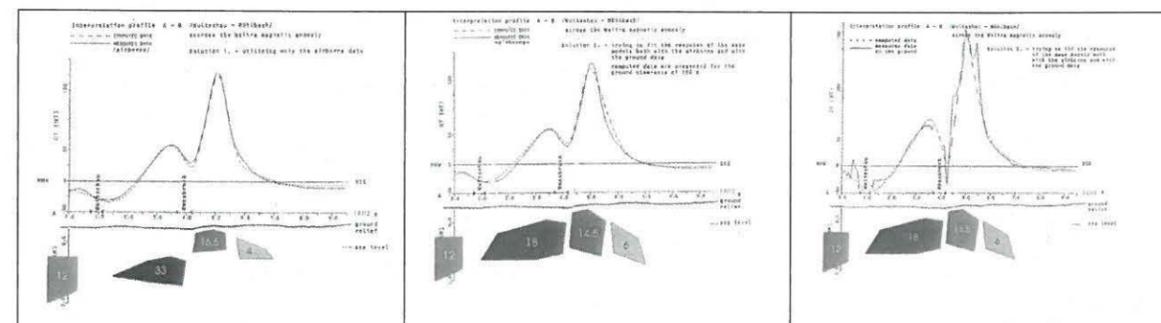


Abb. 2.36: Modellrechnungen Weitra. Dargestellt sind unterschiedliche Kombinationen der Auswertung von Aero- und Bodengeophysik (HEINZ, 1993)

3. Literatur

- ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., HEINZ, H., MEURERS, B., SEIBERL, W., ÁDÁM, A. & SMYTHE, D. (1997): Geophysical Investigations in the Southern Bohemian Massif.- Jb. Geol. B.-A., **140**, 9-28, 17 Fig., 4 Tab., 2 Pl.; Wien.
- ARNDT, R. (1993): Drei-dimensionale Interpretation und Visualisierung von Potentialfeldern.- Fallstudien aus dem Ostalpenraum.- Unveröff. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, VIII + 141 S., 17 Abb., 7 Tab., 44 Dias in Beilage; Wien.
- ARTMANN, C. (2001): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000 Blatt 7146 Grafenau (NW-Teil).- Diplomarbeit TU München, 1-95; München.
- BABUREK, J., PELC, C., OTT, W.-D. & UNGER, H. J. (1999): Deggendorf CC 7142.- Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, BGR; Hannover.
- BACHMANN, H. (1964): Die Geologie des Raumes Oppenberg bei Rottenmann / Stmk.- Verh. Geol. B.-A., 1964, 67-82; Wien.
- BARTAK, D., FRASL, G., FINGER, F. (1987): Der Zirkon als Indikator für die Einschmelzung von Granit durch Granit (am Beispiel von Mauthausener und Engerwitzdorfer Granit aus dem östlichen Mühlviertel, Oberösterreich).- Jb. Geol. B.-A. **129**, S. 646, Wien.
- BECKER, L. P. (1981): Zur Gliederung des Obersteirischen Altkristallins (Muriden) Mit Bemerkungen zu den Erzvorkommen in den einzelnen Kristallinkomplexen.- Verh. Geol. B.-A. 1981, 3-17, 4 Abb.; Wien.
- BIEBER, G., GRÖSEL, K., PIRKL, H., SLAPANSKY, P. & WIMMER-FREY, I. (2004): Fachliche Bewertung und Verifizierung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten.- Bericht ÜLG28, 139 S., 95 Abb., 25 Tab., 2 Anh.; Wien.
- BLAUMOSER, N. H. (1991): Eine erste gesamte aeromagnetische Karte von Österreich und ihre Transformationen, Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **84**, 185-203
- BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomaly.- Geol. Rundschau, **65**, 756-767, 4 Fig.; Stuttgart.
- BREITER, K. (2005): Short note on a Thorium-rich Granite in the Three Corner Area (Dreiländereck) of Austria, the Czech Republic and Germany.- Jb. Geol. B.-A., **145**, 141-143; Wien.
- BREITER, K., KOLLER, F., SCHARBERT, S., SIEBEL, W., SKODA, R. & FRANK, W. (2007): Two-mica Granites of the Plechy (Plöckenstein) Pluton in the Triple-Point Area (Trojmezi, Dreiländereck) of Austria, the Czech Republic, and Germany.- Jb. Geol. B.-A., **147**, 527-544, 15 Abb., 10 Tab.; Wien.
- BUCHA, V. (1994): Geomagnetic and Palaeomagnetic Fields.- In: BUCHA, V. & BLÍŽKOVSKÝ, M.: Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians.- 191-240, 26 Fig., 6 Tab.; Praha.
- BUCHA, V., SEIBERL, W. & TRAPP, E. (1978): Zusammenfassende Bearbeitung der geomagnetischen Landesaufnahme von Österreich und der Tschechoslowakei.- Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, **27**, 183-194, 9 Abb.; Wien.
- BÜTTNER, S. (1997): Die spätvariszische Krustenentwicklung in der südlichen Böhmischen Masse: Metamorphose, Krustenkinematik und Plutonismus.- Frankfurter geowiss. Arbeiten: Serie A: Geologie - Paläontologie; **16**.-208 S., 68 Abb., 32 Tab.; Frankfurt am Main.
- DAURER, A. (1976): Das Moldanubikum im Bereich der Donaustörung zwischen Jochenstein und Schlögen (Oberösterreich).- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **23**, 1-54, Wien.
- EL AGEED, A.E., SAAGER, R. & STUMPFL, E.F. (1979): The Hochgrössen Ultramafic Rocks and Associated Mineralizations, Rottenmann Tauern, Austria. - Verh. Geol. B.-A. **1978**, 87-196, 2 Abb., 7 Tab.; Wien.
- FARYAD, S. W., MELCHER, F. & HOINKES, G. (1998): Petrology of eclogites and country rocks from Speik Complex (Middle Austroalpine), Hochgrößen area, Styria (Austria).- Acta Univ. Carolinae – Geologica, **42**, 239-240: Praha.
- FINGER, F. (1984): Die Anatexis im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich).- Diss. Univ. Salzburg, 217 S, 31 Abb., 47 Tab., 2 Phototaf., 2 Beil., 1 geol.Kt.; Salzburg.
- FINGER, F. (1986): Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). -Jb. Geol. B.-A., **128**, 383-402, Wien.
- FINGER, F. & KRÜHL, H.J. (1987): Zur Deformationsgeschichte von variszischen Graniten in der südlichen Böhmischen Masse (Oberösterreich).- Nachr. dt. geol. Ges., **35**, S. 28, Hannover.
- FINGER, F. & HAUNSCHMID, B. (1988): Zirkonuntersuchungen als eine Methode zur Klärung der Intrusionsfolge in Granitgebieten - eine Studie im nordöstlichen Oberösterreichischen Moldanubikum.- Jb. Geol. B.-A. **131**, 255-266, 8 Abb.; Wien.
- FINGER, F., HAUNSCHMID, B., & SCHERMAIER, A. (1994): Excursion-guide to the South Bohemian Batholith.- Exkursionsführer TSK 6, 18 Bl., Ill., Salzburg.
- FINGER, F., GERDES, A., JANOUSEK, V., RENE, M. & RIEGLER, G. (2007): Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases.- J. Geosci., **52**, 9-28; Prag.
- FISCHER, G. & TROLL, G. (1973): Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. - Geol. Bavar., **68**, 7-44, München.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.R. (1984): Geologische Karte der Steiermark 1 : 200 000; Geologische B.- A., Wien.
- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark - Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen - Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200 000.- 127 S., 28 Abb., 5 Tab.; Wien.
- FRASL, G. (1959): Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33).- Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt **1959**.- S.A13-A27; Wien:
- FRASL, G., FUCHS, G., KURZWEIL, H., THIELE, O., VOHRZYKA, K., VOHRZYKA, E. & ZIRKEL, E.: Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. Maßstab 1:100.000.- Geol. B.-A., Wien 1965.

FRASL, G. & FINGER, F. (1991): Geologisch-petrographische Exkursion in den Österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths.- Beih. Europ. J. Mineral. **3**, 23-40, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

FUCHS, G. (1962): Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs.- Verh. Geol. B.-A., **1962**, 96-1 17, Wien.

FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse.- Jb. Geol. B.-A., **119**, 45-61, Wien.

FUCHS, G. (1980): Das Südböhmische Granitmassiv.- in: OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs.- Springer Verlag, , Wien

FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der Böhmisches Masse (Erläuterungen zur Geologischen Karte des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse 1:200.000).- Jb. Geol.B.-A. **119**, 1-43, geol. Karte (in 2 Beil.); Wien.

FUCHS, G. & MATURA, A. (1980): Die Böhmisches Masse in Österreich.- In: R. Oberhauser (Red.), Geol. B.-A. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs, S. 121-143, 2 Abb. ; Wien, New York (Springer).

FUCHS, G. & THIELE, O. (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald Oberösterreichs (mit Beiträgen von W. Fuchs und S. Scharbert).- 96 S., 1 Taf., 9 Abb., 3 Tab.; Wien (GBA).

FUCHS, W. & THIELE, O (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 34 (Perg) mit Erläuterungen.- Geol. B.-A., Wien.

GAMERITH, H. (1964): Die Geologie des Berglandes westlich und südwestlich von Oppenberg / Stmk.- Verh. Geol. B.-A., **1964**, 82-98, 1 Taf.; Wien.

GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation.- Geol. Carpathica, **44**, 135-142, 4 Fig., 3 Tab., 1 Plate; Bratislava.

GNOJEK, I. & PRICHYSTAL, A. (1997): Ground Geophysical Mapping in the Central Part of the Moldanubian Pluton.- Jb. Geol. B.- A., **140**, 193-250, 57 Fig., 5 Tab., 1 Plate; Wien.

GNOJEK, I. & HUBATKA, F. (2001): Magnetic basement complexes in the outside of the West Carpathians and of the Eastern Alps.- GeoLines, **13**, 58-59; Praha.

GRAENGER, R. (1954): Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland.- Diss. Naturwiss. Fak. Ludwig-Maximilians- Univ. München, 62 S., 6 Tab., 8 Kt., 1 Anh. Mit Tabellen.; München.

GUTDEUTSCH, R. und SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht).- 32 S., 5 Abb., 1 Beil., 1 Anh.; Wien.

HAUNSCHMID, B. (1988): Der Plochwalder Granit: Ein saurer Nachschub des Weinsberger Granits im nordöstlichen Mühlviertel.- -In: Jahrestagung Österreichische Geologische Gesellschaft 1988 in Salzburg: Abstracts.- S.11; Salzburg

HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the area east of the Tauern Window.- Tectonophysics, **163**, 25-33, 6 Fig.; Amsterdam.

HEINZ, H. (1992): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und

überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. - Unveröff. Bericht ÜLG-28/91, 72 S., 55 Abb., 12 Tab., 24 Beil.; Geol. B.-A. Wien

HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & KÖHAZY, R. (1986): Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Niederösterreich.- Bericht Projekt NC-6p (Vollzug des Lagerstättengesetzes), 33 S., 12 Abb., 6 Beil.; Wien.

HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987 a): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Oberösterreich.- Bericht Projekt OC-1c/84, 14 S., 4 Abb., 5 Beil.; Wien.

HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987b): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Salzburg.- Bericht Projekt SC-2f/84, 15 S., 3 Abb., 6 Beil.; Wien.

HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & SEIBERL, W. (1987 c): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Steiermark, Bericht Projekt StC-20a/85.- 31 S., 11 Abb., 4 Beil.; Wien.

HEINZ, H. & HÜBL, G. (1988): Magnetische Anomalie am Lärchkogel (Steiermark).- Jb. Geol. B.-A., **131**, 279-283, 3 Abb.; Wien.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1988): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Kefermarkt.- Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001i/86, 29 S., 13 Abb., 11 Beil., 1 Anh.; Wien.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Bewertung und Problematik aerogeophysikalischer Anomalien im österreichischen Bundesgebiet (Stand: Mitte 1990).- Abh. Geol. B.-A., **44**, 244 S., 152 Abb., 8 Beil.; Wien.

HÜBL, G. (1991): zitiert nach GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993), siehe dort.

HÜBL, G. (1993): Modellrechenmethoden und ihre Anwendung auf eine Gruppe magnetischer Anomalien nahe Liebenau in der Böhmisches Masse.- Unveröff. Dipl. Arb. Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Wien, 75 S., zahlr. Abb. und 1 Tab.; Wien.

JILG, W. (1992): Regionale Verteilung von Gesteinsdichten und magnetischen Suszeptibilitäten in der Böhmisches Masse Österreichs.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **38**, 57-72, 7 Abb., 5 Tab.; Wien.

KLOB, H. (1970): Über das Vorkommen eines porphyrischen Granites im Räume Sandl-Karlstift-Liebenau bei Freistadt im oberösterreichischen Mühlviertel (Granit vom Typ Karlstift).- TPM 14, 311-323, Wien.

KNOP, E., REITER, E. & FINGER, F.(2008): Palit-ähnliche Gesteine aus der Böhmerwaldscholle nördlich der Pfahlstörung bei Schwarzenberg (NW Mühlviertel, Oberösterreich).- J. Alpine Geol., **49**, (Abstracts Pangeo 2008), 55-56;Wien.

KODYM, O, FUSÁN, O. & MATEJKA, A. (1967): Geological Map of Czechoslovakia, West.- Úst. Geol. Praha; Prag.

KRENMAYR, H. G. (1999): The Austrian sector of the North Alpine Molasse: A classic foreland basin .- FOREGS '99 Vienna: Field trip guide Vienna - Dachstein - Hallstatt - Salzkammergut (UNESCO World Heritage Area).- Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **49**, S.22-26, 1 Abb.; Wien.

KRENMAYR, H. G. & SCHNABEL, W. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRÖLL, A., FLÜGEL, H. W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D., (1988): Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle.- 49 S., 5 Abb.; Wien.

KRÖLL, A., GNOJEK, I., HEINZ, H., JIRICEK, R. MEURERS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D. (1993): Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete.- 22 S., 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Wien.

KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY G. & ZYCH, D. (2001): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete.- 25 S., 1 Abb., 2 Taf.; Wien (Geol. B.- A.).

KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY G. & ZYCH, D. (2006): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich, 24 S., 1 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Wien.

KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006 a): Molassezone Salzburg-Oberösterreich: Strukturkarte der Molassebasis 1 : 200.000.- Geol. B.-A.; Wien.

KURAT, G.: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. - Tschermsk. Min. Petr. Mitt., 3.F., 9, Wien, 1965

LAWISZUS, B. (2000): Methodische Untersuchungen zu magnetischen Eigenschaften geologischer Körper (Minerale, Gesteine, Erze).- Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Tech. Univ. Clausthal, 58, 71 Abb., 16 Tab., 3 Anh.; Clausthal-Zellerfeld.

LENZ, B., MAURITSCH, H.J. & REISINGER, J.R. (1996): Petrophysical investigations in the Southern Bohemian Massif (Austria): data - acquisition, - organisation and - interpretation.- Mineral. Petrol., 58, 279-300, 15 Fig.; Wien.

LIBOWITZKY, E. (1990): Precambrian Black Sands as Precursor of Magnetite and Ilmenite Bearing Chlorite-Micaschists, Bohemian Massif, Austria.- Mineral. Petrol, 43, 147-160, 5 Fig., 3 Tab.; Wien.

LINNER, M. (2007): Das Bavarikum – eine tektonische Einheit im südwestlichem Moldanubikum (Böhmische Masse).- In: H. Egger & Ch. Rupp (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt (2007, Linz), 173-176; Wien.

LOBKOWICZ, M., ŠTEDRÁ, V. & SCHULMANN, K. (1996): Late-Variscan Extensional collapse of the thickened Moldanubian crust in southern Bohemia.- J. Czech Geol. Soc, 41, 123-138, Prague.

MALZER, O., RÖGL, F., SEIFERT, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & BRIX, F. (1993): Die Molassezone und deren Untergrund. In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, (Veröff. Naturhist. Mus. Wien, NF 19), 281-358, zahlr. Abb. und Tab.; Wien.

MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel.- Jb. Geol. B.-A., 119, 63-74, Wien.

MEIXNER, H & CLAR, E. (1953): Die Magnesitlagerstätte in Sunk bei Trieben (Obersteiermark).- Joanneum Min. Mitt. 1/1953, 1-6, 3 Taf.;Graz.

METZ, K. (1964): Die Tektonik der Umgebung des Bösenstein und ihr Erkenntniswert für das Kristallin der nördlichen Steiermark.- Verh. Geol. B.-A., 1964, 149-164, 2 Abb., 1 Taf.; Wien.

MEURERS, B., STEINHAUSER, P. & JILG, W. (1990): Gesteinsphysikalische Aufnahme der Böhmischen Masse in ausgewählten Teilen des Mühlviertels.- Geophys. Forschungsber. 29 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001h/86), 39 Bl., 9 Abb., 2 Anh.; Wien.

MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (2006): Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich 1 : 200.000: Magnetische Karte – Isanomalien der Totalintensität (ΔT); Wien (GBA).

PUCHER, R. & HAHN, A. (1979): Flächenmäßige Erfassung der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes im Raum Bayerische Alpen – Tirol – Vorarlberg; Rückschluss auf Strukturen des Untergrundes.- Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung : Abschlußbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben ET 3017 A - Aeromagnetik Alpen, 27 S., 5 Anl.; Hannover.

RATSCHBACHER, L. (1983): Geologische Untersuchungen in hohen ostalpinen Decken (Obersteiermark, Österreich).- Diss. naturwiss. Fak. Univ. Graz, V+306 Bl., 136 Fig., 21 Tab., 4 Beil.; Graz.

REICH, H. (1949): zitiert nach GRAENGER (1954)

REISNER, M. (1988): Ein Beitrag zur Komplexinterpretation für den Kohlenwasserstoffaufschluss in den Nördlichen Kalkalpen.- Diplomarbeit Montanuniv. Leoben, 82 S, zahlr. Abb. und Tab., Anh.; Leoben.

RÖMER, A., HEINZ, H. & ARNDT, R. (1994): 3-D forward modeling of the Berchtesgaden magnetic anomaly.- Mitt. Österr. Mineral. Ges., 139, 109-111, 1 Fig.; Wien.

SCHUBERT, G. (1989): Geologie und Petrographie des Peuerbacher Granits und seiner Umrahmung.- Diplomarb. Univ. Salzburg, 208 S., 43 Abb., 1 Anh., 1 Kt.; Salzburg.

SEIBERL, W. (1988): Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle: Aeromagnetische Karte (Isanomalien der Totalintensität ΔT Epoche 1977.7).- In: Geologische Themenkarten der Republik Österreich, Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle 1 : 200.000, Geol. B.-A. (Hrsg.); Wien.

SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 (Isanomalien der Totalintensität).- Geologische Bundesanstalt (Hrsg.), Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aero-geophysikalische Vermessung von Teilen des Westlichen Mühlviertels Nord und Süd- Unveröff Bericht Proj. OC-1b/83, Österr. Akad. Wiss., Wien

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1988): Aero-geophysikalische Vermessung im Raum Kefermarkt.- Unveröff Bericht Proj. OC-1i/86, 43 S., 6 Abb., 2 Anh., 11 Beil.; Wien.

SEIBERL, W., HEINZ, H. & GNOJEK, I. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Kompilierte geomagnetische Karte und qualitative Interpretation.- In: Kröll, A., Gnojek, I., Heinz, H., Jiricek, R. Meurers, B., Seiberl, W., Steinhauser, P., Wessely, G. & Zych, D.: Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete, S. 4-7; Wien.

SEIBERL, W. & OBERLERCHER, G. (2001): Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete: Magnetische Karte - Isanomalien der Totalintensität (ΔT).- In:

Geologische Themenkarten der Republik Österreich: Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1 : 200.000, Geol. B.-A. (Hrsg.), Wien.

SEIBERL, W., KOVÁCSVÖLGYI, S., ŠEFARA, J. & SZABÓ, Z. (2000): Magnetic Anomalies.- In: Császár, G. (ed.): Danubian Region Environmental Geology Programme DANREG – Explanatory Notes.- Jb. Geol. B.-A., **142**, 555-560, 1 Fig.; Wien.

SEIBERL, W., SLAPANSKY, P. & AHL, A. (2002): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten, Bericht ÜLG-28/00-01 Teil 2.- 68 S., 34 Abb., 4 Tab., 1 Beilage; Wien.

SIEBEL, W., BLAHA, U, CHEN, F. & ROHRMÜLLER, J. (2005): Geochronology and geochemistry of a dyke-host rock association and implications for the formation of the Bavarian Pfahl shear zone, Bohemian Massif.- Int. J. Earth Sci., **94**, 8-23; Berlin/Heidelberg.

STEINER, L. (1969): Kalifeldspatisierung in den Palitgesteinen des Pfahlgebietes. - Geol. Bavarica, **60**, 163-169; München.

STEINHAUSER, P., JILG, W. & MEURERS, B. (1988): 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 Bl., 10 Abb., 2 Anh.; Wien.

STEINHAUSER, P., JILG, W. & MEURERS, B. (1988): Geophysikalische Parameter der Oberflächengesteine des nordöstlichen Mühlviertels.- Geophys. Forschungsber. 26 (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-001f/85), 34 Bl., 10 Abb., 2 Anh.; Wien.

STUMPFL, E. (1984): Geologie und geochemische Untersuchungen des Ultramafit-Massivs des Lärchkogel bei Trieben.- Steirische Beitr. Rohstoff- und Energieforschung **3**, 11-12; Graz.

STUMPFL, E. F. & EL AGEED, A. (1981): Hochgrößen und Kraubath – Teile eines paläozoischen Ophiolit-Komplexes.- Mitt. Abt. Geol., Paläont. u. Bergbau Landesmuseum Joanneum, **42**, 161-169, 5 Abb., 1 Tab.; Graz.

TALWANI, M., WORZEL, J. L. & LANDISMAN, M. (1959): Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone.- J. Geophys. Res., **64**, 49-59, Washington DC.

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

THIELE, O. (1962): Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (O.-Ö). - Verh. Geol. B.-A., **1962**, 117-129; Wien.

THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich).- Jb. Geol. B.-A., **126**, 513-523, Wien.

THIELE, O. (1970): Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im Variszischen Orogen.- Geologie, **19**, Berlin.

TROLL, G. (1965): Die blastokataklastischen Kristallingesteine der Stallwanger Furche, Bayerischer Wald.- Geol. Bav. **58**, 22-33; München.

TROLL, G. (1967): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald; Teil 1: Aufschlüsse im Mittelteil und Ostteil. - Geol. Bavarica, **58**, 1-188; München.

UNGER, H. J., OTT, W.-D., KRENMAYR, H. G., ROETZEL, R. & BABUREK, J. (1999): Passau CC 7942.- Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Hannover.

VRÁNA, S. (1979): Polyphase shear folding and thrusting in the Moldanubicum of southern Bohemia.- Vest. Ustr. Úst. geol., **54**, 75-86; Praha.

WAGNER, L. R. (1996): Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austria 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, 17 Fig.;

WEBER, L. (Hrsg.) (1997): Metallogenetische Karte von Österreich 1 : 500.000.- (In:) Arch. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., **19**; Wien.

WIESENEDER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TSAMBOURAKIS, G. (1976): Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich.- Geol. Rundschau, **65**, 512-525, 5 Abb. 4 Tab.; Stuttgart.

WONIK, T., GALDÉANO, A., HAHN, A. & MOGUE, P. (1992): Magnetic anomalies.- In: FREEMAN, R. & MUELLER, S. (Hrsg.): A continent revealed. The European Geotraverse – Atlas of compiled data, 31-34, 1 Fig., Atlas Map 10; Cambridge.

ZYCH, D. (1985): Messungen der erdmagnetischen Vertikalintensität und Suszeptibilitätsuntersuchungen durch die ÖMV-AG als Beitrag zur Kohlenwasserstoffexploration in Österreich.- Arb. Zentralanst. Meteor. Geodyn., **65**, 14 S., 4 Abb., 3 Beil.; Wien.