
Geophysikalische Prospektion im Raum der heimgesagten Sideritlagerstätte am Hüttenberger Erzberg



Patric Stückler

Masterarbeit

Montanuniversität Leoben 2010

Department für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik

Betreuer: Dr. Robert Scholger

Ich versichere an Eides statt, die vorliegende Arbeit selbstständig, unter Verwendung der angegebenen Literatur durchgeführt zu haben.

Patric Stückler

Leoben, November 2010

Danksagung

Ich bedanke mich hiermit bei Herrn Dr. Robert Scholger, Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben, für das langjährige Vertrauen und die immer wieder spannenden Aufgaben, die ich während meiner Mitarbeit im Paläomagnetiklabor Gams und bei Geländemessungen erledigen durfte, welche mich schließlich auch zur Erarbeitung dieser Diplomarbeit ermutigten.

Ein weiteres großes Dankeschön ist an meine Familie, die mir im Laufe meines Studiums, sowohl in glücklichen, als auch in schwierigen Momenten zur Seite stand und mir das Studium der angewandten Geowissenschaften ermöglichen zu richten, aber auch an meine Freunde, die stets für die oft notwendige Ablenkung sorgten, seien hier erwähnt.

Weiters möchte ich mich speziell bei Frau MSc Karin Gruber für anregende Diskussionen und Herrn Dipl. Ing. Georg Walach für die Unterstützung im Gelände, aber auch bei allen anderen, die bei der Entstehung dieser Arbeit behilflich waren, bedanken.

Zusammenfassung

Die geomagnetische Prospektion von sideritischen und limonitischen Lagerstätten des Hüttenberger Typs erfordert einen komplexen methodischen Ansatz unter Einbeziehung petrophysikalischer, geologischer, geochemischer und petrologischer Informationen. Im Zuge der Kartierung wurden orientierte Proben im gesamten Messgebiet entnommen. Die Laboruntersuchungen wurden an orientierten Kernen, Dünn- und Anschliffen, sowie Pulverpräparaten vorgenommen. Zur Identifikation der magnetischen Trägerminerale wurden Anisotropie und Temperaturabhängigkeit der Suszeptibilität an Brauneisensteinen, Marmoren, Glimmerschiefen und Pegmatiten untersucht und isothermale remanente Magnetisierungen analysiert. Die Trägerminerale der Magnetisierung sind in Abhängigkeit der Lithologie Magnetit, Hämatit und Goethit/Lepidokrokit. Die Limonite werden von Hämatit und Goethit dominiert, während in den Umgebungsgesteinen Magnetit und Hämatit dominant auftreten. Zur Charakterisierung der Remanenz wurden thermische Abmagnetisierungen und Wechselfeldabmagnetisierungen statistisch ausgewertet. Der Einfluss der remanenten Magnetisierung auf die magnetischen Anomalien konnte auf Grund eines Königsbergerfaktors kleiner eins ausgeschlossen werden. Der gesamte Datensatz umfasst 63700 Messpunkte aus kontinuierlichen Messungen, sowie 2400 stationäre Messpunkte in der Detailprospektion. Die Reduktion der täglichen Variation erfolgte mit den Messwerten der Basisstation im Prospektionsgebiet. Die Rohdaten wurden weiters gefiltert, transformiert, und geglättet, ein Nord-Süd Trend wurde abgezogen und eine Polreduktion durchgeführt. Der Wertebereich der magnetischen Anomalien im Untersuchungsgebiet liegt in der Größenordnung von 250nT. Die Ergebnisse werden in Profilen sowie in Isoanomalieplänen dargestellt. Im Bereich der von CLAR (1953) ausgewiesenen „Alten Pinggen“ treten magnetische Anomalien auf, die über mehrere Profile korrelierbar sind und mit der OSO-WNW streichenden, an Bruchstaffeln in Lager zerlegten Vererzungszone im Hüttenberger Marmor in Verbindung gebracht werden. Eine Integration von petrophysikalischen, geologischen und geomagnetischen Informationen ermöglichte die Interpretation und Modellierung der Anomalien sowie eine Zuweisung der Signale, sowohl zu aus der Literatur bekannten, als auch bislang nicht beschriebenen oberflächennahen Vererzungszone, die mit Befunden der Kartierung übereinstimmen. Das Volumen und die Suszeptibilität der Erzkörper, bzw. der teilweise niedrige Suszeptibilitätskontrast treten als limitierende Faktoren auf. Sideritische und limonitische Lagerstätten des Hüttenberger Typs können bis zu einer maximalen Überlagerungsmächtigkeit von 150m-200m geomagnetisch prospektiert werden. Diese Arbeit wurde durch den Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unterstützt (FWF Projekt P20688-N19).

Abstract

The geomagnetic prospection of mineral deposits like the Hüttenberg-type requires a complex methodology including petrophysical, geological, geochemical and petrological information beside the detailed geomagnetic survey. In the forefront of the detailed studies the area around the Hüttenberger Erzberg was mapped and oriented samples were taken all over the prospecting area. Laboratory investigations were done on oriented cores, thin sections and polished sections, as well as powder fractions, which were used for AAS-Spectroscopy and Curie-points determinations. Measurements and analysis of anisotropy of susceptibility, isothermal remanent magnetization, and thermal- and altering field demagnetization of limonites, marbles and mica schists helped to identify the magnetic carrier minerals and to check for the influence of the remanent magnetization on the magnetic survey. The magnetic carrier minerals were identified as goethite/lepidocrocite, magnetite and hematite. Concentrations and distribution depend on the lithology. Goethite and hematite are dominant in limonitic ore, whereas magnetite and hematite dominate in marbles and schists, although the paramagnetic contribution in the accompanying lithologies is significant. The influence of remanent magnetization could be excluded in respect to an overall Q-Factor < 1 . Continuous mapping in the "walkmag mode" yielded a set of 63700 measurements in 9 profiles heading north-south over about 7km. The subsequent detailed mapping in discrete mode consists of 2400 measurements in 16 profiles over about 1,5km in the area of the Hüttenberger Erzberg. Daily variations of the earth magnetic field were reduced through the data of a local base station. In addition to that, the data were smoothed, filtered and transformed. A north-south trend was reduced and a reduction to the pole was applied. Anomalies in the range of 250nT were observed in ore bearing areas. The results are presented in profile plots and isoanomaly-maps. Modeling of the geomagnetic data involving all acquired laboratory results and the literature studies has shown that geomagnetic mapping of limonitic ore bodies in this area is possible despite low magnetic contrasts, provided the overburden does not exceed 200 meters. In addition to that, significant differences between geological and archaeological signals were observed. This study was funded by the Austrian Research Fund (FWF Projekt P20688-N19).

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	7
2. Geologischer Überblick.....	9
2.1. Geologie des Hüttenberger Erzberges und seiner Umgebung.....	12
2.2. Tektonik.....	15
2.3. Lagerstättenstruktur, Form und Anordnung der Erzkörper	17
3. Grundlagen der Geo- und Paläomagnetik	19
3.1. Das Magnetfeld der Erde	19
3.2. Magnetische Ordnungszustände	23
3.3. Gesteinsmagnetismus:.....	27
3.4. Laborverfahren.....	30
4. Methodik.....	33
4.1. Probennahme.....	33
4.2. Labormethoden.....	37
5. Ergebnisse zur Petrologie und magnetischen Mineralbestimmung.....	40
5.1. Mineralogie und Petrologie.....	40
5.2. Magnetische Mineralbestimmung und Remanenzverhalten.....	49
6. Ergebnisse der Kartierung	60
6.1. Profildarstellungen	61
6.2. Isoanomalienplan	65
6.3. Modellierung.....	69
7. Diskussion	72

Literatur

Abbildungen

Tabellen

Anhang A - Profildarstellung der Übersichtskartierung am Hüttenberger Erzberg

Anhang B - Profildarstellung der Detailkartierung am Hüttenberger Erzberg

1. Einleitung

Die Kärntner Lagerstättenprovinz im Raum Hüttenberg liegt ca. 50km nördlich von Klagenfurt (Abb.1) an der Görtschitztal Bundesstraße. Die Gewinnung und Verhüttung der Erze prägten die Region beinahe 2500 Jahre lang vom Beginn der römischen Bergbautätigkeit an, bis zur endgültigen Heimsagung des untertägigen Bergbaues in den 80er Jahren. Ziel der geomagnetischen Kartierungen am Knappenberger Erzberg im Sommer 2008 und Frühling 2010 ist die Überprüfung der Durchführbarkeit einer geomagnetischen Prospektion auf Erzkörper des Hüttenberger Typs, das Aufzeigen von Probleme bei der Kartierung sideritischer und limonitischer Vererzungen, sowie die Unterscheidung archäologischer und geologischer Störkörper und deren Signalen. Im Zuge der Kartierungen wurden mehrere Proben aus unterschiedlichen Lithologien im Raum zwischen Lölling Graben (S) und Mosinz/Heft (N), bzw. im Bergbau selbst genommen.

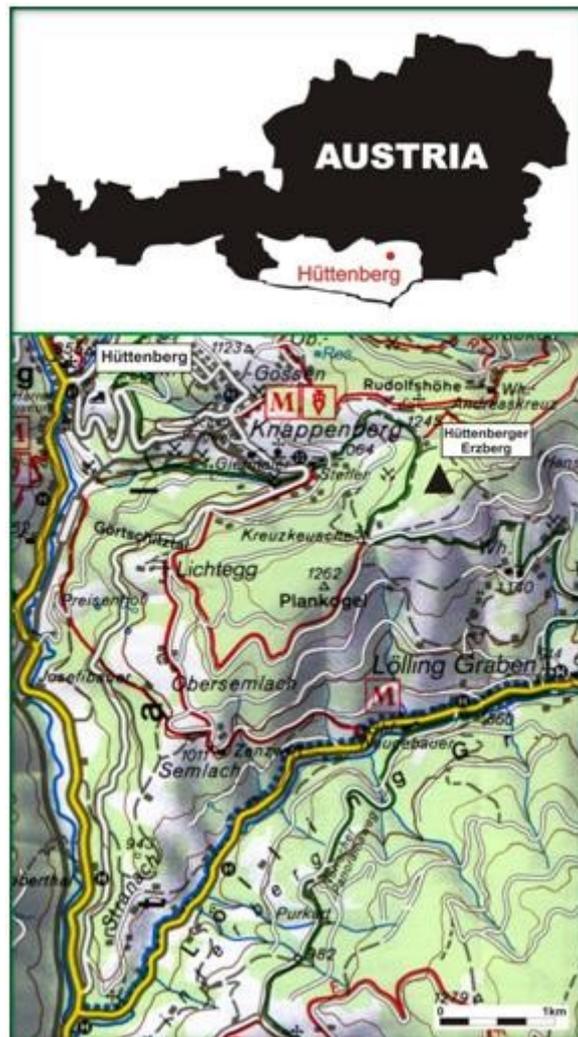


Abb. 1: Regionale geographische Übersichtskarte

Es wurde Großteils orientiertes Probenmaterial der limonitischen Erze, sowohl obertägig aus einem Tagebau, als auch untertägig, an der Grenze der Oxidationszone und anstehendes Material im Kartiergebiet entnommen. Zur Bestimmung der für die Modellierung der magnetischen Kartierung notwendigen Parameter wurden neben den Erzen auch sämtliche dominant auftretenden Lithologien (Marmore, Glimmerschiefer, Pegmatite) in ihren unterschiedlichen Varietäten beprobt.

Es wurden petrographische und mineralogische Untersuchungen an Dünn- und Anschliffen, sowie AAS Analytik an bestimmten Proben durchgeführt.

Die Ergebnisse der Kartierung, Petrographie und der daraus entwickelten Modellierung werden nach sorgfältiger Korrektur und Filterung in magnetischen Karten dargestellt und an Hand von Profildarstellungen erläutert.

2. Geologischer Überblick

Die Region rund um den Hüttenberger Erzberg liegt in den Koriden des Ostalpinen Kristallins. SCHMID et. al. (2004) stellt das Arbeitsgebiet in das Koralpen Wölzer Deckensystem (Abb.2, Abb. 3).

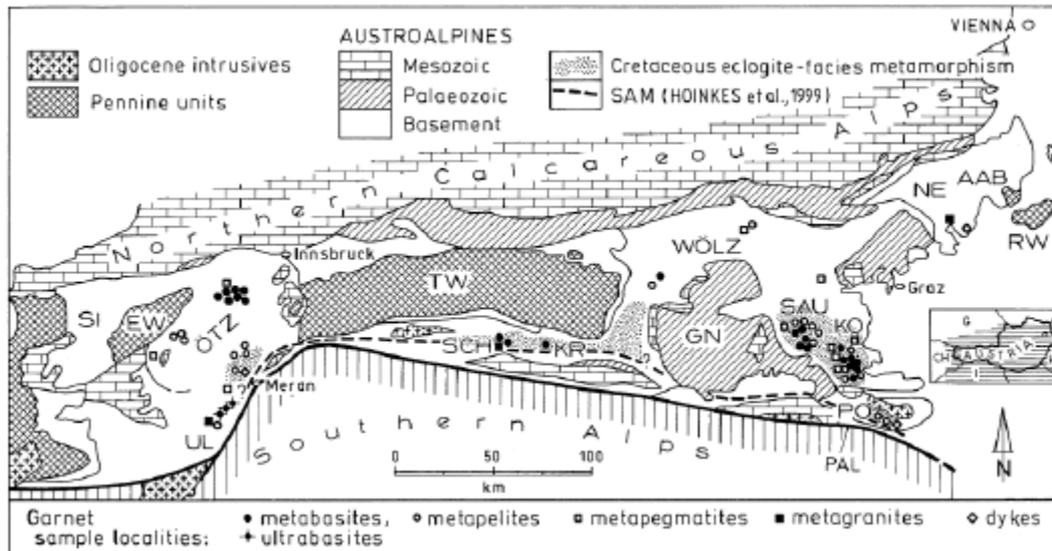


Abb. 2: Großtektonischer Überblick des Ostalpins (THÖNI, 2002) - SI = Silvretta, ÖTZ = Ötztal, SAU = Sausalpe, KOR = Koralpe, PO = Bachergebirge (Slowenien), GN = Gurktaler Decke, TW = Tauern Fenster, EF= Engadiner Fenster, RW = Rechnitzer Fenster und PAL = Periadriatische Naht

Die Koriden bauen unter anderem die Sau- und Koralpe, sowie die Seetaler Alpen auf. Im Allgemeinen handelt es sich um hoch metamorphe Paragneis-Kerne, die großräumige Kuppelstrukturen bilden und von der Erosion abgeschnitten wurden. Randlich gehen diese Gneise in Glimmerschiefer und Phyllite über, welche wiederum von fossil führendem, anchimetamorphem Altpaläozoikum überlagert werden (BECKER et al., 1987). Im Allgemeinen nimmt der Metamorphosegrad innerhalb des Sausalpenkristallins vom Hangenden zum Liegenden hin zu. WEISSENBACH et al. (1978) gliedert das Kristallin klassisch, vom Hangenden ins Liegende, in eine Anchizone – Epizone – Mesozone – Katazone und beschreibt Isogradensprünge, die auf eine synmetamorphe Überschiebung des Kristallins schließen lassen. Der größte Teil des Sau- und Koralpen Kristallins entstand während der eoalpinen Hochdruckphase (HABELER & THÖNI, 2001). Die dominant auftretenden Lithologien der Sausalpe sind Disthenflaserigneise (HABELER & THÖNI, 2001), mit Linsen aus staurolith- und kyanitgebundenen Glimmerschiefen sowie Eklogit-, Amphibolit- und Marmorlinsen (THÖNI & MILLER, 1996).

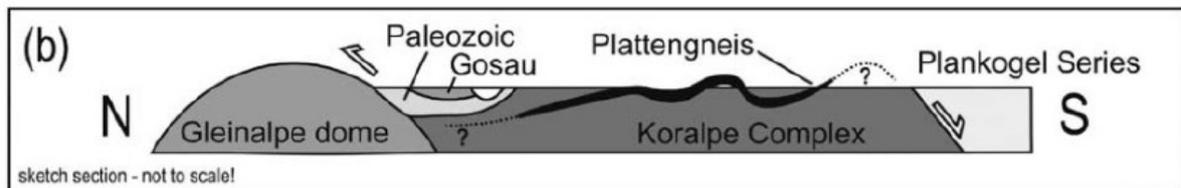
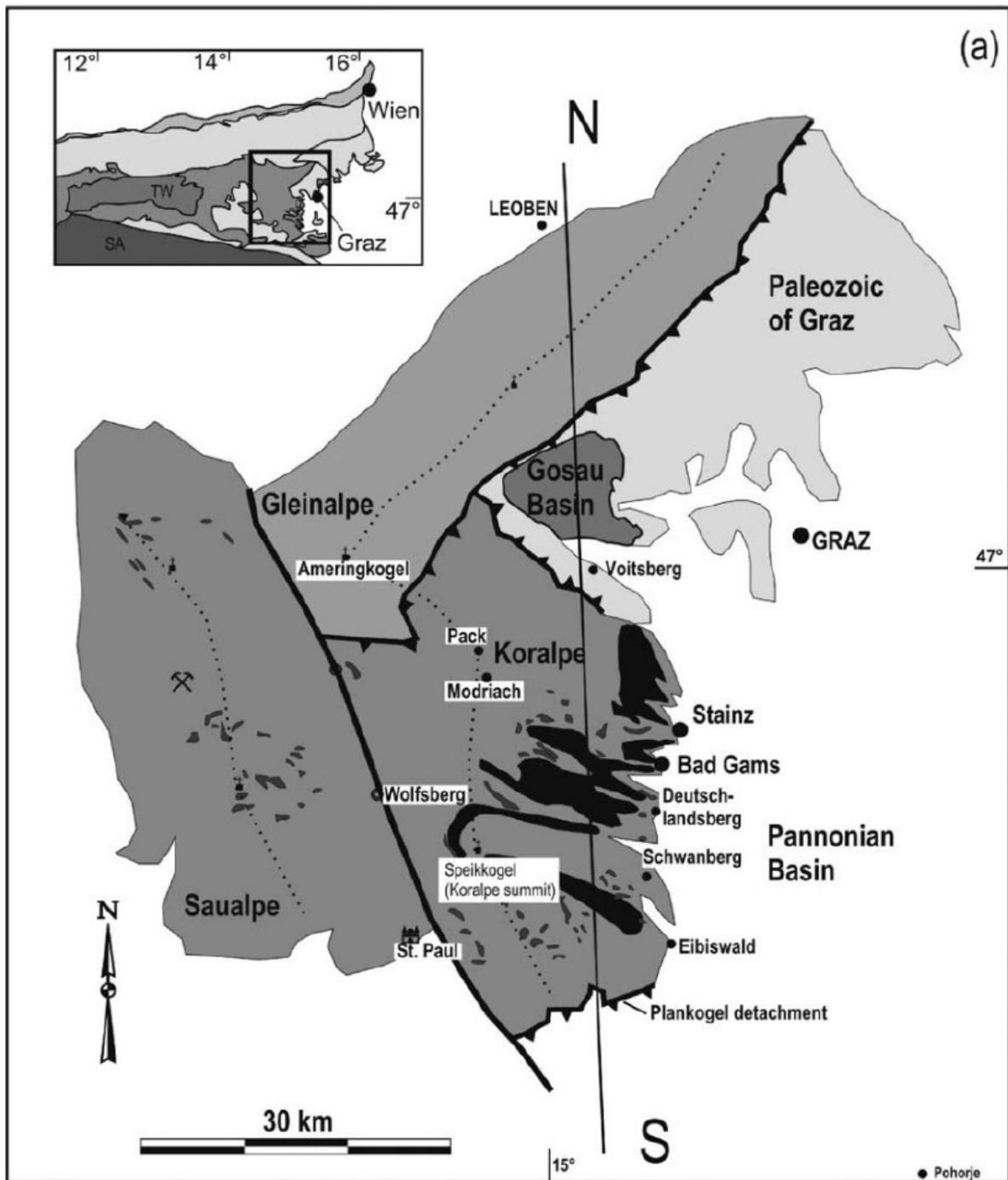


Abb. 3: Lage der Kor- und Saualpe im Koralpen-Wölz Deckensystem. (Putz et. al. 2006)

Die heutige Struktur der Ostalpen ist das Resultat zweier Kollisionsprozesse, ein kretazisches, eoalpines und ein neoalpines Ereignis (KURZ & FRITZ, 2003). Nach beiden Kollisionsereignissen kam es zur Extension. Die spätalpidische Strukturentwicklung steht im Zusammenhang mit der Heraushebung metamorpher Kernkomplexe, der Anlage der Gosau Becken (Krappfeld-Gosau) und der miozänen Escape-Tektonik. Die Westgrenze der Saualpe bildet das Görtschitztalssystem, welches bereits während der Anlage der Krappfeld-Gosau aktiv gewesen sein dürfte (EBNER, 1997). Das Saualpenkristallin wird in sich in vier Untergruppen geteilt. Das *Basisstockwerk* bilden Schiefergneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, vereinzelt Marmore, Kalkschiefer und Quarzite, die im Fenster von Klüning und am Wolfsberg aufgeschlossen sind. Dieses *mesozonale metamorphe Stockwerk* wurde im Bereich des Hüttenberger Erzbergs vom Saualpenkristallin an synmetamorphen Bewegungsbahnen überschoben.

Das *zentrale, katazonale Stockwerk* stellt die Gneis-Gruppe mit amphibolitfaziellen, monotone Paragneisen dar, die häufig von Marmor- und Kalksilikatlagen begleitet werden. Ebenso treten hier Schiefergneise, glimmerreiche Paragneise, quarzitisches Bändergneise (Preimser Serie) begleitet von Marmor-, Amphibolit- und Eklogitlinsen auf. Die Eklogitserie umfasst Eklogit- und Amphibolitlinsen und ermöglicht mit der Disthen-Flasergneisserie eine weitere Unterteilung der Gneis-Gruppe. In den höheren Teilen dieser Gruppe treten zahlreiche Pegmatite auf (NEUBAUER, 1979).

Die Glimmerschiefer-Gruppe ummantelt, ohne jedoch eine scharfe Grenze zu ziehen, die Gneisgruppe. Das charakteristische Glied dieser Gruppe stellt die Plankogelserie (Ordovizium–Devon), benannt nach dem Plankogel bei Hüttenberg, dar. Sie baut sich aus Staurolith- und Granatglimmerschiefern auf und beinhaltet weit verfolgbare Marmorlagen, Mn- und reine Quarzite, Kalksilikate, Ultrabasite und Amphibolite. Die Hüttenberger-Serie unterlagert die Plankogelserie und zeigt eine sehr ähnliche Lithologie. Es zeigen sich Glimmerschiefer und Marmorlagen. Vor allem das Auftreten von Pegmatiten und die vererzten Marmorlagen seien hier hervorgehoben. Die Lagerstätte am Hüttenberger Erzberg liegt vor allem in den liegenden Schichten des mittleren Stockwerks, mit den mächtigen erzführenden Marmoren, folgt aber auch vereinzelt kleineren Erzlagern in den unterlagernden Paragneisen der Katazone (NEUBAUER, 1979).

Am West- und Südrand der Saualpe streicht im hangenden des Saualpenkristallins die Phyllit-Gruppe aus. Hier dominieren Quarzphyllite, Grünschiefer und Bändermarmore. Auffällig sind die 200m mächtigen Schuppenbaue, mit abnehmendem Metamorphosegrad vom Liegenden zum Hangenden. Das Hangende bildet das sehr schwach metamorphe, von Phylliten und phyllitischen Schiefem gebildete Altpaläozoikum (NEUBAUER, 1979).

2.1. Geologie des Hüttenberger Erzberges und seiner Umgebung

Im Bereich der Lagerstätte wird von CLAR & MEIXNER (1953) in „Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung“ eine mehrphasige tektonische Evolution beschrieben. Ausgehend von einer variszischen Metamorphose und Faltung unterscheiden sie den sogenannten Altbestand (Distenflasergneise, Eklogite, Schiefergneise, Pegmatite, Granatglimmerschiefer, Quarzite, Amphibolite, bändrige, pigmentierte, glimmer- und silikatreiche Kalkmarmore) der im Wesentlichen alle Lithologien beinhaltet, die nicht im direkten Zusammenhang mit der alpidischen, epigenetischen, hydrothermal-metasomatischen Erzparagenese stehen, von den alpidischen Erzeugnissen dieser Vererzungsphase und den jüngeren Verwitterungshorizonten (Eiserner Hut).

Im Hangenden der Lagerstätte bildete sich im Verwitterungsbereich des Erzkörpers eine Oxidationszone mit limonitischen Oxiden aus (Abb.8), welche vermutlich zu mittelalterlicher und römischer Zeit ebenfalls als Rohstoffquellen dienten und auch noch in den aktivsten Bergbaujahren abgebaut wurden (z.B.: Fuchstagebau). Diese Modellvorstellung wird von den Autoren als repräsentativ für sämtliche Lagerstätten dieses Typs im Bereich Friesach–Lavantal angesehen. Die Hauptträger der Erzmineralisation sind variszische, meso- bis katazonale Marmore, die bei Temperaturen von ca. 500 – 800°C und Drücken von 3-8kBar gebildet wurden. Die vererzten Marmore zeigen eine Wechselfolge von reinen, meist gebänderten und unreinen, glimmerreichen Marmoren mit oft dünnen Glimmerschieferlagen, die im Liegenden und Hangenden an Mächtigkeit zunehmen und den Marmorkomplex einschließen. Die Marmore fallen flach bis mittelsteil SSW, mit leicht gebogener Krümmung im Streichen ein. Ferner tritt eine begleitende polytrope Verfaltung auf, die vom Liegenden zum Hangenden wildere Formen annimmt. Sowohl in der Grube, als auch übertage wird die Orientierung der B-Achse dieser Faltung im Westen mit WNW; 5-15° und im Osten mit WNW; bis 40° angegeben (Abb.4, 5 und 6). Im Osten wird die Faltung durch das Zusammenspiel mit der tertiären Bruchtektonik aufgestellt. (CLAR, 1981).

Korngefügeanalytische Untersuchungen von (FUCHS, 1978 & FUCHS, 1980) haben diese Dominanz der B-Achsen in allen metamorphen Nebengesteinen bestätigt. Diese Verfaltung entstand bei einer allgemeinen variszischen, plastischen Durchbewegung, verbunden mit einer syn-postkinematischen, metamorphen Kristallisation. Eine auflockernde, brekziöse, spröde Verformung der in die Glimmerschiefer eingebetteten und von ihnen durchzogenen Marmore bereitete die Vererzung vor. Die Verformung ist klar von der älteren, variszischen Metamorphose und Faltung zu trennen und bildete wahrscheinlich die nötigen Wegigkeiten für die hydrothermalen, erzbildenden Fluide (CLAR, 1981).

Die Struktur der Siderite (Sideroplesite) zeigt im Aufschlussbild zwar die im gesamten Raum beobachtbaren Strukturen, wie die Orientierung entlang der B-Achsen oder die Fältelung. Im Korngefüge selbst zeigt sich jedoch, dass es sich um eine Wachstumsregelung auf Grund einer gegebenen Anwachsfläche handelt (FUCHS, 1980). Die Siderite erfuhren keine tektonische Durchbewegung und metamorphe Kristallisation, sondern zeigen ein tektonisch ungestörtes Wachstum. Sie sind daher als jünger als die syn- und postkinematische Metamorphose einzustufen und wurden durch eine spätere, alpidische Wachstumskristallisation (Abbildungsmetasomatose) gebildet. In den tieferen Lagerstättenbereichen finden sich weitere Hinweise auf eine metasomatische Erzgenese. Pegmatite, die im Siderit liegen, sind stets stark verwittert und treten lediglich als chloritig, talkige, in Hydromuskovit umgewandelte Masse auf, in der Turmaline „schwimmen“ (CLAR, 1981).

In Bohrungen wurden unter anderem Granate als Erzindikatoren verwendet, da diese Pseudomorphosen aus Chlorit und Muskovit in der Nähe des Siderits bilden. Auch Titanit erfährt eine Solche Umwandlung zu Anatas, Calzit und Quarz. Ferner treten im erznahen Bereich häufig 100–150m mächtige gipsführende (7-70%Vol) Marmore auf, in denen der Calzit metasomatisch verdrängt wurde (CLAR & MEIXNER, 1981).

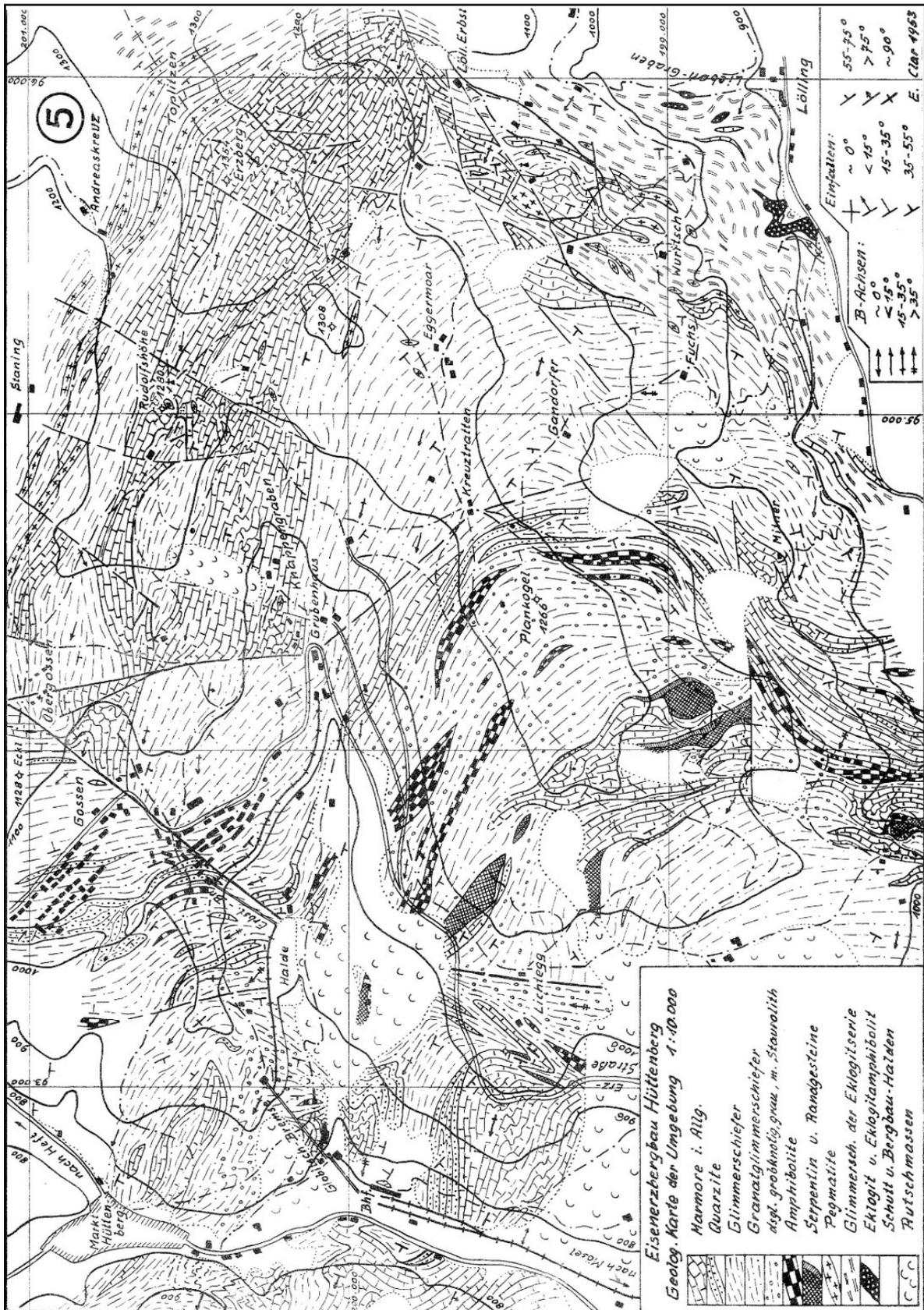


Abb. 4: Geologische Übersichtskarte 1:100000 (CLAR, 1953)

2.2. Tektonik

Neben der variszischen Faltung sind im Wesentlichen vier Hauptstörungsrichtungen zu unterscheiden. Die nachkristallinen, nicht metamorphen Bruchstörungen im Grubenbereich sind vermutlich Begleiterscheinungen der ab dem Miozän aktiven Görtschitztalstörung. Nach CLAR (1953) sind folgende Vorzugsrichtungen zu unterscheiden:

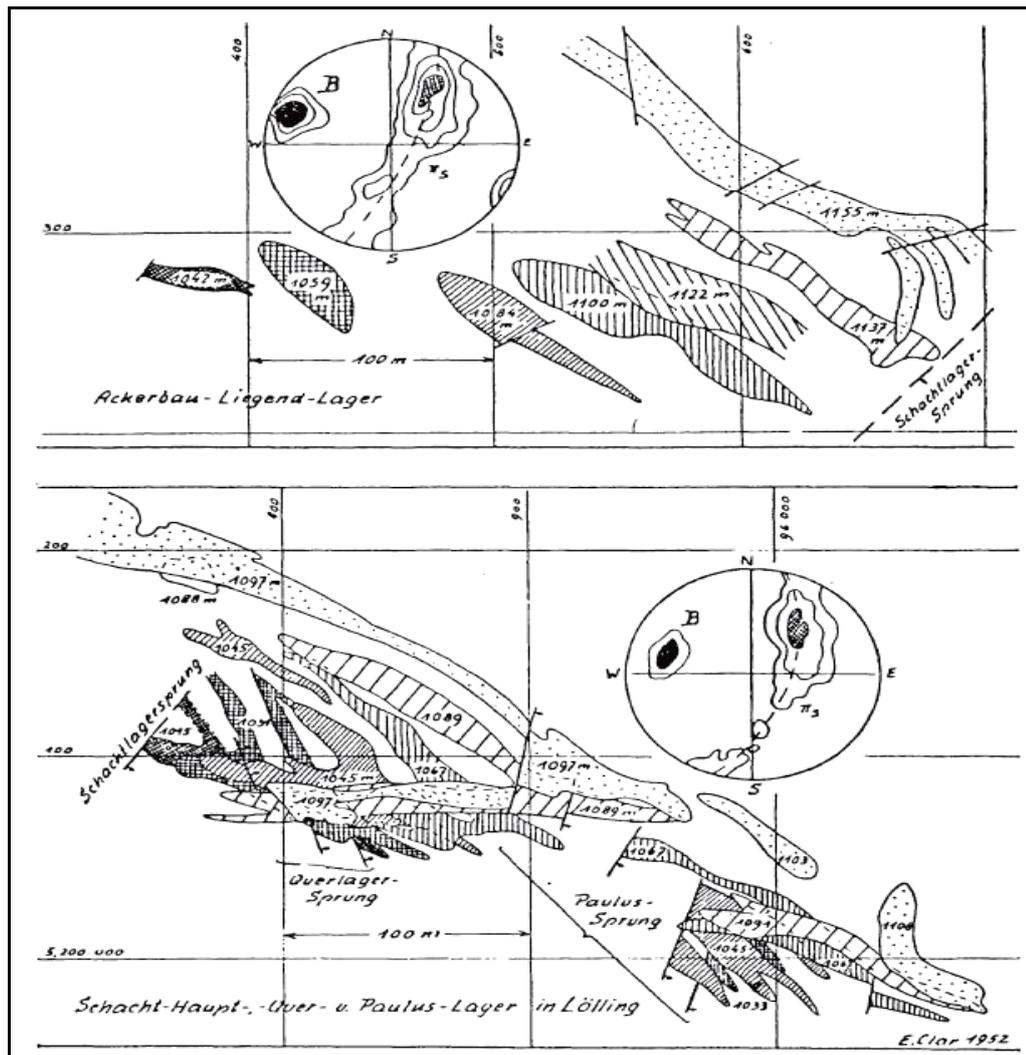


Abb. 5: Einschubung von Verdrängungs-Erzkörpern mit dem Einfallen des Lineargefüges und der Faltenachse (B), dargestellt in Horizontalschnitten verschiedener Höhen mit Lagekugelprojektion der s-Flächen/ Pole und der B-Achsen (CLAR, 1953)

1. Tonige Gleitfugen im generellen Schichteinfallen und häufig zugleich Solband von lagerförmigen, gestreckten Erzkörpern.
2. „Überschiebungen“ (im struktureologischen Sinn handelt es sich hier um Abschiebung) die als flach NO fallende Störungsbündel den ganzen Marmorkomplex durchschlagen.
3. NNO-streichende, steil O einfallende Abschiebungen.
4. NNW-streichende mittelsteil O einfallende Abschiebungen.

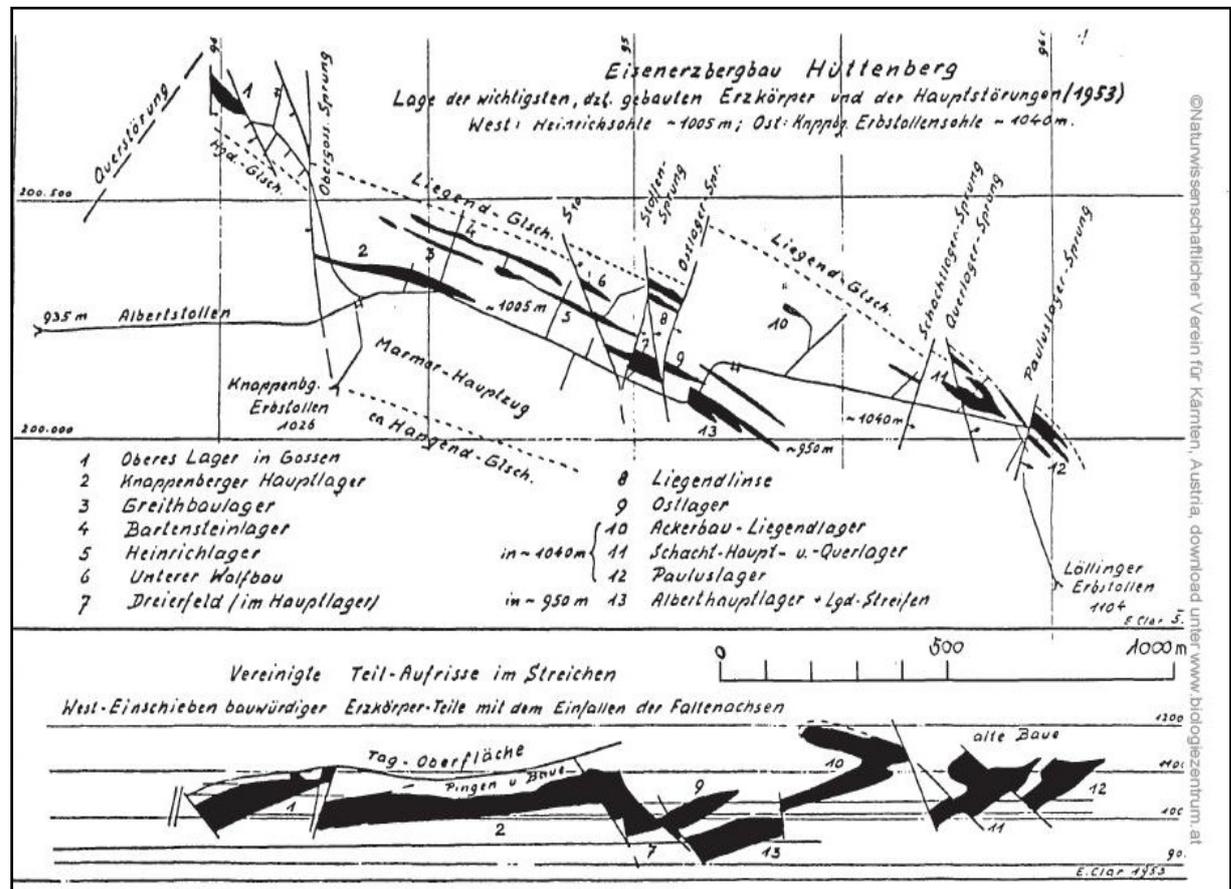


Abb. 6: Lagekarte von Erzkörpern und Hauptstörungen (CLAR 1953)

Die Richtungsgruppen 1 und 2 bilden ein zweischariges, den Schichtflächen folgendes, oder subparalleles, N bis NO fallendes Störungsbündel (Abschiebungen), an dem eine Häufung von Vererzungen zu beobachten ist. Sie zeigen häufig Lettenfüllungen und sind synmetamorph angelegt. Die Richtungsgruppen 3 und 4, die als Sprünge geführt werden (Abb.4, 6) zerlegen die oft den Faltenachsen folgenden Vererzungen in die charakteristischen Erzlager. Markant ist die syntektonische Genese der Vererzung. Die einzelnen Lager enden, bzw. verdicken sich im Bereich der Sprünge, können allerdings in Einbeziehung der Versatzhöhe, auf der anderen Seite des Sprunges weiter verfolgt werden. Die hydrothermalen, erzbildenden Lösungen dürften demnach diese Fließbahnen bei der Zirkulation bereits vorgefunden haben (CLAR & MEIXNER, 1981).

Vor allem die Störungsbündel der Gruppe 2 begleiten häufig flammenartige, selektiv metasomatisch, in reaktionsfreudigerem Marmor angelegte Erzkörper, die auch die gesamte Mächtigkeit des Marmors nutzen (z.B.: zwischen Albert und Unterbausole). Diese selektive Metasomatose zeigt einen diskordanten, gangförmigen, wolkigen Kontakt zum Nebengestein und wird unter anderem als Bestätigung für die Theorie der hydrothermalen-metasomatischen Lagerstättenogenese angesehen (CLAR & MEIXNER, 1981).

2.3. Lagerstättenstruktur, Form und Anordnung der Erzkörper

Die Ausbildung der Erzlager ist stark von der Tektonik beeinflusst. Im Allgemeinen finden sich an den B-Achsen orientierte, lineare ausgelängte Lager. Vergleichbar mit dem Faltungsbild im Liegenden und Hangenden bilden auch die Erzlager in Liegenden eher flachlinsige Lager und im Hangenden mehr Stängel von kompliziertem Querschnitt (Abb.5, 7).

In drei Höhenzonen, eine im W-Lager und zwei im O-Lager treten über die gesamte Marmorächtigkeit reichende Häufungen von Erzlagern im Marmorfallen auf (Kaskaden). Zwischen diesen Lagerstättenkörpern findet sich nur taubes Gestein (Abb.6).

Die Erzkörper in der Hüttenberger Lagerstätte bilden generell zwei Erzgruppen aus einer hydrothermalen Lösungszirkulation. Es tritt das für das Lagerstättenbild charakteristische, selektiv metasomatisch gebildete Erz in den Marmoren auf, und wird im unterschiedlichen Maße, je nach Möglichkeit und Raumangebot von echten Hohlraumabsätzen von Siderit und den nachfolgenden Erzparagenesen begleitet (FRITSCH, 1971).

Die Schnitte (Abb. 4, 5, 6,7) zeigen deutlich, dass sich die Erze als Lager in der Schichtung und Schieferung des Nebengesteins ausgebildet haben und den weniger durchlässigen Glimmerschiefern und glimmerreichen Marmorlagen folgen. Eine weitere Ausbildung sind nicht lagerförmige Erzkörper, die das generelle Schichtgefüge schneiden und an Störungen gebunden sind. Am Erzende, im Erzstreichen, innerhalb mächtiger Marmore und auch im unreinen Erz sind häufig Grenzen von metasomatischem, körnigem Siderit und Marmor zu beobachten, die diskordant-wolkig die Schichtung, die Pigmentbänderung oder die Schieferung der Glimmer schneiden. Weit verbreitet in den mächtigeren, nicht lagenförmigen Erzkörpern sind Schollen und Brekzien-Gefüge in denen Siderit (rein, grobspätig, drusenreich) metasomatisch aus einem Haufwerk rechteckiger Blöcke gebildet wurde und schlussendlich die verbliebenen Hohlräume ausfüllte (CLAR & MEIXNER, 1981).

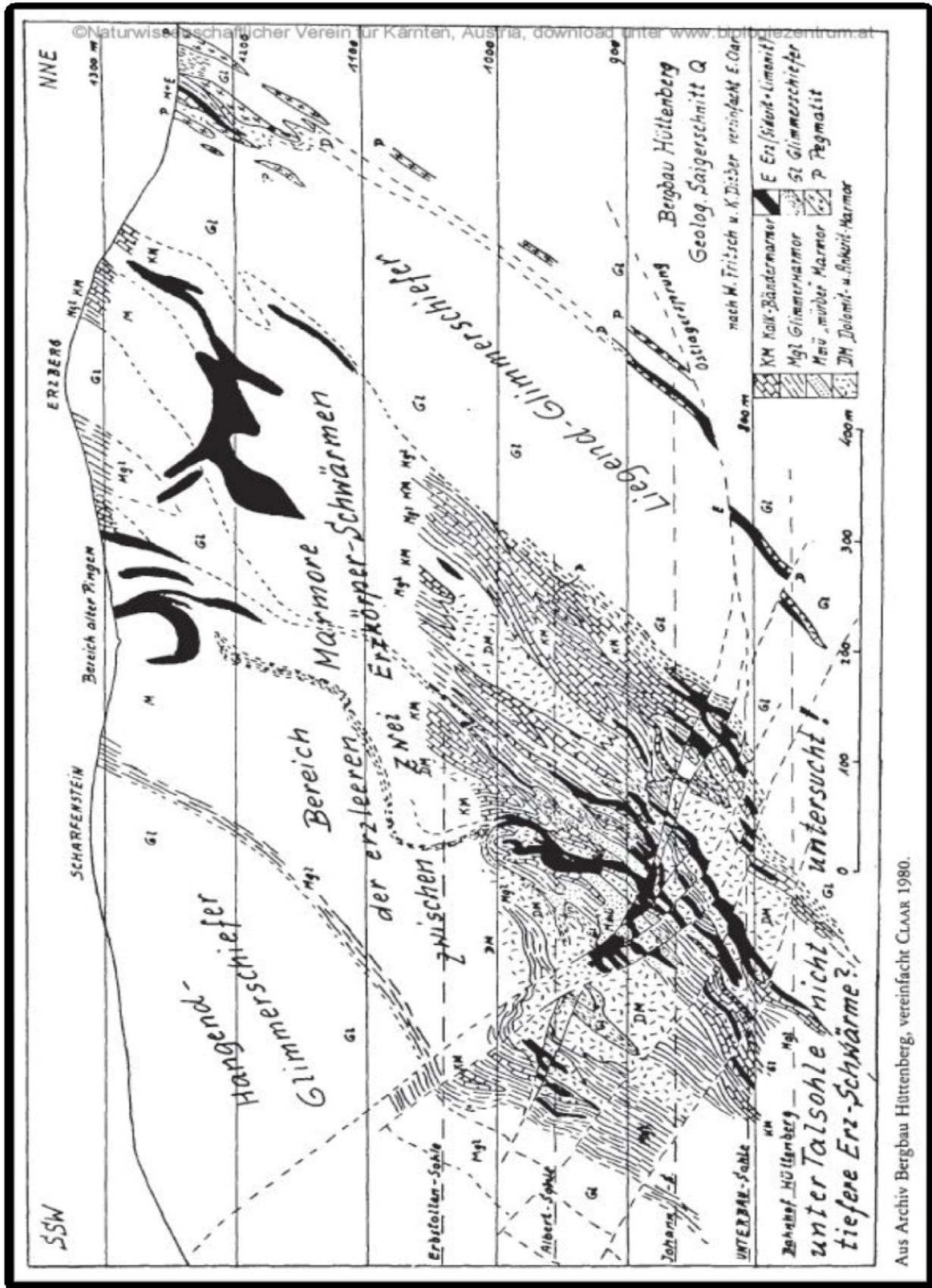


Abb. 7: Schnitt durch ausgewählte Erzkörper (Clar, 1953)

3. Grundlagen der Geo- und Paläomagnetik

3.1. Das Magnetfeld der Erde

Das zentrale Model zur Beschreibung des Erdmagnetfeldes in der Paläomagnetik stellt der axiale, geozentrische Dipol (GAD) dar. Der Dipol wird in diesem Modell in den Erdmittelpunkt gelegt und an der Rotationsachse ausgerichtet (Abb.8). Die Durchstoßpunkte der Achsen nennt man geomagnetische Pole. Inklinationen $[I]$ auf der nördlichen Hemisphäre sind positiv, auf der südlichen negativ.

Der magnetische Äquator ($I=0^\circ$) und die magnetischen Pole ($I=\pm 90^\circ$) liegen im heutigen Magnetfeld jedoch nicht deckungsgleich mit dem geographischen Äquator und den geographischen Polen. Ferner liegen der nördliche und südliche magnetische Pol nicht an den Durchstoßpunkten der geomagnetischen N/S-Achse. Besser Annäherung an das heutige Erdmagnetfeld als das Modell des GAD bietet der geozentrische, geneigte Dipol, der um 11° gegen die Rotationsachse verschoben ist (SOFFEL,1991; BUTTLER, 1992) oder der exzentrische Dipol, dessen Moment nicht im Erdmittelpunkt liegt. Im Allgemeinen kann aber kein Dipolmodell das Erdmagnetfeld perfekt beschreiben. Hierzu werden in best möglicher Annäherung Multipolmodelle herangezogen.

Als Ursache des Erdmagnetfeldes gelten Konvektionsströme im äußeren flüssigen Erdkern, die durch den Temperaturunterschied zwischen dem festen inneren Erdkern (Fe, Ni, etc.) und dem Erdmantel aufrechterhalten werden. Durch die Bewegung der elektrisch leitfähigen Schmelze in einem schwachen Ausgangsmagnetfeld wird ein elektrischer Strom induziert, der seinerseits ein Magnetfeld aufbaut und zu einer verstärkten Induktion führt. Man spricht daher auch vom Geodynamo. Eine Fließbewegung im 3000 km mächtigen Erdkern von wenigen Metern pro Jahr genügt, um das beobachtete Dipolmoment aufzubauen. Die Polarität des Magnetfeldes hängt von der Orientierung des elektrischen Feldes ab. Periodische Störungen führen zu Umpolungen des Magnetfeldes. Das derzeitige Dipolmoment beträgt laut IGRF 2010 $M = 7,7461024 \text{ nTm}^3$ und ist ca. 450km aus dem Erdmittelpunkt in Richtung 140° östlicher Länge verschoben. Die jährliche Abnahme des Dipolanteiles liegt derzeit bei ca. $0,0061024 \text{ nTm}^3$.

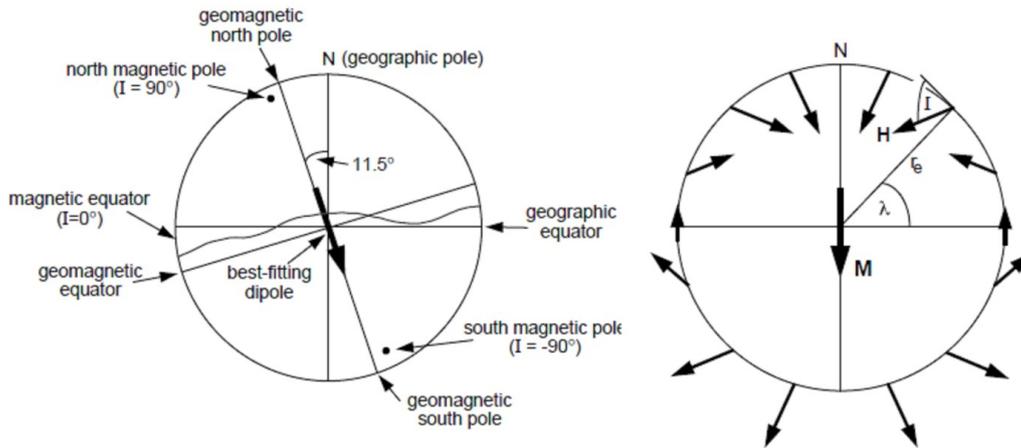


Abb. 8: Geomagnetische Modelle, links: geneigter geomagnetischer Dipol; rechts: GAD [M-dipolmoment des geozentrischen axialen Dipols, λ geographische Breite, r_e -Erdradius, I-Inklination, N-geographischer Nordpol, H-magnetischer Feldvektor]. Die Pfeile zeigen die Orientierung der magnetischen Feldlinien und deren unterschiedliche Feldstärke am Pol ca. 60000nT und am Äquator ca30000nT. Die Inklination kann mit $\tan I = 2 \tan \lambda = H_v / H_h$ (vgl. Abb.9) beschrieben werden (Buttler 1992)

Zur Beschreibung des Erdmagnetfeldes wird in der Paläomagnetik die Richtung der Vektoren des geomagnetischen Feldes durch die Komponenten H-Totalintensität, D-Deklination (0° bis 360°) und I-Inklination (-90° bis $+90^\circ$; positiv nach unten) beschrieben (Abb.9). H_v ist die vertikale Komponente (positiv nach unten) und H_h die Horizontale Komponente des Feldes H. H_N und H_E sind die geographischen Nord- und Ostkomponenten.

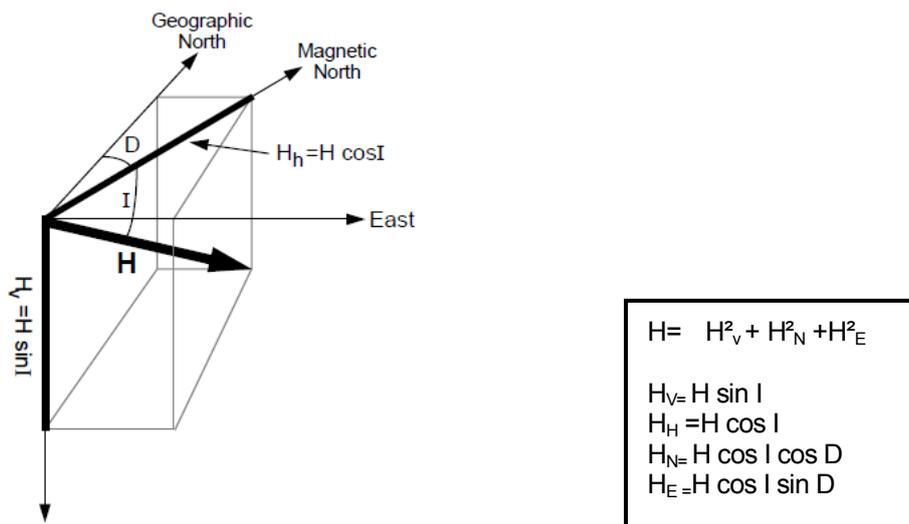


Abb. 9: Beschreibung der Komponenten des Erdmagnetfeldes (Buttler, 1992)

Die Richtung und Stärke des Erdmagnetfeldes verändert sich im Laufe der Zeit. Die Variation des Erdmagnetfeldes im Laufe eines Tages wird durch Ionosphärenströme erzeugt und führen hauptsächlich zu Änderungen der Totalintensität ($\pm 50\text{nT}$). Sie werden bei geomagnetischen Kartierungen vor Ort aufgezeichnet bzw. von Observatorien (z.B.: Fürstenfeldbruck, Abb.10) kontinuierlich registriert. Kurzzeitige Variationen des Feldes, die nur Stunden oder Tage andauern werden auf Solarwinde oder magnetische Stürme zurückgeführt ($\pm 1000\text{nT}$).

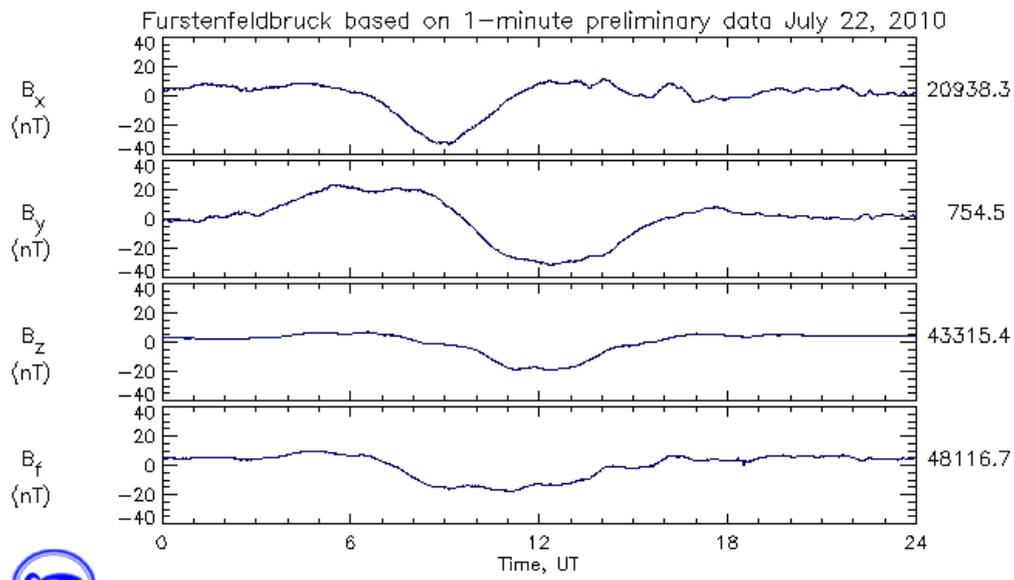


Abb. 10: Tagesgangkurven des 22.6.2010. Dargestellt werden X, Y, Z-Komponenten des geomagnetischen Feldes und die Totalintensität B_f

Säkularvariationen sind zeitliche Variationen des Dipolanteiles (90% des Erdmagnetfeldes) und der Nichtdipolanteile des Erdmagnetfeldes welche zu langzeitigen Veränderungen von Deklination, Inklination und Stärke des Erdmagnetfeldes führen. Veränderungen im Nichtdipolfeld können in Zeiträume von 3000 - 100000 Jahren beobachtet werden. Wanderungen des geomagnetischen Pols werden auf diese Variationen zurückgeführt, wobei der geoxiale geneigte Dipol im Mittel als das Zentrum einer Präzessionsbewegung angesehen werden kann.

Als „Exkursionen“ werden Abweichungen von mehr als 40° des geomagnetischen Pols aus seiner mittleren Lage bezeichnet.

„Umpolungen“ sind Änderungen der Polarität des Erdmagnetfeldes. Ändern sowohl der äußere, flüssige Kern, als auch der innere Kern ihre Polarität kann sich das Erdmagnetfeld völlig umpolen. Eine Periode normaler oder umgekehrter Polarität des Erdmagnetfeldes wird Chron genannt. Die Umpolungen unterliegen keiner zeitlichen Periodizität.

In fünf Jahreszyklen wird das aktuelle Erdmagnetfeld berechnet (IGRF – International Geomagnetik Referenz Field). Das IGRF (Abb.11) dient als globales Referenzfeld für magnetische Messungen. Lokal kann es auf Grund magnetischer Störkörper zu Abweichungen vom errechneten globalen Feld kommen.

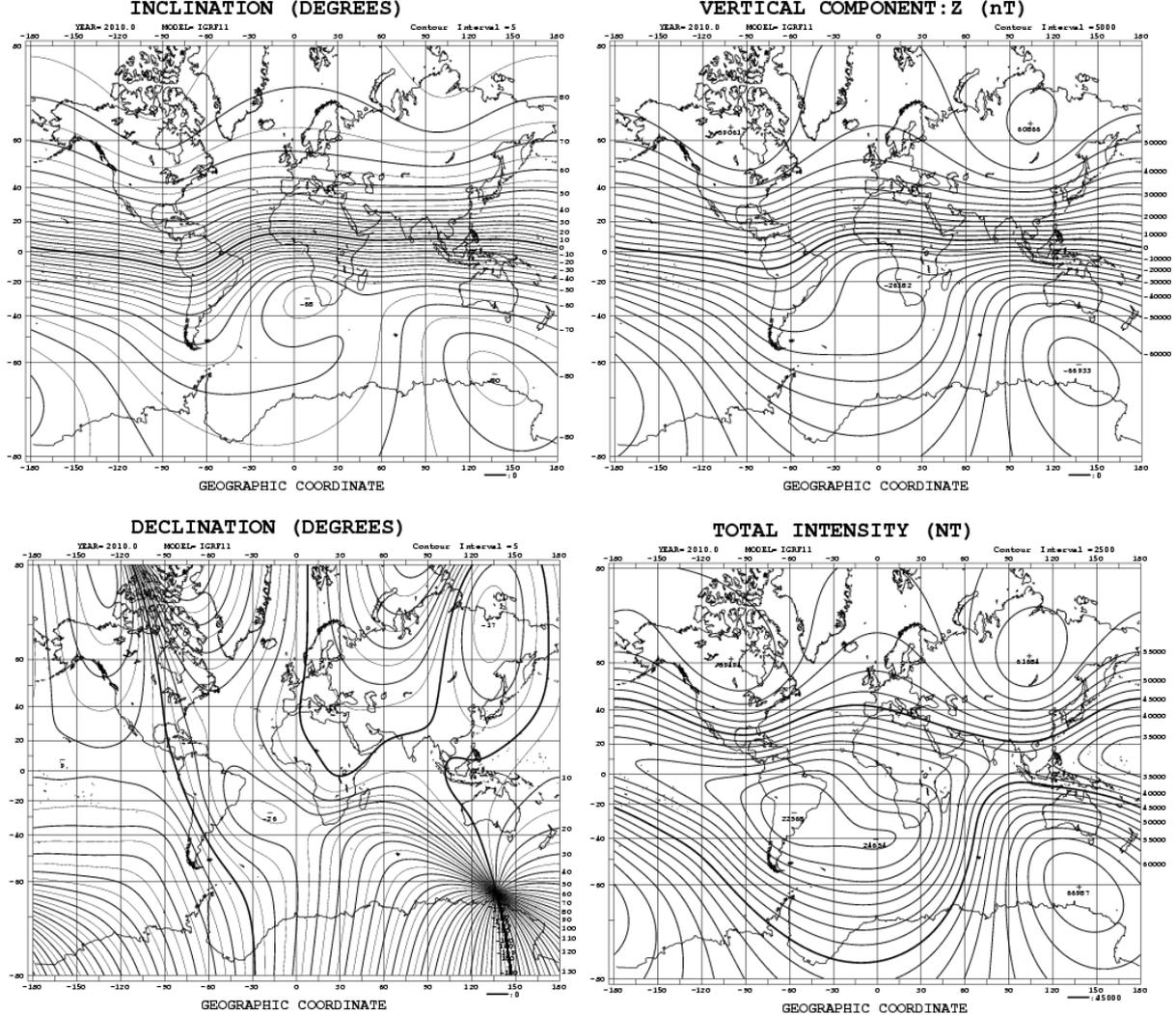


Abb. 11: IGRF – international Geomagnetic Referenz Field (2010)

3.2. Magnetische Ordnungszustände

Eine Übersicht der magnetischen Ordnungszustände ist in Abbildung 12 dargestellt.

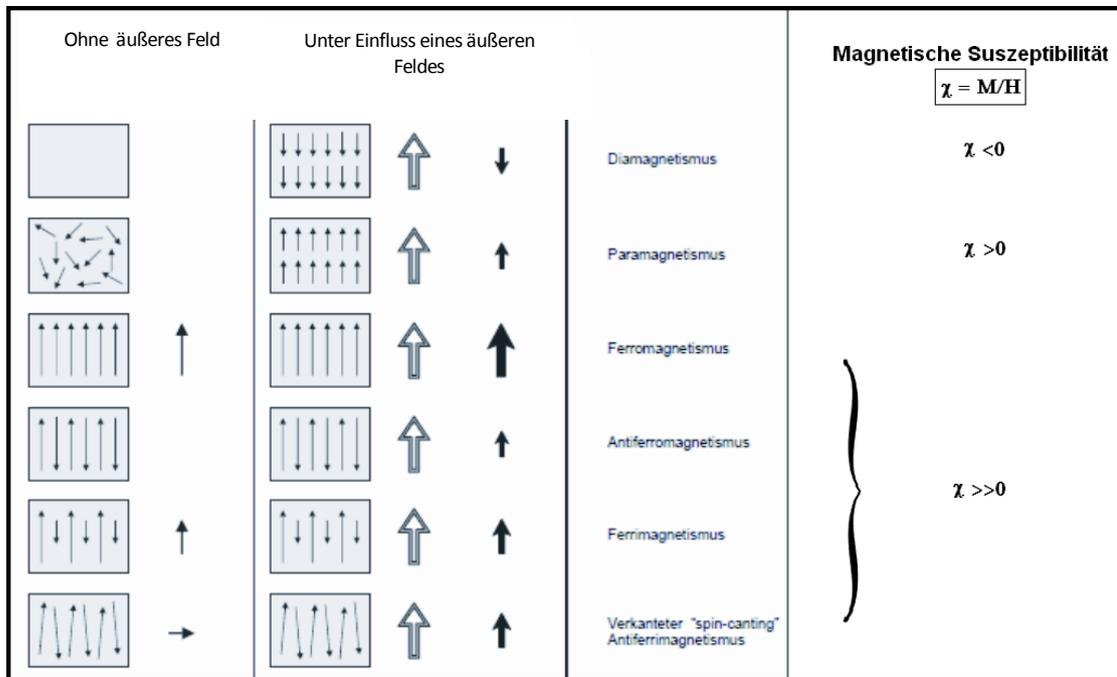


Abb. 12: Schematische Übersicht magnetischer Ordnungszustände (GÜNTHER, 2003) ohne äußeres Feld: Anordnung der magnetischen Momente, Pfeile stellen Richtung und Stärke der spontanen Magnetisierung dar. Unter Einfluss eines äußeren Magnetfeldes: Anordnung der magnetischen Momente, weiße Pfeile stellen die Richtung des Äußeren Magnetfeldes und schwarze Pfeile die Richtung und Stärke des Induzierten Magnetfeldes dar

Diamagnetismus:

Diamagnetische Stoffe enthalten keine unkompensierten magnetischen Momente. Durch Wechselwirkung mit einem äußeren Feld und den Bahnmomenten wird ihnen, gemäß der Lenz'schen Regel, eine diesem Feld entgegengesetzt gerichtete Magnetisierung induziert. Ihre spezifische Suszeptibilität ist negativ, temperaturunabhängig und sehr klein (SOFFEL, 1991). Sie haben das Bestreben Magnetfelder aus ihrem Inneren zu verdrängen. Diamagnetismus tritt im Prinzip in allen Stoffen auf, wird aber meist von den stärkeren para- und ferromagnetischen Phänomenen überdeckt.

Paramagnetismus

Paramagnetismus tritt bei Stoffen mit einem permanenten magnetischen Moment auf, also bei Materialien mit nicht kompensierten magnetischen Momenten der Einzelatome. Wird ein äußeres Magnetfeld H_a angelegt so gehen die Momente von einem ungeordneten, bei Raumtemperatur statistisch verteilten Zustand, in einen geordneten über (SOFFEL, 1991).

Den magnetischen Momenten wird eine Vorzugsrichtung, ein resultierendes magnetisches Moment, aufgeprägt, welches zu einer induzierten Magnetisierung J_i in Richtung H_a führt. Sättigungsmagnetisierung M_s wird erreicht, wenn eine vollkommene Ausrichtung der Spinmomente im äußeren Feld erreicht ist. Sättigungsmagnetisierung kann nur in der Nähe des absoluten Nullpunktes erreicht werden, da bei höheren Temperaturen die Einregelung durch die Agitation gestört wird. Die paramagnetische Suszeptibilität ist bei kleineren Feldstärken eine Funktion der Temperatur entsprechend dem Curieschen Gesetz. Eine vollständige Ausrichtung paramagnetischer Momente in Feldrichtung bzw. eine magnetische Sättigung wird erst bei Starkfeldern in der Größenordnung von 100 Tesla erreicht (DUNLOP & ÖZDEMİR, 1997). Die volumenspezifische magnetische Suszeptibilität χ ist definiert als die erste Ableitung der induzierten Magnetisierung M in Abhängigkeit vom äußeren Feld H und ist im internationalen Maßeinheitensystem (SI) eine dimensionslose Größe. Wird der Wert $1/\chi$ gegen T aufgetragen so ergibt sich für Paramagnetika eine Gerade durch $T=0$ und ein linearer Anstieg bei höher werdender Temperatur. Paramagnetische Suszeptibilität zeigt generell einen hyperbolischen Zerfall bei steigender Temperatur. (PETROVSKY et. al., 2006). Eine zweite Art des Paramagnetismus tritt bei Metallen auf. Die Pauli-Suszeptibilität ist temperaturunabhängig und wird durch das freie Elektronengas der Leitungselektronen hervorgerufen. Der Gehalt an paramagnetischen Ionen wie Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} oder Cr^{2+} führt zu der Variationsbreite der Tabellenwerte. Die induzierte Magnetisierung hat nach dem Abschalten des angelegten Feldes keinen weiteren Bestand.

Ferromagnetismus

Ferromagnetische Phänomene treten nicht in gesteinsbildenden Mineralien auf, sondern nur bei den Metallen Eisen, Kobalt und Nickel, sowie bei einigen künstlich hergestellten Granaten (SOFFEL, 1991). Sie setzen eine Gitterstruktur voraus und treten daher ausschließlich in Festkörpern auf. Da die Wechselwirkung benachbarter magnetischer Dipole sehr stark ist, richten sich die magnetischen Momente in mikroskopisch kleinen Raumbereichen auch ohne äußeres Feld aneinander aus. Diese Raumbereiche nennt man Weißsche Bezirke oder Domänen (TIPLER, 2004). Die gebietsweise Gleichorientierung der Momente erfolgt spontan, ohne äußeres Feld (*spontane Magnetisierung*), in Richtung der leichtesten Magnetisierbarkeit und führt zu einer Erhöhung des Magnetfeldes in Abwesenheit eines äußeren Feldes (*Remanenz*) (TAUXE, 2005). Es kann jeder Domäne ein einheitliches magnetisches Moment zugeordnet werden. Die Beträge der Momente sind in jedem Bezirk gleich groß, weisen aber in unterschiedliche Richtungen. Die Größe der Domänen ist Korngrößenabhängig.

Ab einer Korngröße von $0.1\mu\text{m}$ stellt sich kein energetischer Vorteil durch eine Domänenaufteilung ein und es bildet sich ein SD (single domain) Teilchen aus. Bei größeren Körnern unterscheidet man MD (multi domain) und PSD (pseudo multi domain) Teilchen ($2 < n < 8$ Domänen). Unter Einwirkung eines äußeren Feldes H werden die zum Feld günstig liegenden Domänen und deren Momente auf Kosten anderer, weniger günstig liegender, vergrößert (*Blochwandverschiebung*). Bei höheren äußeren Feldern kommt es an Stelle der Wandverschiebungen zu einer Änderung der Magnetisierungsrichtung innerhalb der Domäne (*Blochhausensprünge*) und das resultierende Moment eines ferromagnetischen Stoffes wird stark erhöht. Die Magnetisierung ferromagnetischer Stoffe ist nicht linear von der Feldstärke abhängig, sondern folgt der Magnetisierungs- oder Hystereseurve. Das Phänomen des Ferromagnetismus ist temperaturabhängig und tritt ausschließlich unterhalb der Curietemperatur T_C (Ferro-, Ferrimagnetismus) und unterhalb der Néel Temperatur T_N (Antiferromagnetismus) auf. Oberhalb dieser Temperaturen kommt es zu einer Auflösung der Domänen und ferromagnetische Stoffe verhalten sich wie Paramagneten. Die magnetischen Momente sind statistisch verteilt und es tritt kein resultierendes Moment auf. Die Suszeptibilität der Ferromagnetika ist sehr hoch und temperaturabhängig. Für ferromagnetische Minerale ist die Linearität der inversen Suszeptibilität über T_C nicht ideal, kann aber in praktischer Anwendung vernachlässigt werden. Starke Schwankungen der magnetischen Momente nahe T_C (Phasenumwandlung) gehorchen nicht dem Curie-Weisschen Gesetz. Das Suszeptibilitätsmaximum bei Curiepunktsuntersuchungen im Hochtemperaturbereich wird Hopkinsonpeak genannt.

Antiferromagnetismus

Im Gegensatz zum Ferromagnetismus sind hier die magnetischen Momente paarweise, antiparallel, in zwei magnetischen Untergittern angeordnet die miteinander wechselwirken. Es wirken zwischen angrenzenden Kationen über das dazwischenliegende Anion sogenannte Supraaustauschwechselwirkungen, so dass die Elektronenspins der Kationen ebenfalls den Anionen zugeordnet werden. Die Spinrichtungen benachbarter Kationen sind entgegengesetzt gerichtet und es entstehen zwei, invers zueinander gerichtete, magnetische Untergitter (GÜNTER 2003). In vielen antiferromagnetischen Stoffen ist diese Ausrichtung nicht exakt antiparallel und ein resultierendes magnetisches Moment kann auch in Abwesenheit eines äußeren Feldes erhalten bleiben. Die Magnetisierung ist sehr schwach aber äußerst stabil (TARLING & HROUDA, 1993) und wird als „spin-canting“ bezeichnet (DZYALOSHINSKY, 1958). Magnetit verhält sich antiferromagnetisch bis zu einer Temperatur von -10°C . Bei idealem Fe_2O_3 durchläuft das Mineral bei -10°C die „Morin Transition“, verliert sein „spin canting“ Moment und behält lediglich seinen isotropen Remanenz Defekt (DUNLOP & ÖZDEMİR, 1997).

Bei dieser Temperatur befindet sich gleichzeitig der isotrope Punkt des Magnetits wo seine magnetokristalline Anisotropie gegen null geht. Die Ausrichtung der Untergitter ist bis zur Néel Temperatur T_N stabil. Über der Néel Temperatur zeigen auch antiferromagnetische Stoffe paramagnetisches Verhalten.

Die magnetische Suszeptibilität ist temperaturabhängig. Antiferromagnetische und paramagnetische Minerale zeigen ähnliche Suszeptibilitäten, unterscheiden sich aber in der Temperaturabhängigkeit der Suszeptibilität, da Antiferromagnetika bei der Darstellung von $1/\chi$ gegen T nicht in den Ursprung zeigen (SOFFEL, 1991). Unter Einwirkung eines äußeren Feldes verhalten sich antiferromagnetische Stoffe wie ferromagnetische. Nach dem Abschalten des äußeren Feldes haben die Magnetisierungen keinen weiteren Bestand.

Ferrimagnetismus

Die ferrimagnetische Struktur ähnelt jener der antiferromagnetischen, jedoch sind die entgegengesetzten Untergitter, auf Grund unterschiedlich großer magnetischer Momente der beteiligten paramagnetischen Kationen (z.B.: Magnetit Fe_3O_4 , Fe^{2+} und Fe^{3+}), nicht gleich stark magnetisiert. Weitere Gründe können unterbesetzte Gitter mit paramagnetischen Ionen oder eine Abweichung von exakt antiparallelen Untergittern sein (SOFFEL, 1991).

Mineral name	Composition	T_C or T_N	Magnetic structure
Magnetite–ulvöspinel	$\text{Fe}_3\text{O}_4\text{--Fe}_2\text{TiO}_4$	578°C to –155°C	Ferrimagnetic
Magnetite–hercynite	$\text{Fe}_3\text{O}_4\text{--FeAl}_2\text{O}_4$	578°C to 339°C	Ferrimagnetic
Magnetite–jacobsonite	$\text{Fe}_3\text{O}_4\text{--Fe}_2\text{MnO}_4$	578°C to 350°C	Ferrimagnetic
Magnetite–chromite	$\text{Fe}_3\text{O}_4\text{--Fe}_2\text{CrO}_4$	578°C to 30°C	Ferrimagnetic
Hematite–ilmenite	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{--FeTiO}_3$	675°C to –170°C	Canted antiferromagnetic–ferrimagnetic ^a
Maghemite	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	645°C ^b	Ferrimagnetic
Goethite	$\alpha\text{-FeOOH}$	120°C	Antiferromagnetic
Akagenéite	$\beta\text{-FeOOH}$	26°C	Antiferromagnetic
Bernallite	$\text{Fe}(\text{OH})_3$	154°C	Canted(?) antiferromagnetic ^c
Feroxyhite	$\delta'\text{-FeOOH}$	177°C	Ferrimagnetic
Pyrrhotite	$\text{Fe}_7\text{S}_8\text{--Fe}_{11}\text{S}_{12}$	325°C	Ferrimagnetic–antiferromagnetic ^d
Greigite	Fe_3S_4	350°C ^e	Ferrimagnetic
Iron	Fe	770°C	Ferromagnetic
Lepidocrocite	$\gamma\text{-FeOOH}$	–196°C	Antiferromagnetic ^f
Siderite	FeCO_3	–238°C	Antiferromagnetic ^f
Ferrihydrite	$\text{Fe}_5\text{HO}_8\cdot 4\text{H}_2\text{O}$	–158°C to –248°C ^f	Speromagnetic ^{f,g}

^aAbove the Morin transition, hematite has a canted antiferromagnetic structure which results in a macroscopic magnetic moment, its structure becomes ferrimagnetic with increasing Ti-content. As in the titanomagnetite solid-solution series, high Ti-contents yield Curie temperatures below room temperature.

^bMost maghemites invert to hematite before their Curie temperature is reached.

^cThe structure of bernallite is not known with certainty.

^dOnly monoclinic pyrrhotite (Fe_7S_8) is ferrimagnetic at room temperature, the other pyrrhotite structures become ferrimagnetic on heating above ~200°C.

^eOn heating, greigite decomposes before it reaches its Curie temperature. Therefore, the temperature listed should be regarded with great caution.

^fThe last three minerals listed are paramagnetic at room temperature but they order magnetically at low temperatures, so their presence can be demonstrated with magnetic methods. Furthermore, on heating a sample above room temperature these paramagnetic minerals chemically alter into magnetic minerals.

^gSperomagnetism is characterized by short-range antiferromagnetic spin coupling. On longer ranges the magnetic ordering is random. The range of ordering temperatures of ferrihydrite is related to its crystallinity.

Tab. 1: Curie und Neeltemperaturen der wichtigsten magnetischen Minerale (DEKKERS, 2007)

Magnetische Hystereseschleife

Ausgehend vom unmagnetischen Zustand H_0 erfolgt bei kleinen äußeren Feldern ein zu H_a proportionaler Anstieg von J . Der Anstieg dieser Kurve nimmt bei steigendem äußerem Feld zunächst zu, um dann bei starken Feldern immer weiter abzuflachen (Neukurve). Die Magnetisierung J geht bei sehr hohen Feldstärken in Sättigung J_s über. Die zur Sättigung eines Ferro- oder Ferrimagnetikums notwendige Stärke des äußeren Feldes ist weitgehend materialspezifisch und kann für diagnostische Zwecke verwendet werden. Die bei der Sättigung maximal erreichbare Magnetisierung nennt man Sättigungsmagnetisierung J_s . (SOFFEL, 1991). Verringert man bei der Hystereseschleife, vom Zustand der Sättigung ausgehend, das äußere Feld, so erhält man keinen reversiblen Verlauf der Magnetisierung entsprechend der Neukurve. Vielmehr verläuft der rückläufige Ast oberhalb der Neukurve mit durchwegs geringerer Steigung. Bei $H_a = 0$ verbleibt eine Restmagnetisierung J_R als Remanenz, bzw. im Falle einer vorhergegangenen Sättigung als Sättigungsremanenz J_{RS} (SOFFEL, 1991). Um zur Magnetisierung $J = 0$ zu gelangen, muss ein zur ursprünglichen Feldrichtung antiparalleles Gegenfeld angelegt werden. Die Stärke dieses Feld wird als Koerzitivfeldstärke oder Koerzitivkraft H_C bezeichnet. Eine weitere Steigerung der Stärke des Feldes in Gegenrichtung führt wieder in einen Zustand der Sättigung ($J = -J_s$). Reduziert man das Feld abermals auf null, so wird wiederum eine Remanenz J_R mit komplementärer Richtung erzeugt (SOFFEL, 1991).

Als Remanenzkoerzitivkraft H_{CR} wird die Stärke jenes Gegenfeldes bezeichnet, welches bei einer vollständigen Reduktion des äußeren Feldes zum Erreichen des Wertes 0 für die remanente Magnetisierung J_R benötigt wird (SOFFEL, 1991).

3.3. Gesteinsmagnetismus:

Die Gesamtmagnetisierung von Gesteinen ist die Summe der induzierten Magnetisierung M_I und der remanenten Magnetisierung M_R . Die Induzierte Magnetisierung geht aus dem direkten Proportionalitätsverhältnis aus Suszeptibilität und äußerem Feld hervor. Die *natürliche remanente Magnetisierung (NRM)* entspricht einem magnetischen „Gedächtnis“ von Materialien. Es werden, auf Grund der unterschiedlichen Einblockungsprozesse, thermoremanente Magnetisierung (TRM), chemische remanente Magnetisierung (CRM), detritäre remanente Magnetisierung (DRM), viskose remanente Magnetisierung (VRM) und isothermale remanente Magnetisierung (IRM) unterschieden. Die NRM ist eine Multikomponenten-Remanenz, die sich im Laufe der Geschichte des betrachteten Materials eingeblockt hat. Die Einzelkomponenten werden im Labor durch stufenweise Entmagnetisierung separiert.

Primäre Magnetisierung wird bei der Bildung des Gesteins aufgeprägt. In plutonischen Gesteinen wäre z.B. eine TRM die primäre Magnetisierung während in Sedimenten die DRM die primäre Magnetisierung darstellt.

Sekundäre Magnetisierung (overprint) entspricht allen Magnetisierungen die nach der Gesteinsbildung aufgeprägt wurden. Prozesse wie Metamorphose, chemische Alteration, Diagenese, aber auch Blitzschläge etc. können zu sekundären Magnetisierungen führen.

Thermoremanente Magnetisierung (TRM): Entsteht bei Abkühlung des Gesteinsmaterials unter den Curie Punkt. Beim Phasenübergang vom paramagnetischen in den ferromagnetischen Zustand werden die magnetischen Momente durch das induzierende Erdmagnetfeld im Mineralgitter ausgerichtet und unterhalb der Curie Temperatur, bei ihrer Entblockungstemperatur T_B , eingeblockt. Stärke und Richtung sind dem Feld proportional.

Die Entblockungstemperatur ist abhängig von der magnetischen Korngröße (SD > PSD > MD) was zur Folge hat, dass Gesteinsproben unterhalb von T_C einen weiten Bereich unterschiedlicher Blockungstemperaturen haben. Bei Wechselfeldabmagnetisierungen und thermischen Entmagnetisierungen erweist sich die TRM am resistantesten.

Ein beobachtbarer Korngrößeneffekt sind höhere Koerzitivkräfte H_C und Entblockungstemperaturen bei SD-Körnern im vgl. zu MD-Körnern. Im Allgemeinen kann davon ausgegangen werden, dass die TRM von Plutoniten und Vulkaniten das Erdmagnetfeld (Paläorichtung; Intensität) zum Abkühlungszeitpunkt konserviert (SOFFEL, 1991).

Chemische remanente Magnetisierung (CRM) entsteht bei sekundären Umwandlungsprozessen wenn sich das Kristallgitter ferromagnetischer Minerale, beim Ausfällen aus Lösungen, neu formiert. Das äußere Magnetfeld wird im neu entstandenen Mineral eingeblockt. Die Remanenz zeigt somit das Feld zum Zeitpunkt einer Mineralneu- oder Umbildung, einer Niedertemperaturmetamorphose ($<T_C$) oder ein Verwitterungsalter. Bei verwitterten Gesteinen sind häufige Träger der CRM Hämatit, Maghemit, Titanomaghemit, Goethit und selten Magnetit. Bei metamorphen Gesteinen zeigt sie häufig das Alter einer Oxidation primärer Erzminerale. In Sedimenten, vor allem in Sandsteinen, ist eine CRM häufig ausgebildet. Trägermineral ist gewöhnlich der Magnetit.

Detritäre remanente Magnetisierung (DRM) entsteht durch die Einregelung ferromagnetischer Mineralkörner während der Sedimentation. Ihre Lage wird durch das Magnetfeld, die Strömung und die Schwerkraft bestimmt. Die ferromagnetischen Körner werden so abgelagert, dass sich ihre Momente nach dem äußeren Feld richten. Habitus und Kornform beeinträchtigen die DRM, da sich kugelige Körner anders verhalten als abgeplattete oder elongierte. Kompaktion und Diagenese beeinflussen die DRM nach der Ablagerung. Die DRM ist in ihrem Abmagnetisierungsverhalten etwas schwächer als die TRM oder die CRM.

Viskose remanente Magnetisierung (VRM) ist in hohem Maße von der Temperatur und Zeit (Relaxationszeit) abhängig und stellt in jedem Fall eine sekundäre Magnetisierung dar. Sie kommt durch thermisch aktivierte Ummagnetisierungsprozesse und das Verharren des Gesteins in einem konstanten, schwachen Magnetfeld zustande. In Abhängigkeit von thermischer Beanspruchung, Korngröße, Koerzitivkraft und Zeit wird dem Gestein eine mehr oder weniger intensive VRM aufgeprägt. Bei SD-Teilchen von besonders hochkoerzitiven Mineralien bestimmter Korngröße (Hämatit, Goethit) kann jedoch die VRM sehr resistent gegenüber Abmagnetisierungsversuchen sein.

Isothermale remanente Magnetisierung (IRM) wird in kurzer Zeit durch Felder großer Feldstärken bei Normaltemperatur erzeugt. Sie ist in der Regel durch niedrige Entblockungstemperaturen gekennzeichnet und kann abmagnetisiert werden. In der Natur können Blitze eine IRM aufprägen.

Blitze führen zu einer zylindersymmetrischen Magnetisierungsverteilung um das zentrale Strombündel und sind bis auf einige Meter Entfernung gut nachweisbar. Häufiges Auftreten von IRMs ist an exponierte Orte wie Bergspitzen und Klippen gebunden. Sie treten aber auch z.B. in Schlackenfeldern archäologischer Verhüttungsplätze auf. IRM wird im Labor sehr häufig zur Identifikation ferromagnetischer Minerale herangezogen. Die daraus entstehende Kurve ist ein charakteristisches Merkmal für die unterschiedlichen ferromagnetischen Minerale (Sättigungsmagnetisierung [SIRM], Remanenzkoerzitivkraft [H_{CR}] und Koerzitivfeldstärke [J_{CR}]).

3.4. Laborverfahren

Anisotropie der Suszeptibilität (AMS)

Die Anisotropie der Suszeptibilität ist eine Materialeigenschaft, die bei Gesteinen beispielsweise auf tektonische Gefüge und Deformation, oder aber auch auf sedimentäre Gefüge und Wachstumsrichtungen in Mineralien zurückgeführt werden kann. Induzierte Magnetisierung unterschiedlicher Stärke wird in Abhängigkeit der Induktionsrichtung von gleichartigen Feldern gemessen, wenn ein Material anisotrop ist. Weiters spiegelt die AMS Habita ferromagnetischer Minerale und ihre statistische Anordnung wieder (TAUXE, 1990).

AMS wird über das Suszeptibilitäts-Ellipsoid mit den Richtungen der Suszeptibilitäten für K_1 (Maximum), K_3 (Minimum) und K_2 (Intermediär) definiert.

- Sphärische Isotrop: $k_1 = k_2 = k_3$
- Oblat: $k_1 \sim k_2 > k_3$
- Prolat $k_1 > k_2 \sim k_3$

Currie Temperatur (T_C , T_N)

Das Phänomen des Ferromagnetismus ist temperaturabhängig und tritt ausschließlich unterhalb der Curietemperatur T_C (Ferro-, Ferrimagnetismus) und unterhalb der Néel Temperatur T_N (Antiferromagnetismus) auf. Oberhalb dieser Temperaturen kommt es zu einer Auflösung der Domänen und ferromagnetische Stoffe verhalten sich entsprechend dem Curie-Weiss'schen-Gesetz wie Paramagneten. Bei steigenden Temperaturen werden die Atomabstände im Kristallgitter vergrößert. Dies führt zu geringeren zwischenmolekularen Wechselwirkungen und somit schwächeren magnetischen Momenten (nicht kompensierte Spinmomente in den überlappenden Orbitalen).

Bei T_C brechen diese indirekten Austauschwechselwirkungen mit ihren Spinkopplungen zusammen und die magnetischen Momente werden unabhängig, statistisch verteilt, also paramagnetisch. Kühlt man wieder unter diese materialspezifischen Temperaturen ab, so reorganisieren sich die Elektronenpaare. Curie Punkte sind materialspezifische Kennwerte und tragen zur Charakterisierung der magnetischen Trägerminerale bei. Curie Kurven zeigen, in Abhängigkeit des suszeptiblen Materials, verschiedene charakteristische Kurvenverläufe. Thermomagnetische Kurven werden weiters zu Untersuchungen bezüglich der Temperaturabhängigkeit der Suszeptibilität verwendet.

Die Verwey Transition beschreibt den Phasenübergang von Magnetit von inversen kubischen zu einem monoklinen Kristallsystem bei $\sim 110-120\text{K}$ in Abhängigkeit des Ti-Gehaltes. Die Morin Transition des Hämatits zeigt das Verschwinden der magnetischen Momente in der basalen Ebene. Am Hopkinson Peak, knapp unterhalb ihrer T_C/T_N erreicht die Suszeptibilität antiferro-, ferro- und ferrimagnetischer Stoffe ein Maximum. Methodische Ansätze zur Bestimmung des Curie Punktes und ihre Anwendbarkeit werden in PETROVSKY et. al. (2006) behandelt.

Isothermale Remanente Magnetisierung (IRM)

Durch Anlage eines künstlichen Magnetfeldes wird eine Magnetisierung definierter Richtung und Stärke in einer Probe bis zu ihrer Sättigung induziert und anschließend durch Magnetisierung in die Gegenrichtung („backfield“) wieder entfernt. Im Labor wird die IRM stufenweise, mit gesteigerter Intensität, aufgebracht und anschließend gemessen. Die daraus resultierende Kurve und ihr Verlauf (IRM/H_a) spiegeln charakteristische Mineraleigenschaften wie H_{CR} oder J_S wieder und werden zur Identifikation von magnetischen Trägermineralen herangezogen. Thermische Entmagnetisierung und Curiepunktsbestimmung unterstützen diese Methode. Analytische Verfahren zur Charakterisierung von IRM-Kurven werden in KRUIVER et. al. (2001) dargestellt.

NRM, Wechselfeldabmagnetisierung (AF) und thermische Entmagnetisierung

Um eine multi-Komponenten NRM zu trennen wird eine schrittweise thermische oder Wechselfeldabmagnetisierung durchgeführt. Bei einer *Abmagnetisierung im Wechselfeld* wird die Probe einem in seiner Amplitude schrittweise gesteigerten Wechselfeld ausgesetzt und in drei orthogonal aufeinander stehenden Raumrichtungen entmagnetisiert. Die Probe muss zu diesem Zweck vom äußeren Erdmagnetfeld abgeschirmt werden. Alle magnetischen Komponenten mit einer Koerzitivkraft kleiner gleich der Stärke des angelegten Feldes werden aktiviert und ihre Magnetisierungen statistisch verteilt, sodass ihre Remanenz gelöscht wird.

Wiederholen dieses Zyklus und Steigerung der Amplitude führt zu einer stufenweisen Entmagnetisierung der gesamten Probe. Durch Analyse der einzelnen Magnetisierungskomponenten können Magnetisierungsereignisse getrennt und Richtungen der Magnetisierungen bestimmt werden. Bei einer *thermischen Abmagnetisierung* wird die Probe stufenweise aufgeheizt und kühlt in einem Nullfeld wieder auf Normaltemperatur ab. Eine Erhöhung der Temperatur erzeugt eine Verringerung der Koerzitivkraft und bedingt somit eine Verringerung der Relaxationszeit (SOFFEL, 1991).

Veränderungen im Mineralbestand sind ab Temperaturen von 300°C zu beachten. Oxidations-, Dehydrations- und Mineralneubildungsprozesse können zu einer Veränderung des Mineralbestandes während des Aufheizprozesses führen. Wird die Entblockungstemperatur einer Mineralphase überschritten, werden die magnetischen Momente statistisch verteilt und die Remanenz wird gelöscht. Dieser Zustand bleibt beim Abkühlen in einem Nullfeld erhalten. Thermische Entmagnetisierung ermöglicht eine Entmagnetisierung von hochkoerziven Mineralphasen (Hämatit, Goethit), deren Koerzitivkraft die Stärke des laborinternen, maximalen Wechselfeldes überschreitet und gibt Aufschluss über die Blockungstemperatur einzelner Mineralphasen.

Atomabsorptionsspektroskopie [AAS]

Zur raschen und qualitativen Elementbestimmung mit hoher Genauigkeit wird die AAS vor allem im Spurenbereich (ppm) eingesetzt. Im Allgemeinen wird die Probenlösung mittels Zerstäuber in fein verteilter Form in eine heiße Flamme gesprüht, in der das Lösungsmittel verdampft und die Moleküle zu Atomen dissoziieren. Atome, die somit in Form von „Atomdampf“ vorliegen, sind in der Lage, Strahlung ganz bestimmter, für jedes Element spezifischer, Wellenlänge zu absorbieren. Die Atome werden somit aus dem Grundzustand, durch Aufnahme der erforderlichen Energie in Form von Lichtquanten, in einen angeregten Zustand höherer Energie angehoben. Nach kurzer Verweilzeit kehren sie wieder in den Grundzustand zurück und emittieren die zuvor aufgenommene Energie. Diese Strahlung charakteristischer Wellenlänge kann von einem Spektrometer detektiert werden (WELZ, 1997)

Die Intensitätsdifferenz des Lichtes vor und nach der Durchstrahlung des in Form von „Atomdampf“ vorliegenden Probenmaterials wird gemessen und mit der Eichkurve der Standards verglichen. Je nach Element können einzelne Atome thermisch angeregt werden, bzw. ionisieren. Diesem Effekt kann man mit geeigneten Pufferlösungen entgegenwirken.

4. Methodik

Im Folgenden Kapitel werden Gelände bzw. Labormethoden und Messbedingungen und Geräte der einzelnen Methoden erläutert.

4.1. Probennahme

Das Probenmaterial wurde in 2 Phasen gewonnen (Tab.2). KE1-KE11 wurden während der ersten Kartierung im Sommer 2008 beprobt und KE20-KE28 im Frühjahr 2010. Auf Grund der lokalen Gegebenheiten und der Größe des Kartiergebiets wurde auf ein Erbohren von Kernen im Gelände verzichtet. Es wurden orientierte Handstücke von den einzelnen Lithologien entnommen (Abb.13). Die orientierten Kerne wurden im Labor aus den orientierten Handstücken mit Diamantbohrkronen erbohrt. Wenn aus gegebenen Gründen ein Bohren normal auf die Orientierungsfläche nicht möglich war, wurden die Proben anschließend im Sandbett reorientiert um die Kerne zu entnehmen. Die Zylinder wurden d auf $d=2,5\text{cm}$ und $h=2,2\text{cm}$ formatiert. Proben mit zu geringer Festigkeit wurden zuvor in Gesteinshärter getränkt.

Probe	Rechtswert	Hochwert	Lithologie
KE1	94347	5200494	Limonit
KE2	94347	5200494	Limonit
KE3	94680	5200377	Marmor
KE5	Schaubergwerk		Limonit
KE6	Schaubergwerk		Limonit
KE7	Schaubergwerk		Siderit
KE11	Schaubergwerk		Skapolith
KE20	95579	5199936	Granatglimmerschiefer
KE21	95773	5199963	Marmor
KE22	94828	5200185	Limonit
KE23	94828	5200185	Marmor
KE24	94907	5199955	Glimmerschiefer
KE25	95521	5200149	Marmor
KE26	95753	5200665	Pegmatit
KE27	96054	5200789	Granatglimmerschiefer
KE28	95295	5200633	Limonit

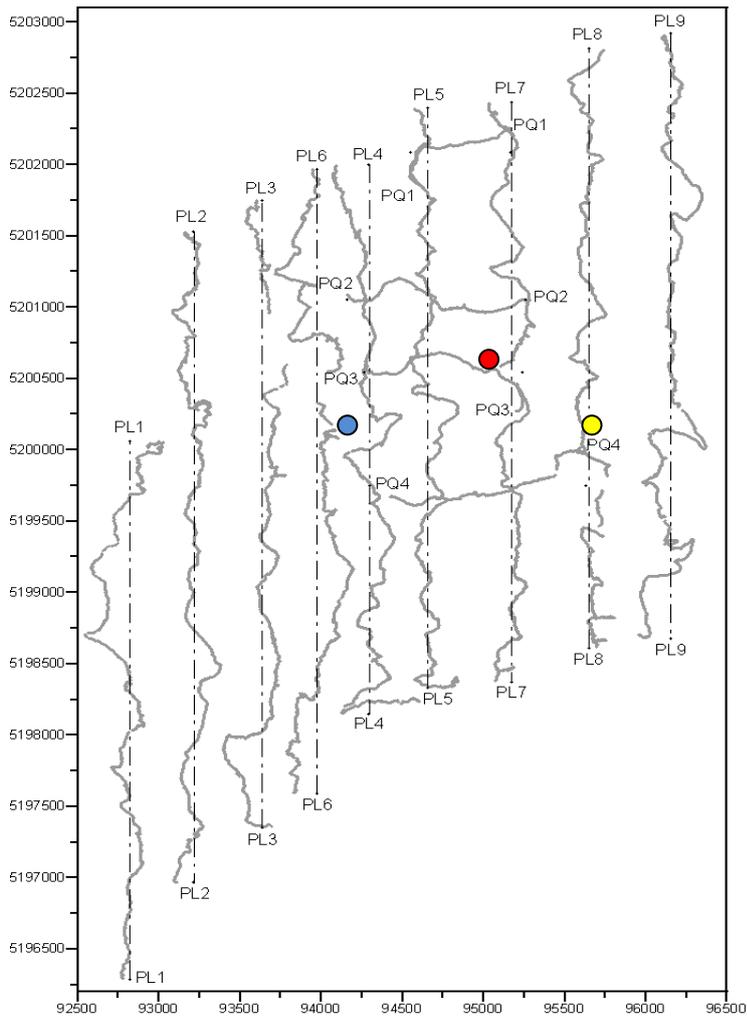
Tab. 2: Lage der einzelnen Sites (Abb.17)



Abb. 13: Probenahme und Aufbereitung; Oben: Handstück KE25 mit Kernbohrungen normal auf die Orientierungsfläche und Entnahmewerkzeug; Unten: Pulverpräparate für die Curiepunkts-Bestimmung und die AAS-Analytik

Magnetfeldmessungen und Kartierung

Die geomagnetische Kartierung des Knappenberger Erzberges erfolgte in zwei Phasen. In einer ersten Phase wurde eine Übersichtskartierung durchgeführt um mögliche Hoffnungsbereiche auszuweisen. Hierzu wurden kontinuierliche Messungen des geomagnetischen Totalfeldes mit einem GEM190H Protonenmagnetometer (Modus: Walkmag) zwischen Görtschitztal, Löllingtal und Mosinztal in einer Fläche von ca 7 x 5 km durchgeführt. Es wurden 9 Profile in N-S-Richtung zwischen Löllinggraben und Mosinz/Heft Graben mit einer Länge von ca. 7km und einem Abstand von 500m gemessen (Abb.14). Die Sensorhöhe beträgt hier ca. 1,90-2,0m (Rucksackgestell + Distanzrohr; Abb.16). Auf Grund der Ergebnisse einer vorhergegangenen Testphase des Walkmag-Modus auf der archäologischen Grabung beim Gehöft Sendlach Eisner wurden kontinuierliche Messungen mit einem Intervall von 2 Sekunden gewählt. Für die nachfolgende Detailprospektion wurde auf Grund der Ergebnisse aus der ersten Phase und auf Basis der Schnitte aus CLAR (1953) (Abb.5, 6, 7) ein Areal im Bereich des Hüttenberger Erzbergs nahe dem Römerstollen ausgewählt, da es einerseits auf Grund der Literaturstudie und der teils oberflächennahen Störkörper als günstig erschien, andererseits in einem größeren Bereich mit sehr geringen anthropogenen Störkörpern sowie Siedlungen gerechnet werden konnte. Günstig erwies sich auch die Orientierung der lithologischen Grenzen, die beinahe normal auf die Längsprofile stehen. Die Detailprospektion im Gradientenmodus wurde mit einem GEM19T Protonenmagnetometer mit 2 Sensoren in 0,5 und 2,0 Meter Höhe durchgeführt und umfasst 16 Profile mit einer Profillänge von ca. 1600m, einem Messpunktabstand von 10m und Profilabstand von 100m. Vereinzelt wurden Verdichtungsprofile gemessen und der Profilabstand auf 50m reduziert (Abb.15). Es wurde während der Messkampagne darauf geachtet nie weiter als 5-10m OW von der Profillinie abzuweichen. Zur Qualitätskontrolle wurden in beiden Messphasen Querprofile gemessen. Sofern Messfehler offensichtlich durch anthropogene Störkörper wie Häuser, Zäune, Bergbaurelikte, etc. entstanden, wurden diese bereits eliminiert und der Messwert durch lineare Extrapolation auf den nachfolgenden Wert zurückgesetzt. Eine 50 Hz Filterung für Hochspannungsleitungen wurde voreingestellt. Die tägliche Variation des Erdmagnetfeldes im Untersuchungsgebiet wurde mit einem Geometrics 856 Protonenmagnetometer als Basisstation registriert. Die Ortsbestimmung erfolgte mit einem GPS GARMIN etrexvista. Es wurde die gesamte Weglänge aufgezeichnet um die Positionsbestimmung im „walkmag“ Modus zu ermöglichen. Probleme traten in dichtem Jungwald und bei Laubbäumen auf. Koordinaten von Messpunkten, an denen keine GPS Messung möglich war, wurden durch lineare Interpolation berechnet.



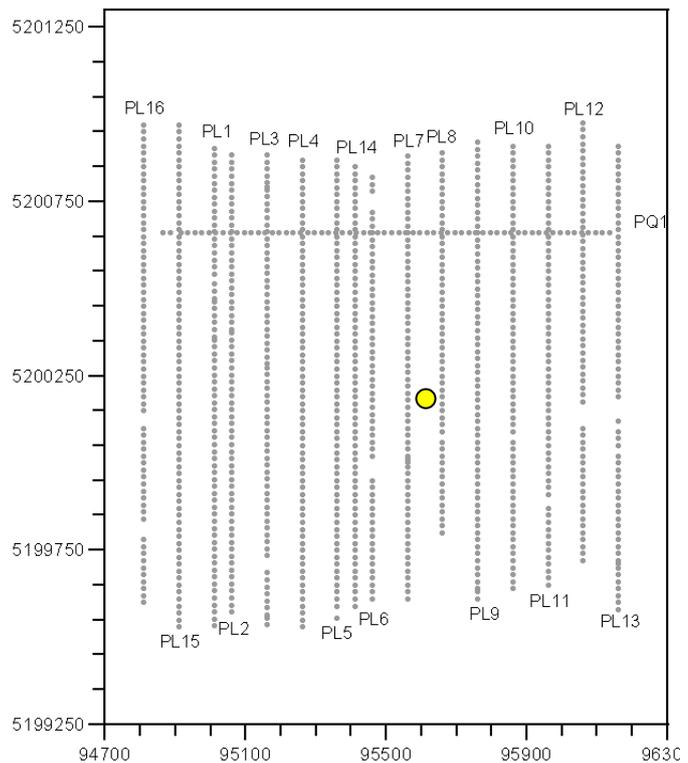
Markante Punkte und Aufschlüsse wurden mittels Wegpunkten eingemessen. Der gesamte Datensatz zu geomagnetischen Prospektion umfasst 63700 Messpunkte aus kontinuierlichen Messungen und 2400 stationäre Messpunkte aus der Detailprospektion.

Abb. 14.: Übersichtskartierung 2008; blau-Knappenberg, rot-Rudolfshöhe, gelb-Hüttenberger Erzberg

Abb. 15: Detailkartierung 2010, gelb-Hüttenberger Erzberg



Abb. 16: Walkmag Geräteaufbau



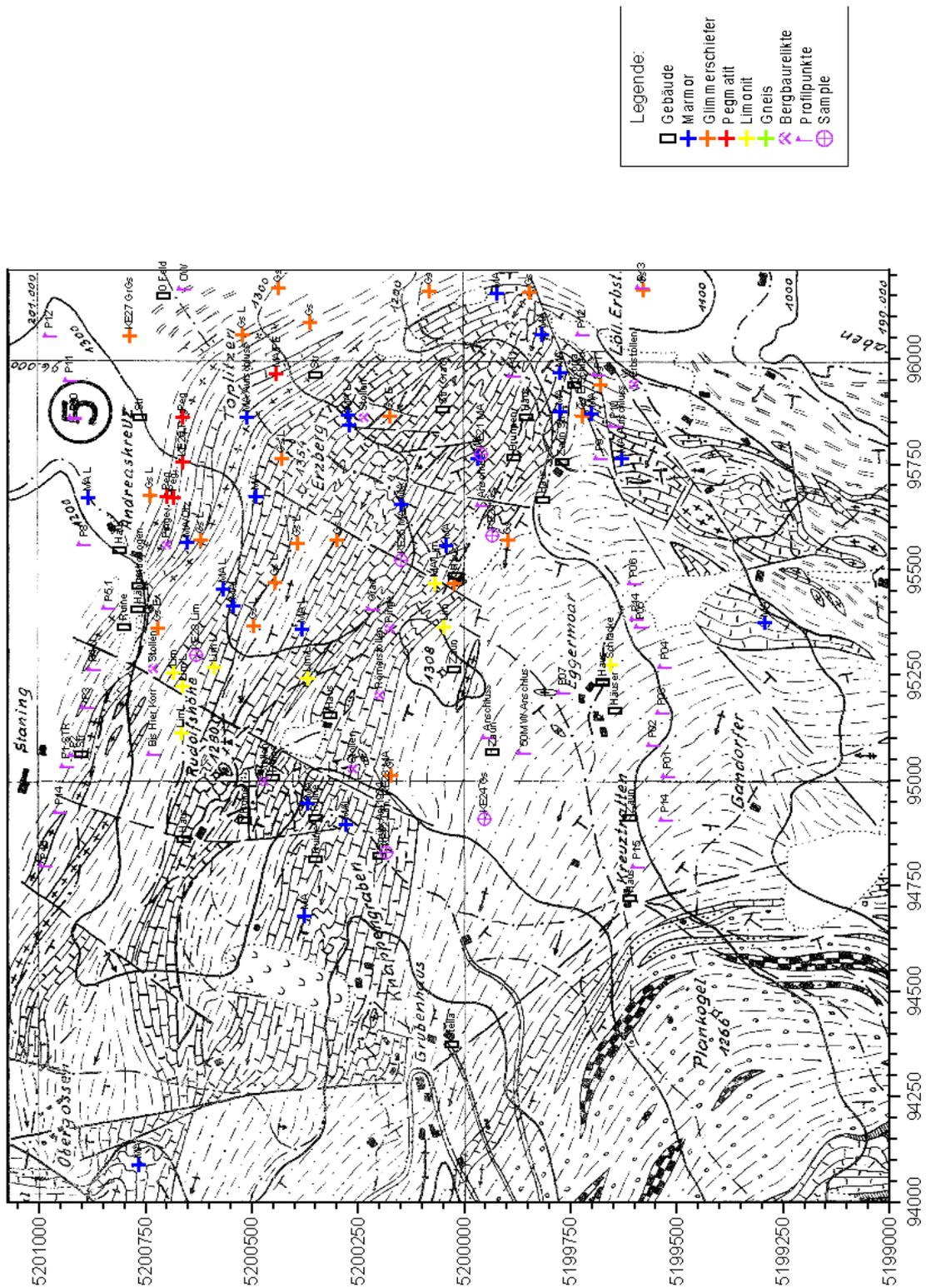


Abb. 17: Ausschnitt aus der geologischen Karte des Lagerstättenbereichs am Hüttenberger Erzberg und der Darstellung der Probennahmepunkte. Verändert nach CLAR (1953)

4.2. Labormethoden

Mikroskopie

Dünn- und Anschliffe wurden mit dem Olympus BX40 mikroskopiert. Es wurden ausschließlich Luft – Objektive verwendet.

- Olympus M Plan 5x/0,1
- Olympus M Plan 10x/0,25
- Olympus M Plan 20x/0,40
- Olympus M Plan 50x/0,75

Ferner wurden zur Dokumentation digitale Fotos der charakteristischen Mineralparagenesen gemacht und bearbeitet. Hierzu wurde die Software ImageJ und uEye verwendet und eine Nachbearbeitung in Adobe Photoshop durchgeführt.

Atomabsorbtionsspektroskopie [AAS]

Die Analysen wurden mit einem Perkin Elmer 3030 Atom Absorbtion Spektrometer durchgeführt.

Es wurden zu jedem analysierten Element drei Standards hergestellt und eine Eichkurve erstellt. Das Probenmaterial stammt aus dem Verschnitt der bei der Dünnschliffherstellung der jeweiligen Probe anfiel. Die Proben wurden zerkleinert und in einer Achatmühle 10 min gemahlen um die Analysekomgröße zu erreichen. Anschließend wurden ca. 0,2g eingewogen und mittels 10ml Flusssäure (60%) und 2ml Perchlorsäure (46%) aufgeschlossen. Die Aufschlüsse wurden nach 24 Stunden in einen Messkolben überführt und mit einer LaCs-Pufferlösung verdünnt. Es wurde eine 50-fach, und daraus eine weitere 100-fach verdünnte Lösung hergestellt. Es wurden jeweils 2 Probenserien gemessen. Je nach Gehalt in der Lösung wurde entweder eine 50-fache Verdünnung oder eine 100-fache Verdünnung gewählt.

Suszeptibilität und ihre Anisotropie [AMS]

Die Volumen-Suszeptibilitäten $[\chi]$ wurden an einer KLF-3 Minikappa im Paläomagnetik Labor Gams an Bohrkernen ($V=10\text{cm}^3$) bestimmt. Es wird ein Wechselfeld von ca. 50 A/m bei einer Frequenz von ca. 2kHz angelegt. Die Proben wurden anschließend gewogen und ihre Massensuszeptibilität bestimmt $\{\kappa [\text{cm}^3/\text{kg}] = \chi / M [\text{mg}]\}$. AMS Messungen wurden an einer Agico MFK1-Fa Kappabridge durchgeführt. Es wurden Bohrkern mit einem Volumen von 10 cm^3 in einem Feld von 200 A/m und 976 Hz bei Raumtemperatur gemessen und anschließend mit der Software Anisoft 4.2 aus dem Agico Software Package (www.agico.com) analysiert und bearbeitet.

Remanenz

Remanenzen wurden mit einem 2G SQUID (*Superconducting Quantum Interference Device*) Magnetometer, das bei Flüssigheliumtemperatur arbeitet, gemessen. Messungen von magnetischen Momenten sind mit einer Genauigkeit von bis zu 10^{-10} Am² möglich. Detaillierte Informationen über Funktionsweise eines Cryogenmagnetometers gibt COLLINSON (1983).

Isothermale Remanente Magnetisierung [IRM]

IRM wurde an Kernproben gemessen und erfolgte stets im Anschluss an eine Wechselfeldabmagnetisierung. Die IRM wurde mit einem 2G Pulse Magnetizer in mehreren Schritten zwischen 0 und 2,5T, bzw. im „backfield“ schrittweise von -10 bis -300mT aufgebracht. Die Messung der Remanenz erfolgte in drei normal aufeinander stehenden Raumrichtungen. Die Daten wurden mittels IRM-CLG 1.0 nach KRUIVER et. al. (2001) ausgewertet und analysiert.

Wechselfeld- und thermische Abmagnetisierung [AF]

Es wurden Bohrkern zur Wechselfeldabmagnetisierung der Proben KE1, 2, 3, 4, 5, 20, 22, 23, 25, 26 und 27 und zur thermischen Reinigung der Proben KE1, 2, 3, 4, 5 herangezogen. Die Abmagnetisierung der Proben im Wechselfeld erfolgte in mehreren Schritten von 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 25, 30, 35, 40, 45, 50mT und die thermische Reinigung schrittweise bei 70, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450°C. Die Daten konnten dann mit der Software Remasoft 3.0 aus dem Agico Software Package (www.agico.com) bearbeitet und analysiert werden.

Curie-Punkt

Curie Temperaturen wurden an der AGICO MFK1-FA Kappabridge mit einer CS4/CSL – Einheit durchgeführt. Die Messungen wurden in einem Temperaturbereich von -192°C bis +700°C (HT:~12°/min; LT ~3°/min) bei einem Feld von 200 und 400 Am⁻¹ und einer Frequenz von 976 Hz unter Argon durchgeführt. Auf die Temperatur von -192 °C wurde mit flüssigem Stickstoff abgekühlt. Anhand der Ergebnisse der Probe KE2 wurden die Messintervalle eingestellt. Es wurde je Probe bis 200°C, 500°C und 700°C gemessen. PETROVSKY et. al. (2006) gibt eine Übersicht über bisherige methodische Ansätze und zeigt deren Stärken und Schwächen auf. Zur Bestimmung der Curie Temperatur wird in dieser Arbeit nach Möglichkeit die Methode der inversen Suszeptibilität gewählt. In Einzelfällen, vor allem bei Mineralumwandlungen und Neubildungen musste aber auf die Tangentenmethode zurückgegriffen werden.

Die Tangentenmethode liefert teilweise zu hohe Werte für T_C , da sie durch die Geradenanpassung an den Bereich stärkster Steigung, bei unscharfen thermomagnetischen Kurven mit weiten Maximalbereichen der Suszeptibilität in bereits paramagnetisch dominierte Temperaturbereiche weist. Tritt hingegen ein scharfer Hopkinson Peak gefolgt von einem rapiden Abfall der Suszeptibilität auf, liefern beide Methoden annähernd idente Werte. Bei den hier bearbeiteten Proben liefert die Methode der inversen Suszeptibilität tendenziell eine T_{Cmin} und die Tangentenmethode eine T_{Cmax} , wobei dieser Beobachtung nicht näher nachgegangen wurde. Ohne Oxidationsprozesse ist eine Curie-Kurve völlig reversibel, wenn die magnetischen Komponenten ihre Magnetisierung nach Abkühlung unter ihre T_C wieder erhalten (THOMPSON & OLDFIELD, 1986).

Die Daten wurden im Programm Cureval aus dem Agico Software Package (www.agico.com) korrigiert und analysiert.

Die Autoren MORRISH (2001), DUNLOP & ÖZDEMİR (1997), BUTTLER (1992), TAUXE (1998), MORRIS (2003) geben einen detaillierten Einblick in die theoretischen Grundlagen der Geo- und Paläomagnetik.

5. Ergebnisse zur Petrologie und magnetischen Mineralbestimmung

5.1. Mineralogie und Petrologie

Die hier bearbeiteten Proben stellen eine Auswahl der im September 2008 zur petrophysikalischen Untersuchung gewonnenen Proben und der während der Kartierung im Juni 2008 aufgesammelten Handstücke dar. Es handelt sich im Allgemeinen um limonitische Eisenerze aus unterschiedlichen Teufen des Hüttenberger Erzbergs. Lediglich KE11 ist eine Probe aus dem Nebengestein. Zur petrographischen Beschreibung wurden jeweils ein Dünnschliff und ein Anschliff pro Probe aus ein und demselben Stück hergestellt.



Abb. 18: links: Beprobung KE5; rechts: verschlammtes Erz (Hoffnungsstollen)

Im Handstück sieht man deutlich den unterschiedlichen Grad der Verschlämmung und Verwitterung des Materials aus dem Tagebau (KE1, KE2) und aus dem Hoffnungsstollen (KE5, KE6, KE7). Die untertägig beprobten Limonite zeigen eine rotschwarze, schlierenartige Alteration, die auf den Kontakt mit eindringenden meteorischen Wässern zurückzuführen ist (Abb.18). Diese Limonite an der Untergrenze der Oxidationszone sind als mürb, aufgelockert und stark verwittert zu beschreiben. Man kann kaum noch Minerale im Handstück erkennen, sowohl die Beprobung, als auch die Gewinnung der für die Petrophysik nötigen Bohrkern und die Herstellung der Dünnschliffe und Anschliffe stellten sich als, je nach Verwitterungsgrad, relativ schwierig heraus. Die Probe KE 5 musste mit Gesteinshärter behandelt werden.

Die Handstücke aus dem Fuchstagebau zeigen hingegen die für das Hüttenberger Erz typischen Drusen und Löcher (Abb.19), die als charakteristisches Gefügemerkmal für die metasomatische Genese gelten. Diese graubraunen Erze zeigen deutlich weniger Verwitterung, jedoch einen sehr hohen Anteil an silikatischem Material, wie auch die Dünnschliffe bestätigten.



Abb. 19: Druse in Limonit (Fuchstagebau); rechts: Aufschluss KE22 im Tagebau neben der ehemaligen Spülversatzanlage (Kontakt von Limonit und Marmor)

Probe KE1 und KE2

Die Probe KE1 stammt aus der untersten Etage im NW des Fuchstagebaus aus dem Hangenden der Oxidationszone (Abb.19 links). Im Durchlicht zeigt sich eine Grundmasse aus rötlich durchleuchtendem Limonit. Quarze treten hier sowohl undulös auslöschend, subhedral bis euhedral, als auch gerade auslöschend und anhedral auf. Glimmer, sowie vereinzelte opake Phasen sind als Nebengemengteile zu erwähnen. Die Glimmer sind als Muskovite, bzw. Phlogopite anzusprechen. Sie zeigen keine Einregelung und liegen unorientiert eingebettet in der Grundmasse. Auffällig ist insgesamt der relativ hohe silikatische Anteil des Gesteins. Im Auflicht zeigt sich wiederum, dass neben Quarz, Limonit das Hauptgemengteil in diesem Schliff bildet. Limonit tritt in kristalliner Form als Lepidokrokit auf. Als Nebengemengteile sind Graphit, Markasit und Hämatit zu erwähnen. Der Hämatit zeigt eine Pseudomorphose nach Limonit oder Pyrit. Die Probe KE2 stammt aus der dritten Etage im N des Fuchstagebaus. Im Durchlicht zeigte sich, wie bei KE1, der hohe silikatische Anteil (Quarze, serizitisierte Feldspäte, Glimmer), Karbonate und Fe-Hydroxidsäume an Klüften und Kornkontakten zu den Karbonaten. Auffällig sind die bis zu 500-1000µm großen Muskovite, die kaum Deformationserscheinungen und Einregelung zeigen. Neben den größeren Muskoviten treten vereinzelt Pseudomorphosen von ehemaligen Feldspäten, wahrscheinlich Plagioklasen, nach Serizit und Muskovit auf (Abb.20).

Diese bilden eine feinkörnige Matrix und zeigen bei gekreuzten Polarisatoren starke Anisotropie mit schwarzblauen bis charakteristisch bunten Interferenzfarben. Einerseits konnten im Dünnschliff teilweise deutlich verzwilligte Kalzite mit hohen Interferenzfarben identifiziert werden, andererseits treten nierig- traubige Verwachsungen von Karbonaten mit dem Limonit auf (Abb.20-*symplektitisches Gefüge*). Die Körner löschen einheitlich aus. Ebenso ist Karbonat entlang von Korngrenzen, Spalten und Rissen zu finden. Die Grundmasse stellte im Anschliff eine Pseudomorphose von Limonit nach Karbonat, eventuell nach Siderit, dar. Als Nebengemengteile sind in KE2 Markasit und Graphit zu erwähnen. Hämatit tritt in KE2, wie bei KE1, als Pseudomorphose auf.

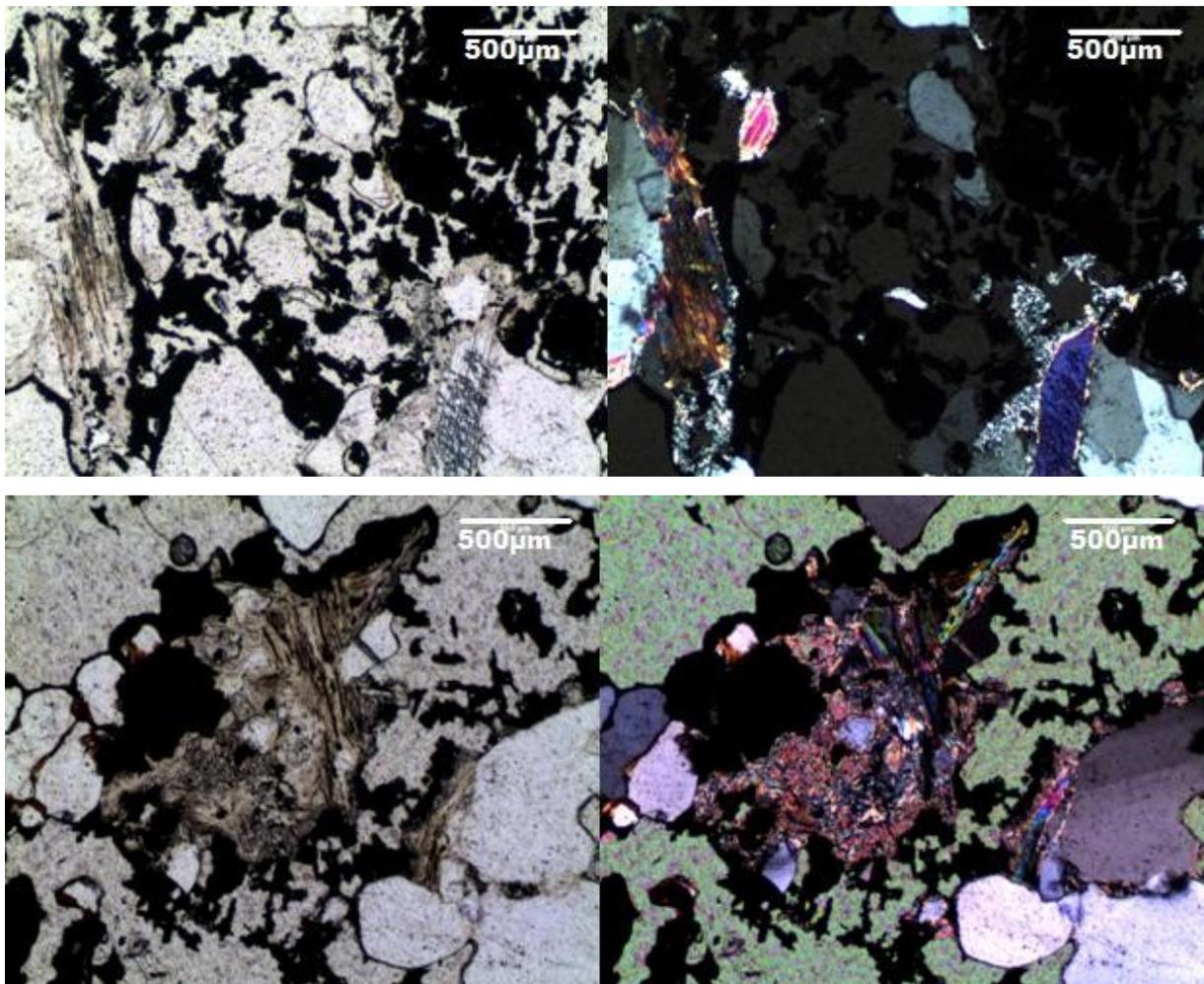


Abb. 20: unten: Karbonate, Serizit, Limonitisierung; symplektitisches Gefüge (5x; rechts +N); oben: Limonitisierung, Qtz, Glimmer, Serizit (5x; rechts +N)

Probe KE5 und KE6

Im unmittelbaren Bereich des neuen Fluchtstollens, hinter dem Schutzraum treten im Marmor liegende, durch Verschlammung stark alterierte und mürb verwitterte limonitische Erze der Oxidationszone auf (Ca. 300m unter GOK). Laut Bergmann treten hier Gehalte von bis zu 55% Fe und 1,6% Mn auf. Im Dünnschliff konnten auf Grund des hohen Verwitterungsgrades dieser Probe und der damit verbundenen, beinahe vollständigen Umwandlung in Limonit kaum Minerale und Gefüge identifiziert werden. Es zeigt sich lediglich eine rotschwarz durchscheinende Grundmasse in der vereinzelt reliktsiche Quarze, Glimmer und umgewandelte, serizitisierte Feldspäte schwimmen. Die Quarze sind häufig idiomorph und löschen schief aus. Im Auflicht sind Karbonate und Graphit neben groben Glimmern und Quarzen zu erkennen, die deutlich angewitterte Säume aufweisen. Es ist eine Pseudomorphose von Pyrit zu Limonit, bzw. Hämatit erkennbar (Abb.21). Titanit ist häufig mit Glimmern verwachsen. Markasit ist als akzessorisches Nebengemengteil zu erwähnen.

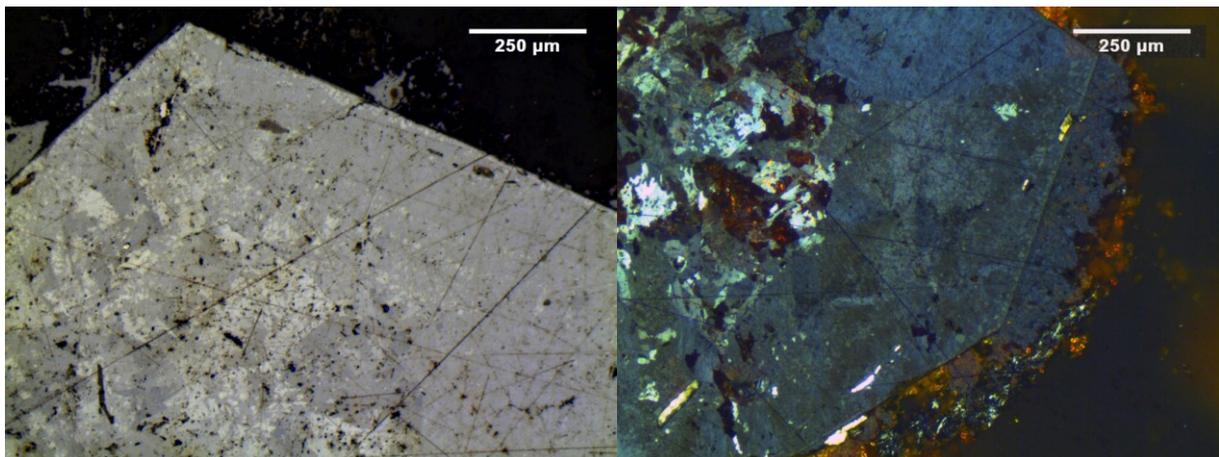


Abb. 21: Pseudomorphose von Magnetit und Lepidokrokit, möglicherweise auch Hämatit nach Pyrit (10x, rechts +N)

Die Probe KE6 stammt ebenfalls aus dem Nahbereich des Fluchtstollens und zeigt genauso die Grundmasse aus rötlichgrauem, durchscheinendem Limonit (*Pseudomorphose nach Eisenkarbonat*). Bei gekreuzten Polarisatoren sind die Verwachsungen des Limonits im Auflicht gut ersichtlich (Abb.22). Im Vergleich zu KE5 ist dieser Schliff grobkörniger wobei ein relikartiges Primärgefüge erkennbar ist. Die Nebengemengteile treten in den Hintergrund. Vereinzelt kann man akzessorische winzige, max. 50µm große, idiomorphe Quarze beobachten.

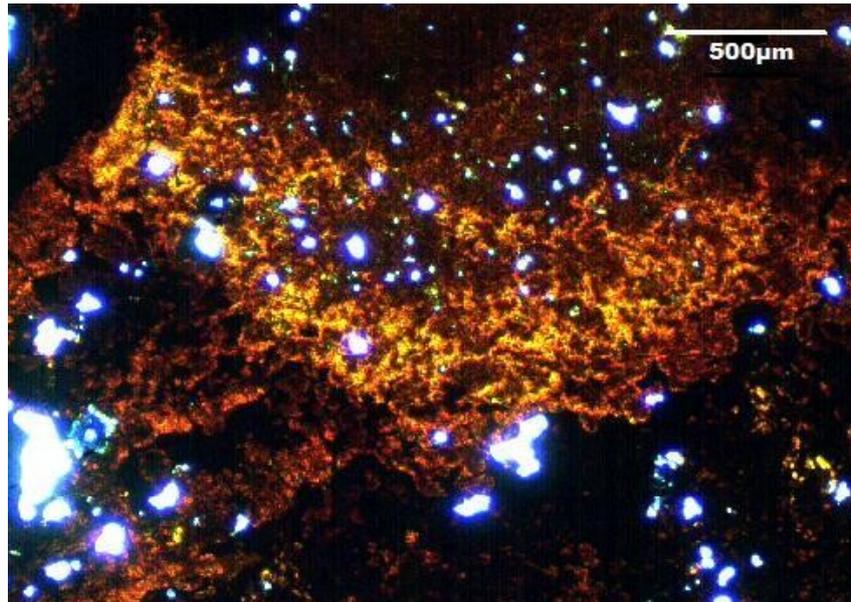


Abb. 22: Limonitische Grundmasse bei +N. Die leuchtenden Anteile sind silikatische Bestandteile, bei zu hoher Belichtung. (5x)

Im Auflicht ist eine grünlich reflektierende Grundmasse aus Limonit zu erkennen, in der reliktsiche Körner, großteils Quarze, schwimmen. Nebengemengteile sind Markasit und Graphit, die hier allerdings in den Hintergrund treten. Das primäre Gefüge des Siderits ist noch deutlich zu erkennen (Abb.23). Sowohl die typische Kristallform, als auch die rhomboedrische Spaltbarkeit ist nachwievor erkennbar. Auch die, für die sekundären Erze typischen nierig-traubigen Verwachsungen von Hämatit und Limonit (Glaskopf) konnten in diesem Schliff identifiziert werden. Auch Prochaska (2008) beschrieb solche Gefügemerkmale bei römischen Erzen aus der Grabung Sendlach/Eisner. Auf Grund des Gefüges und der im Anschliff zu erkennenden Wachstumsform der ehemaligen Karbonate könnte es sich hierbei um eine Kluftmineralisation handeln. Zumindest kristallisierten die umgewandelten Siderite in drusigen Höhlräumen aus.

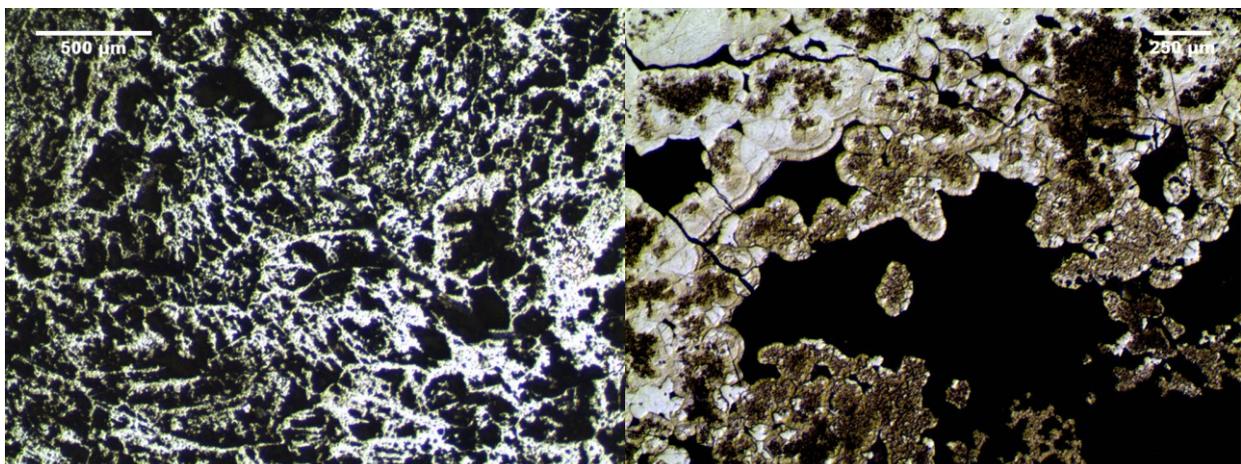


Abb. 23: links: Pseudomorphose von Limonit nach Siderit (5x); rechts: Glaskopf (10x)

Probe KE7

Die Probe stellt vermutlich den Übergang von Siderit zu Limonit dar und wurde aus dem Schaubergwerk entnommen. Die Grundmasse zeigt im Durchlicht deutlichen Pleochroismus von leicht- bis dunkelbräunlich, löscht undulös aus und weist niedrige Interferenzfarben auf. Der hier noch in seinem ursprünglichen, primären Gefüge auftretende Siderit (Sideroplesit) zeigt seine typischen fächerförmigen Aggregate und die rhomboedrische Spaltbarkeit (Abb.24). Daneben sind deutlich erkennbare Hellglimmer mit bunten Interferenzfarben, Pleochroismus und fehlender Eigenfarbe. Quarz tritt teilweise idiomorph, als sechseckiges Korn, auf. Akzessorisch enthalten sind serizitisierter Feldspat und opake Mineralphasen neben vereinzelt Apatikörnern. Im Anschliff sind gelb reflektierende Pyritkristalle und bräunlich erscheinender Graphit, Titanphasen und Glimmer, in einer Grundmasse bestehend aus Quarz, Siderit und Limonit zu erkennen.

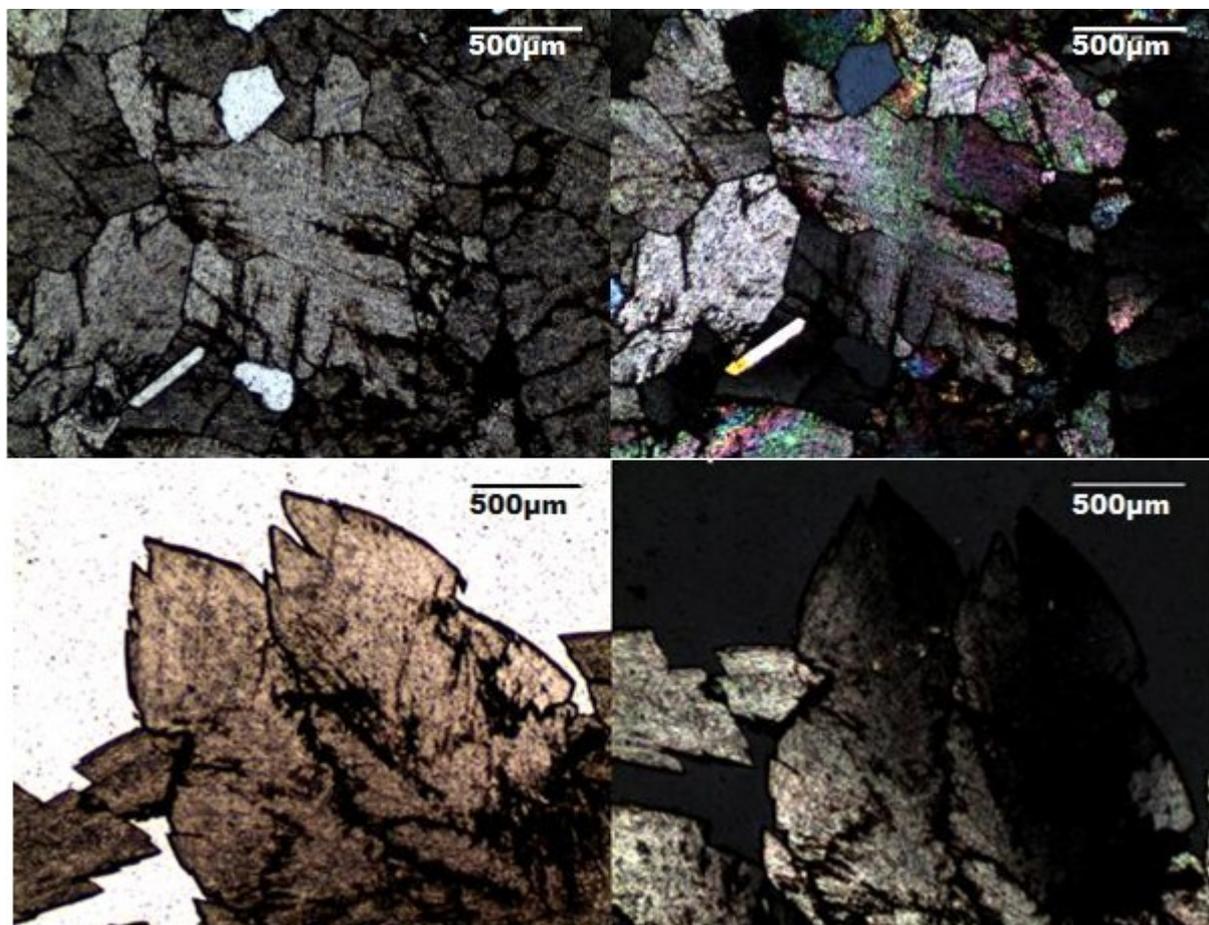


Abb. 24: Primärgefüge des Siderits (5x, rechts +N)

Probe KE11

Diese Probe wurde im Bereich des Schaubergwerks entnommen. Soweit dies im Aufschluss erkennbar war, lag der Skapolith annähernd schieferungsparallel an der Grenze der Oxidationszone im Marmor.

Diese relativ seltenen Gesteine treten im Bereich der Kor- und Saualpe an mehreren Lokalitäten auf und wurden sowohl von Meixner (1953), als auch von Raith et. al. (1994) und Raith (1998) in diesem Gebiet beschrieben. Im Bereich Löllinggraben (Steinbruch nahe Schlosserwirt) tritt Skapolith als Kluftmineralisation in einer kalksilikatischen Paragenese und am Kontakt mit Silikatmarmoren auf. In einer Probe aus dem Landesmuseum Kärnten, aus der ehemaligen Werksammlung am Hüttenberger Erzberg, tritt Skapolith als spätes Kristallisationsprodukt in der Katazone zwischen einem Calcitmarmor und einem phlogopitreichen Kalksilikatmarmor auf. Im Bereich des Gossner Reviere fanden sich Skapolithe in Paragenese mit Quarz, Pyrit und Rutil (Raith, 1998).

Die Mineralparagenese dieses Skapolithfels deckt sich weitgehend mit den in der Literatur zu findenden Beschreibungen. Es zeigt sich ein poikiloblastisches Gefüge, wobei große, ineinander verwachsene Skapolithkörner Zoisite/Klinozoisite einschließen (Abb.25). Die Skapolithe bilden rundliche Korngrenzen zueinander aus, zeigen eine deutliche Spaltbarkeit in zwei Richtungen und können durch ihren einachsigen negativen Charakter identifiziert werden. Zoisit und Klinozoisit bilden subhedrale Körner mit scharfen Kontakten zu den Skapolithen. Gut erkennbar sind das für die Epidot-Gruppe charakteristische sehr hohe Relief und die dunkelblaue Interferenzfarbe. Auf Grund der Ausbildung und Häufigkeit der Einschlüsse kann auf eine Genese der Zoisite/Klinozoisite kurz vor der Kristallisation der Skapolithe geschlossen werden. Auch in diesem Schliff zeigen sich mehrere Karbonatgenerationen (Abb.25). Einerseits bilden sie euhedrale – subhedrale Körner, die eingeschlossen und verwachsen mit dem Skapolith auftreten, aus, andererseits verwachsen sie häufig mit den Pyriten. Die Karbonate bilden dabei eine Art Kluft oder Zwickelfüllung und kristallisieren in den Spalten und Rissen (Abb.25) zwischen und in den großen Pyriten aus. Teilweise werden diese reliktschen Pyrite auch völlig von Karbonatsäumen umschlossen. Weiters tritt Pyrit häufig vergesellschaftet mit Rutil auf.

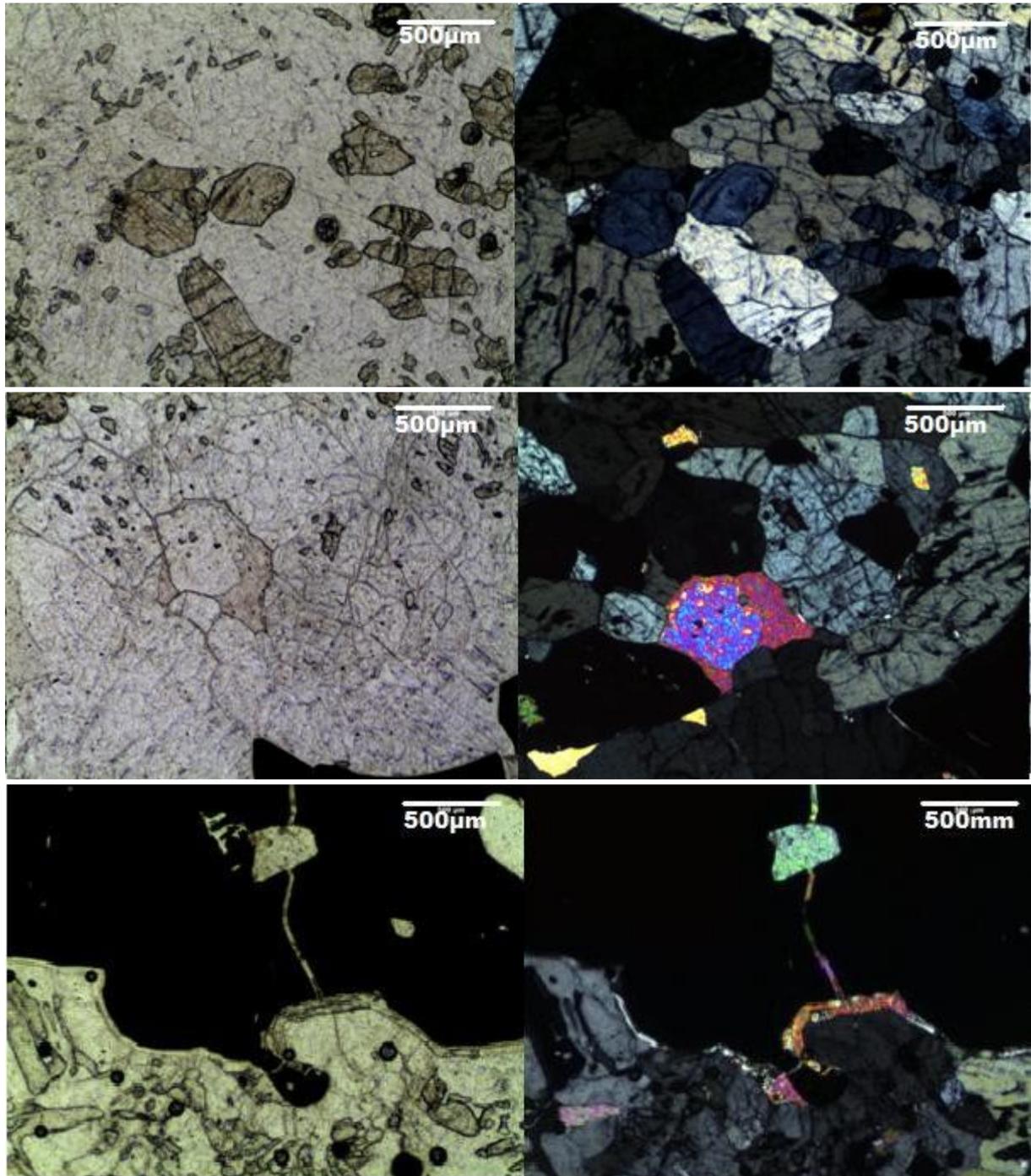


Abb. 25: oben: Skapolit Grundmasse verwachsen mit Klinozoisit (5x; rechts +N); mitte: Karbonat in zwei Generationen verwachsen mit Skapolith und Klinozoisit (5x; rechts +N); unteren2: Karbonat als Kluffüllung in großem Pyritkorn , mit Skapolith und Klinozoisit (5x, rechts +N)

Neben der petrographischen Beschreibung an Dünn- und Anschliffen wurde auch eine AAS-Spektroskopie durchgeführt um den Gehalt an Eisen und Mangan der Erze zu bestimmen (Tab.2). Die Proben KE5, 6, 7 zeigen die mit Abstand höchsten Eisengehalte (44% – 69% FeO). Diese Proben stammen ausschließlich aus dem Bergbau selbst. Die Analysen der Erze des Fuchstagebaus spiegeln mit ihren 12-31% FeO die Mineralvergesellschaftung der Dünnschliffbilder wieder. Silikat- und die Karbonatphasen der Nichteisenminerale sind der Grund für die Abweichung von 100% bei der AAS -Analytik.

Oxide	KE1	KE2	KE5	KE6	KE7	KE11
FeO	12,70242561	31,39635910	44,46771084	69,03258096	50,24238048	5,41107283
MnO	1,04951238	2,93057357	8,49513253	5,59462709	4,63314243	0,07263509
CaO	0,03648512	0,86373117	0,67997976	0,10982826	0,23945219	14,60541339
MgO	0,07134559	0,19091347	0,00559952	0,20302527	2,63600598	0,69886811
Σ	13,85976869	35,38157731	53,64842265	74,94006158	57,75098108	20,78798942

Tab. 3: Ergebnisse der AAS- Analytik, Angaben in Gew%

Zusätzlich wurden Glühverluste (Tab.4) bestimmt um den Anteil des Kohlenstoffanteils abschätzen zu können, da dieser erheblichen Einfluss auf die Ergebnisse der Curiepunktbestimmungen haben kann.

Tiegel Nr.	Glühverlust [%]
KE1	2,98
KE2	8,19
KE5	29,71
KE6	12,95
KE7	31,53
KE11	5,38

Tab. 4: Darstellung der Ergebnisse der Glühverlust-Bestimmung

Die größeren Glühverluste, die bei den Proben KE5, 6, 7 auftreten, zeigen deutlich den erhöhten Organischen Anteil der Proben. Im Auflicht konnte vor allem in den Proben mit den erhöhten Glühverlusten gehäuft Graphit beschrieben werden.

5.2. Magnetische Mineralbestimmung und Remanenzverhalten

Volums- und Massenssuszeptibilitäten der einzelnen Proben wurden an Kernproben bestimmt (Tab.6). Für das gesamte Untersuchungsgebiet liegen eine Suszeptibilitätskarte und detaillierte Untersuchungen der Suszeptibilitäten von Bodenproben vor (Lafner, 2009). AMS Messungen an den Limoniten zeigen ein isotropes magnetisches Gefüge. Die Kernproben wurden sowohl thermisch, als auch im Wechselfeld abmagnetisiert, um einen Überblick über Richtung und Stärke der remanenten Magnetisierung im Kartiergebiet zu erhalten. Diese Ergebnisse der thermischen Reinigung und der Wechselfeldabmagnetisierungen zeigen keine signifikanten NRM-Hauptrichtungen, die für das gesamte Untersuchungsgebiet Gültigkeit hat. Vielmehr zeigt sich ein variables Bild unterschiedlicher, teils stark rotierter Paläorichtungen. Die Verteilung der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) wird in Abb.26 dargestellt. Deutlich erkennbar sind die unterschiedlichen, einerseits positiven, andererseits negativen Inklinationen der Magnetisierung mit den teils antiparallelen Richtungen. Ein Beispiel für die Abmagnetisierung zeigt Abb.27. Die Ergebnisse sind in Tabelle 5 und Tabelle 6 zusammengefasst. Zur Analyse der thermischen- und Wechselfeldabmagnetisierung wurden Komponenten ähnlichen Verhaltens zusammengefasst. Da die Charakterisierung der Limonite im Vordergrund der Untersuchungen stand, wurden sie als eine Komponente C1 gruppiert. Die restlichen Trägerminerale bilden die zweite Komponente C2.

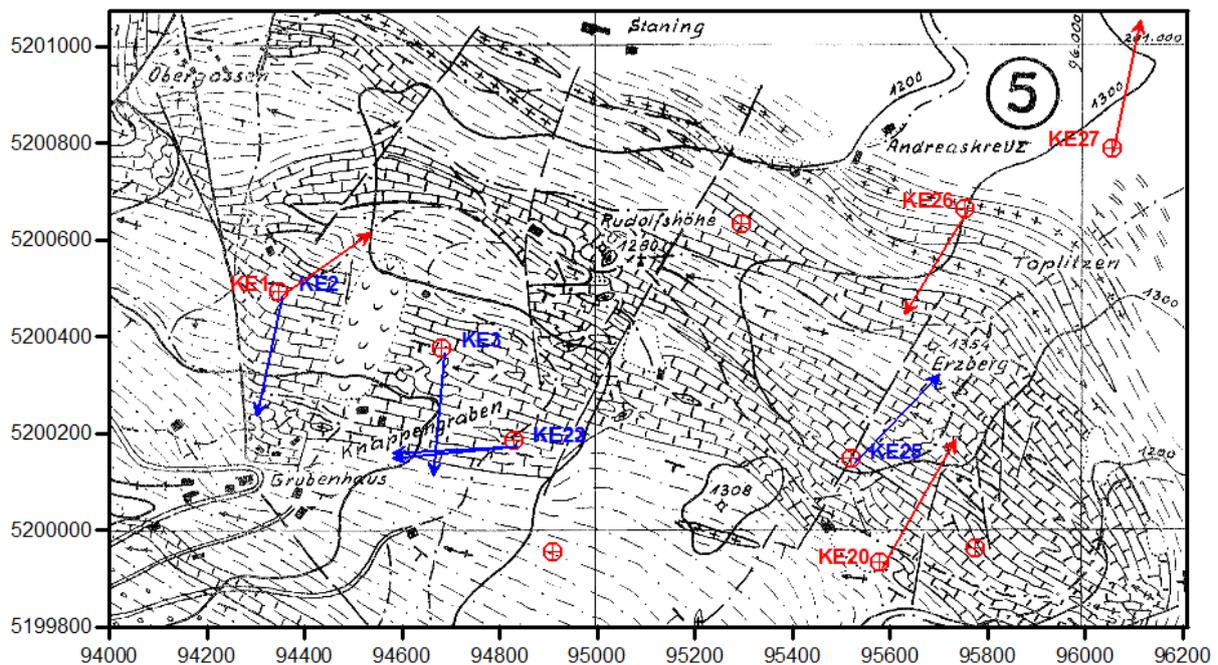


Abb. 26: Natürliche remanente Magnetisierung ausgewählter Proben rund um den Hüttenberger Erzberg. Die Kreuze zeigen die einzelnen Probenahmepunkte. Blaue Pfeile stellen inverse, rote normale Polaritäten dar.

Die *Wechselfeldabmagnetisierung* der limonitischen Proben konnte auf Grund ihrer hohen Koerzitivkraft nicht durchgeführt werden (Abb.27-links unten). In den Marmoren KE3, KE23 und KE25 war weder eine Trennung in magnetische Komponenten möglich, noch eine paläomagnetische Richtung bestimmbar. Die Glimmerschiefer KE27 und KE20 zeigen eine steile N-Richtung. Im Unterschied zu den Limoniten konnte hier die Abmagnetisierung erfolgreich durchgeführt werden.

Die *thermische Reinigung* der Limonite zeigt ein ähnliches Bild. Ein Abfall der NRM auf 50% M/Mmax im Temperaturbereich von 100-120°C bestätigt die Identifikation der hochkoerzitiven Phase als Goethit/Lepidokrokit. Die Restmagnetisierung steckt in Phasen mit höheren Blockungstemperaturen, wobei der Anteil der hochkoerzitiven, niedertemperierten Phase abhängig vom Grad der Verwitterung ist. Die Probe KE5, aus dem Liegenden der Oxidationszone, konnte bei 80° bereits auf 35% und bei 450° auf 20% M/Mmax abmagnetisiert werden, während KE1 und KE2 maximal auf 50% abmagnetisiert werden konnten. Für die geomagnetische Kartierung relevant ist der Einfluss der Remanenzstärke und Richtung auf das Messsignal. Die Natürliche Remanente Magnetisierung zeigt jedoch in allen Proben keine signifikante Intensität und kann auf Grund der errechneten Königsberger Faktoren [$Q=M_R/\chi*H$ (Soffel, 1992)] ausgeschlossen werden. Das Verhältnis von remanenter zu induzierter Magnetisierung ist in jeder Probe kleiner eins (Tab.6)

Isothermale remanente Magnetisierungen wurden zur Charakterisierung der magnetischen Trägerminerale herangezogen. In Abb. 28, 29 und 30 und Tabelle 5 sind die Ergebnisse der IRM und der daraus resultierenden Komponentenanalyse, die Mithilfe der von Kruiver (2001) beschriebenen Methode der „Cummulativen Logarithmischen Gausschen Analyse“ (CLG) durchgeführt wurde, dargestellt. KE1 und KE5 zeigen hohe Koerzitivkräfte und einen für Limonit charakteristischen Kurvenverlauf, mit flach steigenden Erwerbsskurven und stetiger Steigung bei Feldern größer 2T. In den Proben KE2 und KE22, ebenfalls Limonite, treten im Unterschied zu KE1 und KE5 in der IRM-Analyse jedoch Minerale niedrigerer Koerzitivität als Träger der Remanenz in den Vordergrund. Mit einer Koerzitivkraft von 218mT (KE1) und 160mT (KE22) deutet die Erwerbsskurve auf Hämatit hin. Die Komponentenanalyse der Limonite zeigte, dass jeweils zwei magnetisch wirksame Mineralphasen, eine hoch- und eine niedriger koerzitive, in den Proben KE1 und KE22 vorkommen. In den Proben KE1 und KE5 treten zwei Phasen von Limonit mit unterschiedlicher Koerzitivität auf.

Die Nebengesteine der Hüttenberger Serie, die für das Messgebiet auf Marmore, Pegmatite und Glimmerschiefer unterschiedlicher Ausbildung beschränkt werden können, unterscheiden sich von den Limoniten. Es wurden zwei, maximal drei Komponenten in der CLG Analyse unterschieden, wobei es sich jeweils um ein Zusammenspiel von Hämatit und Magnetit handelt, in der die beiden Minerale in unterschiedlicher Dominanz auftreten. Eine untergeordnete limonitische Verwitterungskomponente kann sich als dritte, jedoch sehr schwache Komponente einschalten.

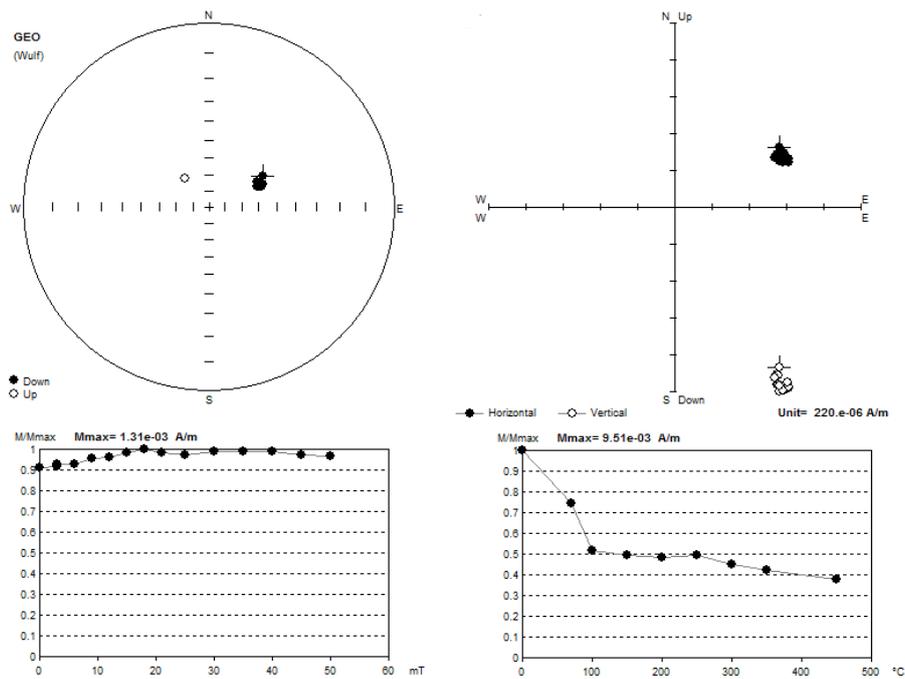


Abb. 27: Beispiel einer thermischen und Wechselfeldabmagnetisierung von Limoniten vom Hüttenberger Erzberg (KE1). Links oben – Lagekugelprojektion, rechts oben – Zijdervelddiagramm (volle Kreise – horizontal Projektion; Ringe: vertikal Projektion), links unten - Wechselfeldabmagnetisierung einer hochkoerzitiven Phase, rechts unten – thermische Abmagnetisierung des Eisenhydroxids. Die AF-Abmagnetisierung der hochkoerzitiven Phase war nicht durchführbar. Entsprechend der Blockungstemperatur von 120°C konnte die Phase als Goethit bestimmt werden.

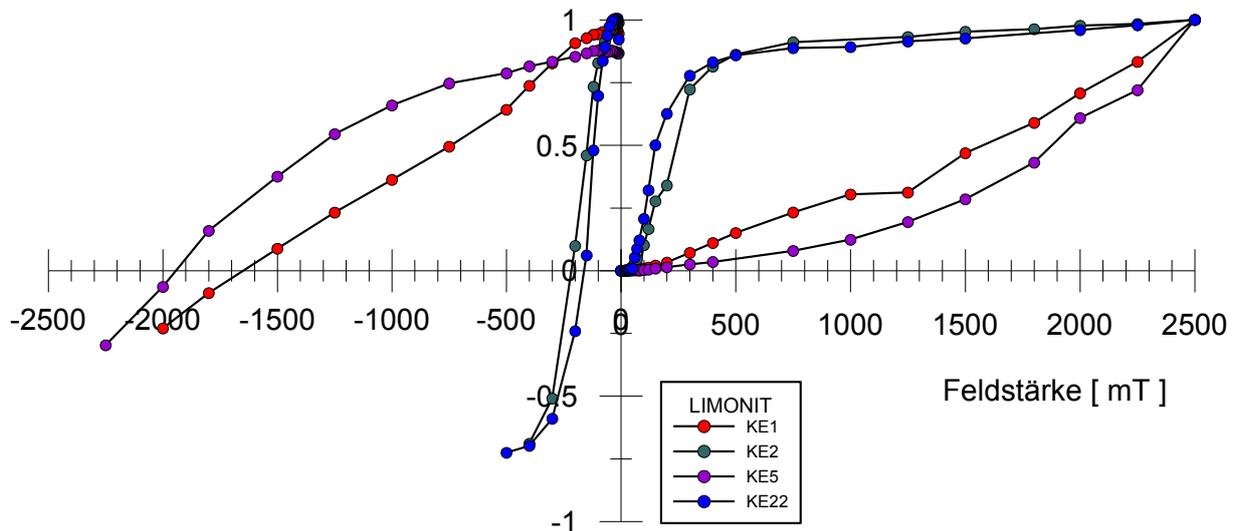


Abb. 28: Ergebnisse der IRM an Limoniten des Hüttenberger Erzbergs, mit den typischen Verläufen für hochkoerzitive Goethite, die bei Feldern über 2T noch keine Sättigung zeigen (KE1,KE5). In manchen limonitischen Erzen treten Phasen geringerer Koerzitivität als dominante Komponente neben Goethit auf (KE2, KE22)

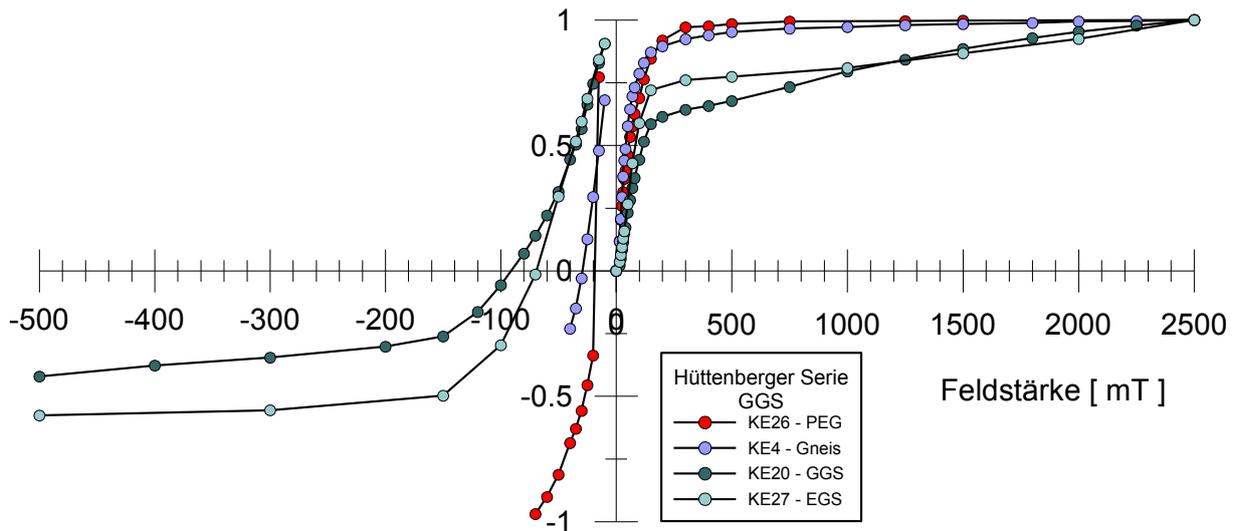


Abb. 29: Glimmerschiefer und Pegmatite treten als Nebengesteine der limonitischen Erze im gesamten Kartiergebiet auf und umhüllen die erzführenden Marmore der Hüttenberger Serie. Sie zeigen in der IRM - Analyse insgesamt ein sehr konsistentes Bild. Es treten vorwiegend zwei, maximal drei Komponenten auf, die Remanenzen tragen können. Magnetit und Hämatit treten hier in den Vordergrund. KE20 und KE27 stellen eine Mischung der beiden niederkoerzitiven Phasen dar.

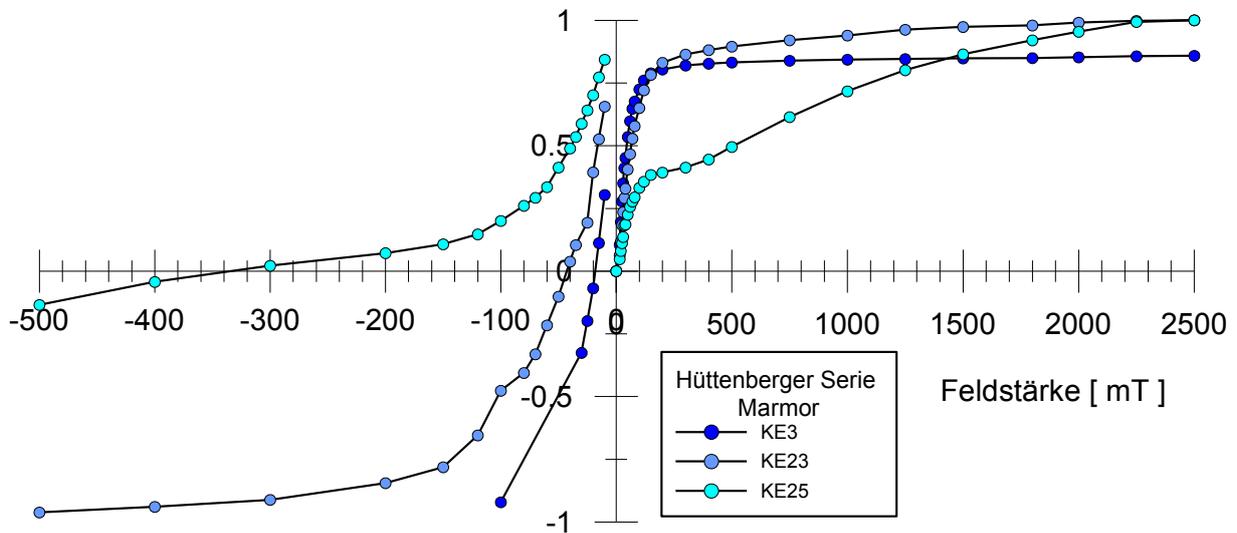


Abb. 30: Der Hüttenberger Marmorzug zeigt in der IRM Analytik ein sehr einheitliches Bild. Es treten dominant Magnetit und auch Hämatit als Träger der Remanenz auf. Untergeordnet kann, wie auch in den Glimmerschiefern schon beobachtet eine hochkoerzitive Eisenhydroxidphase als dritte magnetische Komponente auftreten. Diese Phasen stellen ein Verwitterungsprodukt dar. Der unterschiedliche Kurvenverlauf der Proben KE3 und KE23 ist auf unterschiedliche Goethitgehalte zurückzuführen. KE25 stellt eine Mischung aus Magnetit und Hämatit dar, in der Hämatit jedoch die dominante Phase ist.

Wechselfeldabmagnetisierung (AF)											
Probe	C _n	M [A/m]	Dec [°]	Inc [°]	Limit	M _{max} [A/m]	H _{CR} [mT]	50% M/M _{max} [mT]	Träger	Lithologie	
KE1	C1	1.18E-03	64.6	56.3	NRM-50mT OA	1.31E-03	1650	n.a	Goethit	Limonit	
KE2	C2	5.46E-02	191.8	-47.5	NRM-50mT OA	1.21E-01	218	3	Hämatit/ Goethit	Limonit	
KE5	C1	7.72E-02	70	19.8	NRM-50mT OA	8.21E-01	1950	n.a.	Goethit	Limonit	
KE22	C1	2.28E-01	264.5	-69.6	NRM-50mT OA	2.31E-01	160	n.a.	Goethit	Limonit	
KE26	C2	5.04E+01	197.8	17.7	NRM-12mT	1.94E-06	30	15	Magnetit	Pegmatit	
KE27	C2	1.53E-03	3	64.9	NRM-50mT OA	1.53E-03	70	45	Magnetit/ Hämatit	GGs	
KE20	C2	1.03E+02	348.8	74.4	NRM-35mT	1.05E-03	90	35	Hämatit	GGs	
thermische Abmagnetisierung											
Probe	C _n	M [A/m]	Dec [°]	Inc [°]	Limit	M _{max} [A/m]	H _{CR} [mT]	T _b	Träger	Lithologie	
KE1	C1T	2.78E+03	29.7	25.9	NRM-100°C	9.51E-03	1650	50% Mmax bei 110°C	Goethit	Limonit	
	C2T	4.68E-03	52	51.4	100°C-450°C OA			ab 250°C	Magnetit/ Hämatit		
KE2	C1T	6.66E+03	171.3	34.8	NRM-150°C OA	1.34E-01	218	90% Mmax bei 110°C	Goethit	Limonit	
	C2T	5.91E+03	323.5	42.7	150°C-450°C			>500°C	Hämatit		
KE3	C1T	7.60E+02	142.2	-65.7	NRM-150°C	4.91E-03	18	120°C- 150°C	Goethit	Marmor	
KE5	C1T	5.26E-04	187.7	26	NRM-150°C OA	5.26E-04	1985 0	70°C	Goethit	Limonit	
	C2T	1.86E-04	190.8	15.3	200°C-450°C			>500°C	Magnetit/ Hämatit		
CLG-Analyse											
	KE1	KE2	KE3	KE4	KE5	KE20	KE22	KE23	KE25	KE26	KE27
-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}	-0.547	0.45	0.95	0.93	-0.64	0.65	0.80	0.86	0.16	0.91	0.93
(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2	0.226	0.72	0.97	0.96	0.18	0.83	0.90	0.93	0.58	0.95	0.96
IRM (%):											
C1	15.79	74.47	82.00	82.98	7.00	63.97	37.00	52.00	36.96	94.00	52.27
C2	84.21	25.53	18.00	17.02	93.00	36.03	63.00	35.00	63.04	6.00	40.91
C3								13.00			6.82
B_{1/2} (mT):											
C1	3548	204	34	38	3548	71	141	63	40	53	71
C2	7943	3981	5011	3981	3981	1413	7079	5011	1047	5012	2818
C3								20			20
H_{CR} [mT]	1650.00	218.00	18.00	30.00	1950.00	90.00	160.00	49.00	330.00	30.00	70.00
SIRM [A/m]	2.82	37.98	3.04	0.04	7.40	1.26	41.70	0.77	0.04	0.02	0.34

Tab. 5: oben: Ergebnisse der Abmagnetisierung; unten: Ergebnisse der IRM Analyse (CLG); die Ergebnisse der thermischen und Wechselfeldabmagnetisierung wurden entsprechend der Blockungstemperaturen (T_b), bzw. ihrer Remanenzkoerzitivkräfte (H_{CR}) angepasst, so dass C1 und C1T jeweils hochkoerzitive Phasen mit geringer Entblockungstemperatur (120°C) und C2 bzw. C2T niederkoerzitive Phasen darstellen. [C_n-Komponenten; SIRM-Sättigungsremanenz; B_{1/2}-Halbwertsbreite, Dec-Deklination; Inc-Inklination, M-Magnetisierung]

KE	χ_v [SI]	χ_M [m ³ kg ⁻¹]	NRM [nT]	NRM (Dec/Inc)	Lithologie	Q-Faktor
1	1.46E-04	5.88E-08	0.25	54.4/44.2	Limonit	3.57E-02
2	6.02E-04	2.33E-07	14.70	191.8/-49.8	Limonit	5.10E-01
5	4.63E-03	1.99E-06	0.56	n.a.	Limonit	2.51E-03
22	9.42E-04	3.42E-07	22.91	264.5/-69	Limonit	5.08E-01
28	6.41E-04	2.94E-07		n.a.	Limonit	n.a
20	3.97E-04	1.29E-07	0.10	29.5/63.2	Glimmerschiefer	5.28E-03
24	1.87E-04	7.37E-08		n.a.	Glimmerschiefer	n.a
27	5.43E-04	1.74E-07	0.15	11.6/56.6	Glimmerschiefer	5.89E-03
3	9.11E-05	3.38E-08	1.05	185.2/-21.2	Marmor	2.40E-01
23	2.70E-05	1.05E-08	0.24	266.9/-40.7	Marmor	1.87E-01
25	-1.78E-05	-6.29E-09	0.12	43.4/-15.1	Marmor	-1.41E-01
4	2.91E-04	9.59E-08	0.52	n.a.	Gneis	3.75E-02
26	-1.55E-05	-6.85E-09	0.02	211/49.9	Pegmatit	-2.61E-02

Tab. 6: Suszeptibilitäten, NRM und Königsberger-Faktoren (Q-Faktor) der einzelnen Lithologien

Die Curiepunktbestimmungen sind ein weiterer Bestandteil der Labormethoden die hier zur genaueren Charakterisierung der Mineralisation. Aber vor allem zur Identifikation der Trägerminerale herangezogen werden kann.

Probe KE1, KE2, KE5 KE6

Die limonitischen Proben zeigen im Wesentlichen einen hyperbolischen Verlauf (Abb.36) über den gesamten Temperaturbereich. Bei zu einer Temperatur von maximal 290°C sind Heiz- und Kühlkurven reversibel. Bei höheren Temperaturen kommt es zu Mineralumwandlungen und zur Bildung ferromagnetischer Mineralkomponenten der Reihe Magnetit/Maghemit und Hämatit, wobei der erste Peak der Umwandlungsprodukte ein breites Maximum bis ca. 393°C zeigt. Bei 423°C kommt es erneut zu einem rapiden Anstieg der Suszeptibilität und der Ausbildung eines für Magnetit charakteristischen Hopkinsonpeaks bei 580°C (542°C; $1/\chi$ -siehe Kapitel 3.2). Bei der Messung bis 700°C tritt nach dem T_C von 580°C ein weiterer Abfall der Suszeptibilität bei T_C 670 (650 $1/\chi$), charakteristisch für Hämatit, auf (Abb.31). Zu niedrige Curiepunkte für Eisenoxide können durch den Einbau von fremdartigen Kationen (z.B.: Mn²⁺) in die Spinelstruktur verursacht werden. Vereinzelt treten Sulfidphasen in den Proben auf. Sie zeigen einen T_C von 320°C (359°C $1/\chi$) in der Messung bis 500°C und einen T_C von 366°C (312°C $1/\chi$) in der Messung bis 700°C. Eine Vergesellschaftung von Pyrit, Pyrrhotin, bzw. Markassit ist auch anhand der Dünn- und Anschliffbefunde wahrscheinlich. Pyrit und Markassit beginnen sich ab einer Temperatur von 250 - 300°C zu bilden (Konrny et. al., 2000).

Die Kühlkurven der stufenweisen Messungen auf 200°C, 400°C, 600°C und 700°C sind unterschiedlich. Bis 200°C sind die Kurven reversibel. Zwischen 200 und 400°C kommt es zur Mineralumwandlung und Neubildung von Phasen, deren Kühlkurven eine deutlich höhere Suszeptibilität als das Ausgangsmaterial zeigen. In den Kühlkurven der Proben bis 700°C liegt die Suszeptibilität bis zu einer Temperatur von 300°C unterhalb des Ausgangsmaterials und steigt bei 152°C massiv an.

Der Unterschied zu den ebenfalls limonitischen Proben KE22 und KE28 kann durch unterschiedliche Dehydroxilations-Reaktionen in den einzelnen Proben, bzw. einem unterschiedlichen Ausgangsmaterial (z.B.: Kohlenstoffanteil) und Gehalten an Lepidokrokit und Goethit verursacht werden (Gendler et. al., 2004; Hanesch et. al., 2006)

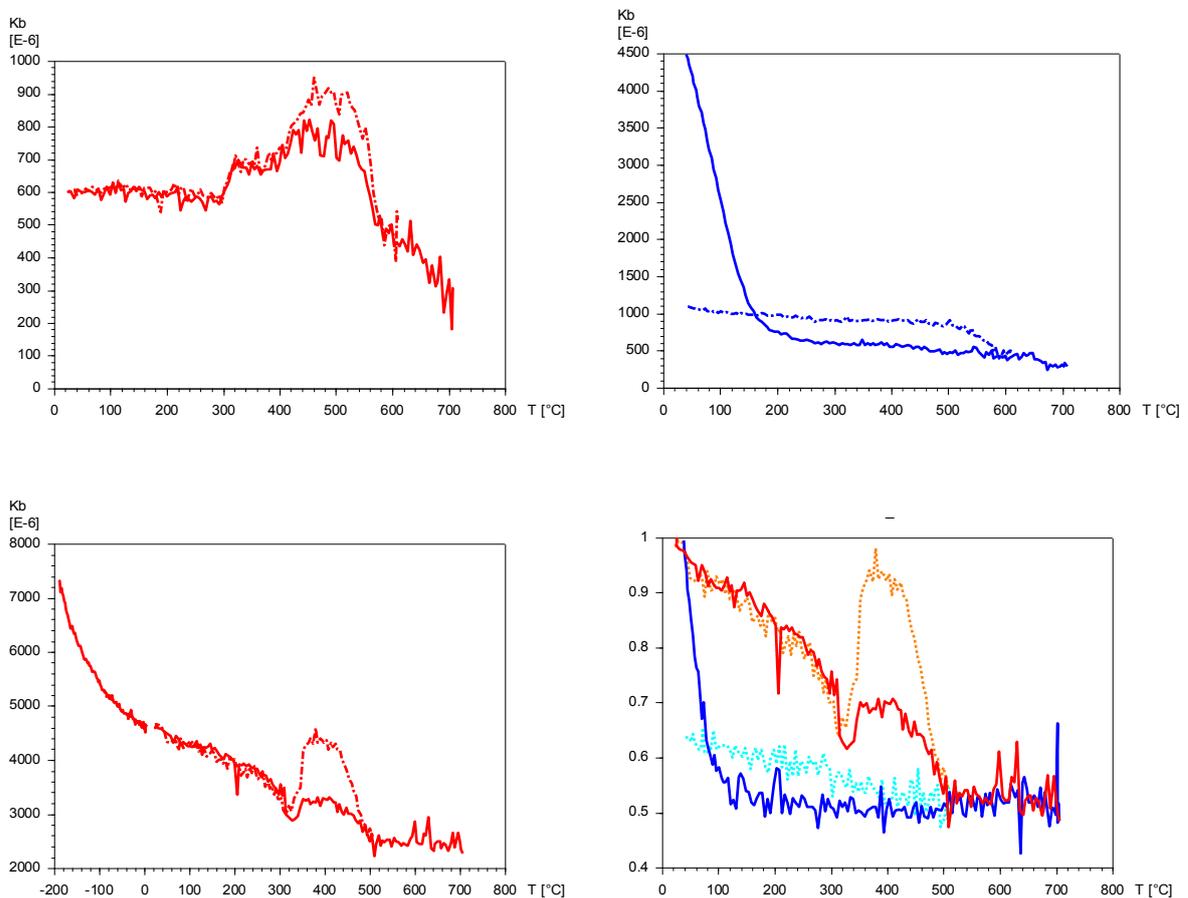


Abb. 31: oben: Heizkurve (rot) und Kühlkurve (blau) der Probe KE2. Die strichpunktigten Linien stellen den Zyklus bis 600°C dar; unten links: Heizkurve (rot) und Kühlkurve (blau) der Probe KE5. Die strichlierten Linien stellen den 500°C Zyklus dar. Beide Kurven zeigen den hyperbolischen Verlauf über den gesamten Temperaturbereich. Die Abbildung rechts unten wurde auf das Maximum aller Kurven Normiert (Rot/Blau-700°C Zyklus; Orange/Hellblau-500° Zyklus) und zeigt vor allem im 500°C Zyklus den Peak die für Lepidokrokit typische Kurvenform.

KE22 und KE28

Paramagnetisches Verhalten und ein einhergehender konstanter Abfall der Suszeptibilität können bis zu einer Temperatur von 280°C beobachtet werden. Bei dieser Temperatur werden Ferromagnetika aus dem Lepidokrokit/Goethit gebildet. Die Alteration von Lepidokrokit zu Magnetit/Maghemit und ihre thermische Stabilität wird von Gendler et. al. (2004) beschrieben. Bei einer Temperatur von 280°C bis 306°C kommt es wie in den Proben KE1, KE2, KE5, KE6 zum Abschluss der Dehydroxilations-Reaktionen des Minerals und zur Bildung des Magnetits/Maghemits. Der T_C für die ferromagnetischen Mineralphasen liegt in diesen Probe im Bereich des Magnetits bei 570°C (557°C $1/\chi$) (Abb.32). Ein weiterer geringfügiger Abfall der Suszeptibilität ist bei 645°C zu beobachten und könnte einen geringeren Anteil an Maghemits widerspiegeln. Die Kühlkurven sind irreversibel.

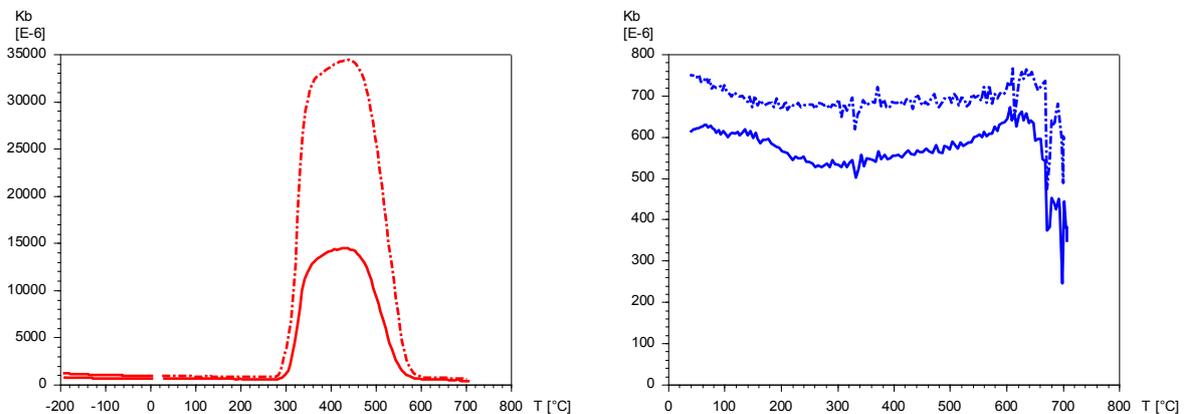


Abb. 32: Heizkurve (rot) und Kühlkurve (blau) der Probe KE22 (strichpunktiert) und KE28.

Probe KE7

In der Heizkurve zeigt sich bis zu einer Temperatur von 300°C ideales paramagnetisches Verhalten, wobei die Suszeptibilität, entsprechend den dominanten, paramagnetischen Eigenschaften des Siderits, konstant abnimmt. Im weiteren Verlauf kommt es, bedingt durch Mineralneubildungen von Magnetit und Maghemit, zu einem rapiden Anstieg der Suszeptibilität und der Ausbildung eines Hopkinson Peaks bei 536°C mit einem T_C des Maghemits von 630°C. Im abnehmenden Ast des Hopkinsonpeaks kann bei $\sim 550^\circ\text{C}$, durch das Auftreten des Maghemits, eine Änderung der Steigung der Heizkurve beobachtet werden. Die Kühlkurve zeigt lediglich den T_C des gebildeten Magnetits bei 556°C (555°C $1/\chi$). Der Hopkinson Peak der Kühlkurve liegt bei 525°C und ist um $\sim 80\%$ höher als beim Ausgangsmaterial (Abb.33). Magnetit bildet sich bei der thermischen Behandlung von Siderit ab 410°C und ist bis 510°C der dominante Träger der Magnetisierung.

Ab 550°C kann Maghemit in der Probe beobachtet werden und tritt ab 580°C auf, bis schließlich bei höheren Temperaturen Hämatit die dominante Mineralphase darstellt (Pan et. al., 2000).

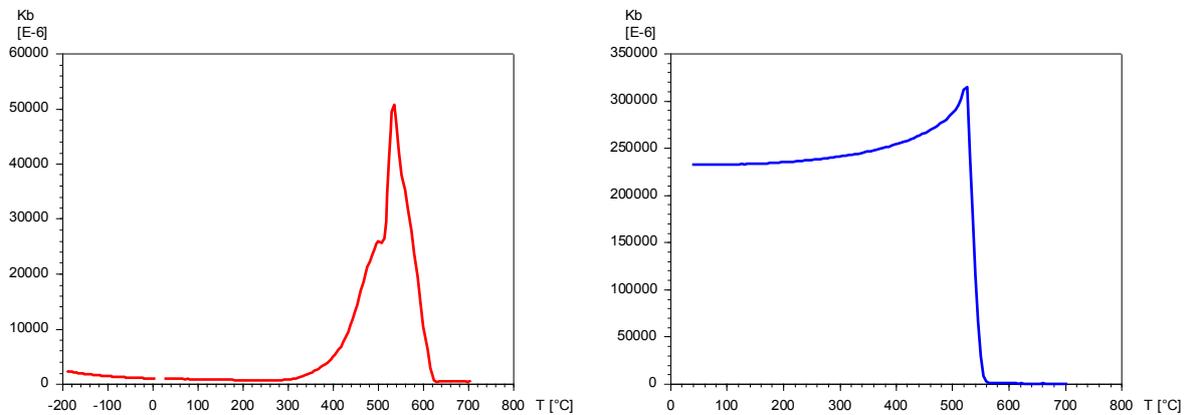


Abb. 33: Heizkurve (rot) und Kühlkurve (blau) der Probe KE7

KE20, KE21 und KE23

Bis zu einer Temperatur von 280°C zeigt die Probe KE20 ideales paramagnetisches Verhalten mit stetig abnehmender Suszeptibilität. Bei 290°C kommt es zur ersten Mineralumwandlung in ferromagnetische Minerale bis bei 410° massiv Magnetit/Maghemit gebildet wird. Der Hopkinson Peak bei 534°C zeigt bei 576°C (572°C, 1/k) seinen T_C und ist charakteristisch für Magnetit (Abb.34). Die Kurve ist irreversibel. KE21 und KE23 verhalten sich ähnlich wie KE20 mit Ausnahme geringfügig dominanterer Alteration bei 280°C.

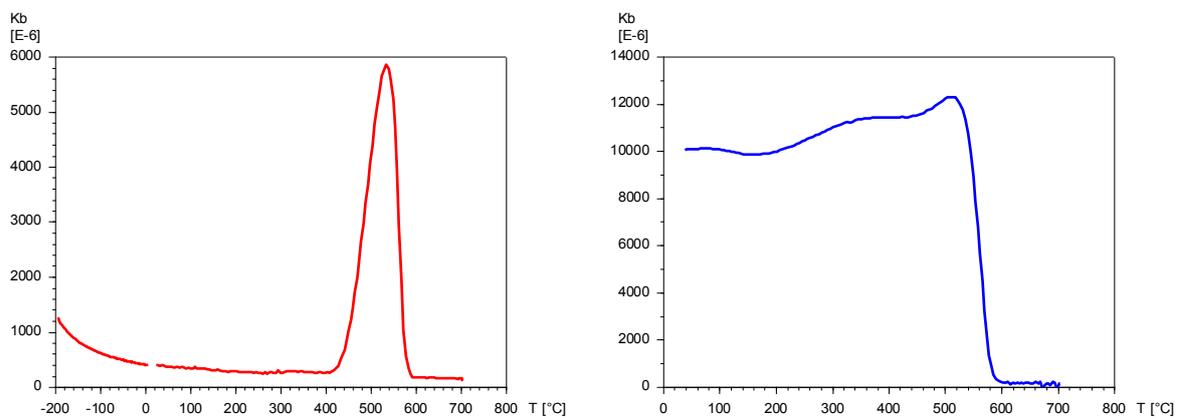


Abb. 34: Heizkurve (rot) und Kühlkurve (blau) der Probe KE20.

KE24

Paramagnetisches Verhalten und ein einhergehender konstanter Abfall der Suszeptibilität können bis zu einer Temperatur von 250°C beobachtet werden. Ein rapider Anstieg der Suszeptibilität und ein Peak bei 324°C bilden sich, gefolgt von einem Einbruch, einem abermaligen Anstieg bei 450°C auf einen Hopkinsonpeak bei 540°C und einem T_C 620C (580°C, 1/k) des Magnetits/Maghemits aus (Abb.35). Die Formation der magnetischen Phasen bei 450°C kann auf die Alterationen von Goethit oder Hämatit und die Phasenumwandlung bei 250°C - 300°C auf Ferrihydrite bzw. Lepidokrokit zurückgeführt Hanesch et. al. (2006)

Neben der Bestimmung der Curie Temperatur konnten die Anteile an paramagnetischer und ferromagnetischer Suszeptibilität durchgeführt werden (Abb.36; Tab.7). Hierzu wurde in den Tieftemperaturkurven eine Hyperbelanpassung durchgeführt.

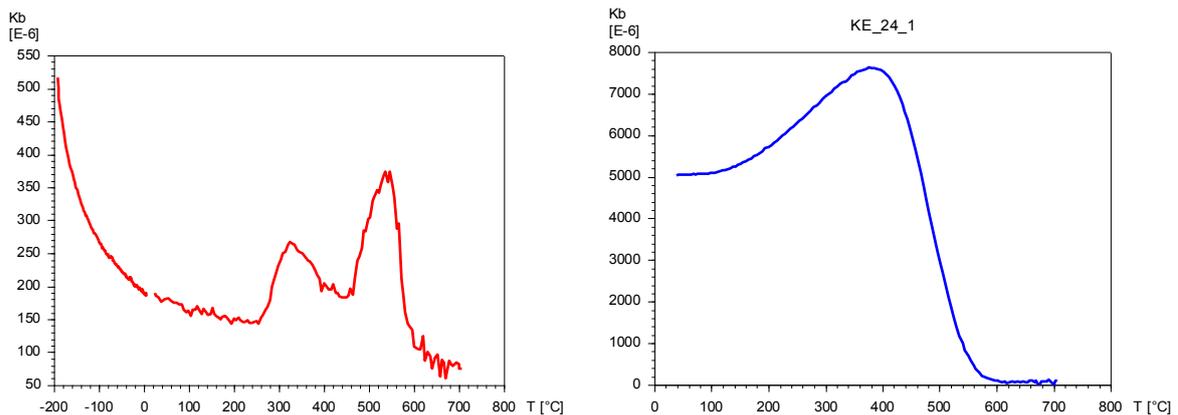


Abb. 35: Heizkurve (rot) und Kühlkurve (blau) der Probe KE24.

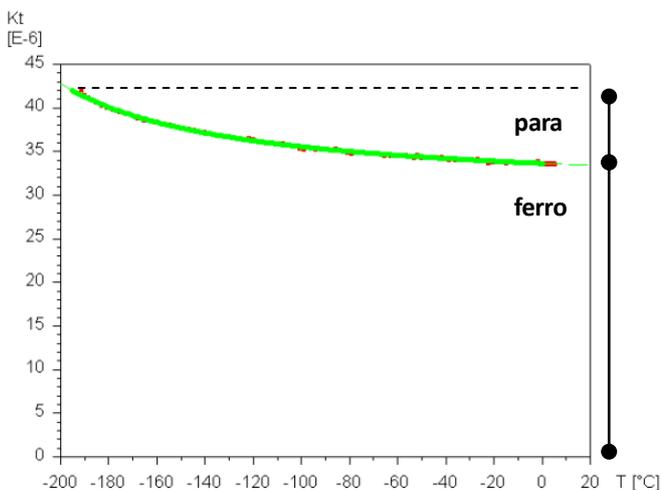


Abb. 36: Bestimmung para- und ferromagnetischer Suszeptibilitätsanteile

Probe	T_{min}	T_{max}	Ferro[%]	FError[%]	Para[%]	PError[%]
KE1	-185	0	95.8	0.2	4.2	0.1
KE2	-190	0	94.3	0.3	5.7	0.2
KE5	-185	0	74.3	0.3	25.7	0.2
KE6	-185	0	93.9	0.1	6.1	0.1
KE7	-180	0	34	0.6	66	0.4
KE20	-195	0	18.2	0.4	81.8	0.2
KE21	-185	0	5.8	8.6	94.2	5.3
KE22	-190	0	87.8	0.1	12.2	0.1
KE23	-190	0	25	2.2	75	1.3
KE24	-190	0	35.9	0.3	64.1	0.2
KE28	-180	0	90.6	0.2	9.4	0.1

Tab. 7: Ergebnisse der Analyse ferro- und paramagnetischen Anteile der Suszeptibilität

6. Ergebnisse der Kartierung

Zur Interpretation der geomagnetischen Daten der Detailfeldkartierung wurde eine Reihe von Korrekturverfahren verwendet. Die aeromagnetische Karte zeigt eine regionale Störkörperwirkung und weist dem Messgebiet ein regionales Minimum zu. Es wurde ein lokales Nullfeld über Lineare Regression aus den Basisdaten errechnet. (Abb.37). Der Vergleich der Messdaten zeigt einen Niveauunterschied von 25nT-30nT des Median des Totalfeldes (Bereich Detailfeld: 47890,6nT auf einer mittleren Seehöhe von 1200m) zum IGRF (Raum Hüttenberg: 47918,7nT). Die in dieser Arbeit verwendeten Daten sind nicht auf das Niveau des IGRF rückgeführt worden, da lediglich die Störkörperortung und deren Charakteristika von Interesse waren.

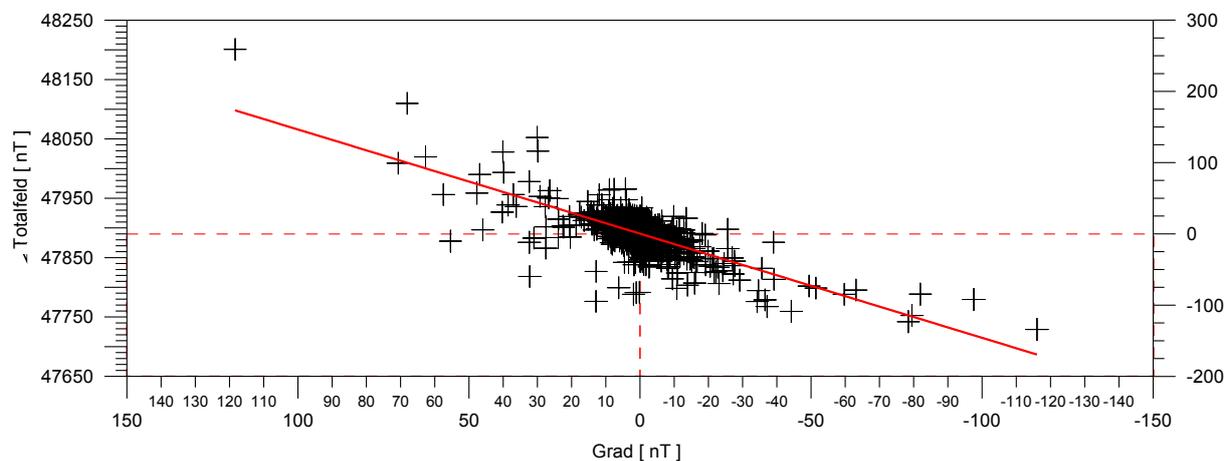
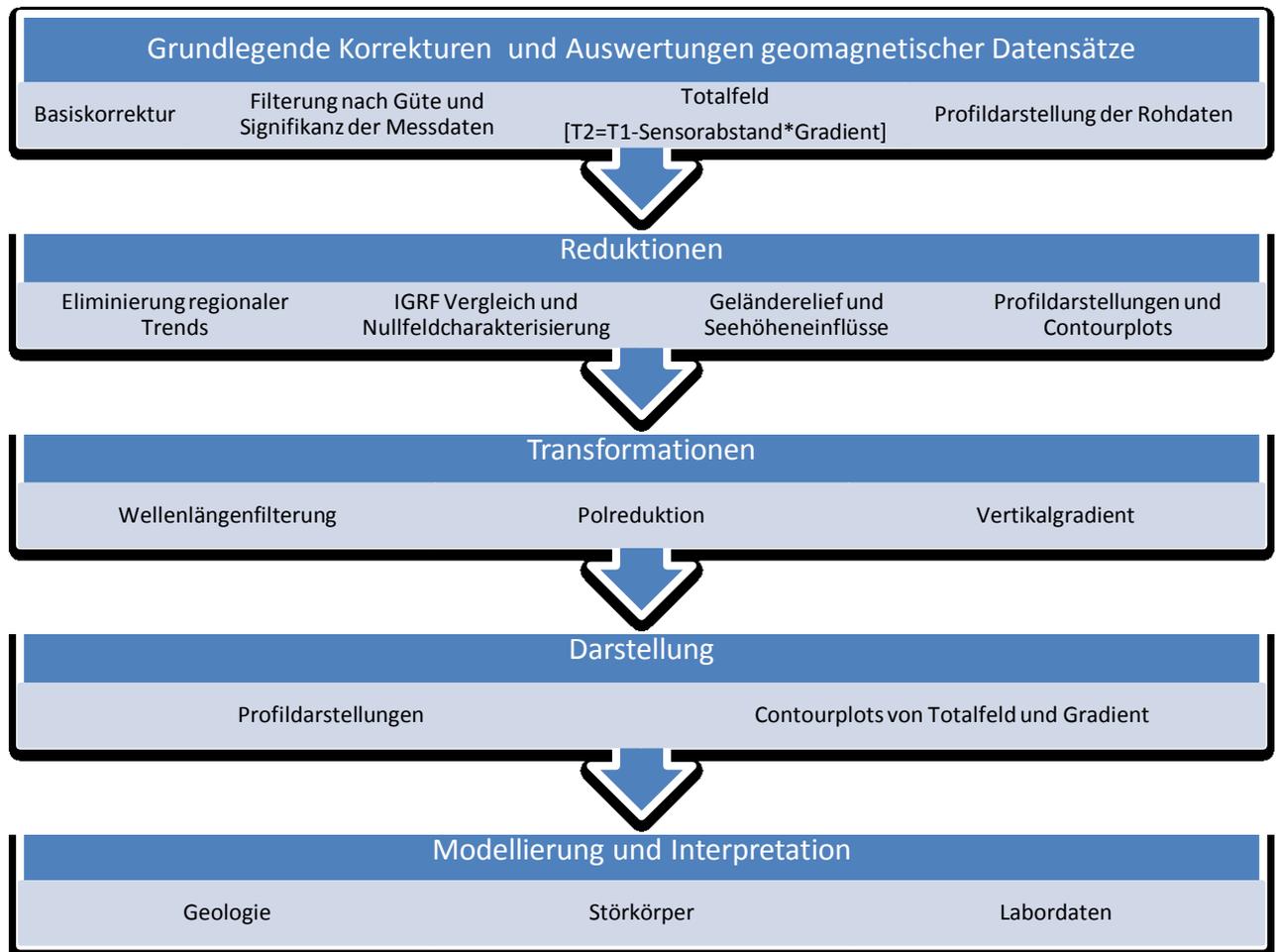


Abb. 37: Basisdaten zur Bestimmung des lokalen Nullfeldes im Detailfeld durch lineare Regression

Die Basiskorrektur wurde mit Hilfe des Programms GemLink V4.0 von Gem Systems durchgeführt. Filterung nach Güte und Signifikanz der Messdaten konnten anhand der Qualitätssignatur des Magnetometers, mit Hilfe von Feldbuchaufzeichnungen und GPS-Wegpunkten durchgeführt werden. T2 wurde über den Gradienten und den Abstand der beiden Sensoren errechnet. Die Profildarstellung und die Reduktion eines regionalen N-S Trends wurden im Programm Grapher von Golden Software durchgeführt. Das Geländere relief und die Seehöhe gehen in die Modellierung ein. Ein digitales Höhenmodell wurde im Programm Surfer von Golden Software, anhand der ÖK 50.000 erstellt. Zwischen den Höhenschichtlinien wurde linear interpoliert. Das lokale Relief innerhalb der Profile hat mit seinen maximal 250m Höhendifferenz einen Einfluss von 5nT auf das Messsignal und kann vernachlässigt werden.

Contour-plots wurden im Programm Surfer von Golden Software erstellt. Eine Wellenlängenfilterung wurde für die Erstellung der Griddaten vorgenommen, um kurzweilige Signale herauszufiltern. Die Polreduktion wurde im Programm MagPick von Geometrics durchgeführt.



6.1. Profildarstellungen

Die gesamten Profildarstellungen sind im Anhang beigefügt. Im Folgenden werden ausgewählte Profile erläutert. Unterbrechungen in der Messkurve zeigen gestörte Bereiche an, die ausgeblendet wurden. Es konnten mehrere Anomalien identifiziert werden die sich über benachbarte Profile weiter verfolgen lassen. Anthropogene Störkörper, zumindest solche, die oberflächlich sichtbar waren, wurden schon während der Messung, aber auch im Zuge der Korrekturen eliminiert. Mögliche Bereiche, wo eine Anomalie einem anthropogenen Störkörper zugeordnet werden kann, sind in den Profilen gekennzeichnet. Häufig treten anthropogene Störkörper nahe den Vererzungszonen in Form von Ruinen oder alten Stollen und Pingen auf.

Anhand der Schnitte und Lagedarstellungen der Erzkörper (Abb.6) wurde eine erste Zuweisung von Anomalien möglich (Abb. 38, 39 und 41). Die bekannte W-WNW Orientierung der Faltenachse mit ihren langgestreckten, lagerförmigen Erzkörpern spiegelt sich auch in den Korrelationen der Anomalien über mehrere Profile wieder. Weiters konnte auf Grund der Lesesteinkartierung, die im Wesentlichen die Ergebnisse der geologischen Karte von CLAR, E. (1953) (Abb.4) bestätigte, eine exakte Eingliederung der geologischen Situation in die Profildarstellung vorgenommen werden. Die Ergebnisse der Lesesteinkartierung sind in Abb.17 dargestellt. Neben der teilweise guten Übereinstimmung der Erzlager mit den magnetischen Anomalien, konnte vor allem die Kartierung der Limonite wertvolle Informationen zur Deutung der einzelnen Anomalien liefern. Neben dem alt bekannten Limonitvorkommen im Fuchstagebau, nördlich des Tennisplatzes in Knappenberg, sind vor allem die anstehenden Limonite im ehemaligen Tagebau nahe der ehemaligen Spühlversatzanlage und die Lesesteine die gehäuft im Bereich der Rudolfshöhe auftreten von Bedeutung. An allen Lokalitäten finden sich Spuren von Bergbautätigkeit.

Profil 96260 zeigt die Möglichkeiten, aber auch die Grenzen der Methode auf. Die Überlagerungsmächtigkeit im Bereich des Lagers 13 ist zu groß (>200m), bzw. die Störkörperwirkung zu gering um dieses Lager erfassen zu können. Die weiter nördlich, im Bereich der alten Pingen, an den Grenzen bzw. in den einzelnen Marmorzügen auftretenden, oberflächennahen, durch Lesesteine bestätigten Vorkommen limonitischer Erze zeigen jedoch deutlich die Kartierbarkeit dieser Lithologie. Es zeigen sich normal polarisierte Störkörper, wobei die vererzten Bereiche charakteristisch in den Marmorzügen, oder an den Grenzen zum Glimmerschiefer zu liegen kommen. Der Gradient zeigt deutlich den Beginn der Vererzung an. Das Totalfeld und der Gradient folgen einander nicht. Dies indiziert eine lokale Erhöhung des Magnetfeldes durch geologische Körper die auch eine gewisse Teufe, Mächtigkeit und Größe aufweisen müssen, um dieses Anomalieform zu erzeugen. Die Vererzung scheint jedoch inhomogen zu sein, zumindest zeigt sich auch im vererzten Bereich immer wieder eine Anomalie im Gradienten an. Die limonitischen Vererzungen im Bereich der alten Pingen und der Rudolfshöhe haben im Allgemeinen Anomalien zwischen 30nT und 60nT. Die beiden im W und O liegenden, in einem Abstand von 100m anschließenden Profile zeigen dieselben Störkörper mit teils unterschiedlicher Intensität und Charakteristik. Einerseits verhält sich der Gradient nicht mehr ruhig, wie im Profil 96260. Dies kann entweder durch Limonite, die an der Oberfläche ausbeißern, oder aber durch metallische Körper verursacht werden. Andererseits quert das Profil 95160 bei N 5200600 den Ostlagersprung, der auch für das abrupte Ende des nördlichsten Marmorzuges verantwortlich scheint.

In den **Profilen 95160 und 95360** zeigt sich aber dennoch deutlich die Kartierbarkeit der größeren Erzkörper (Abb.38), sofern diese ein entsprechendes Volumen aufweisen und vor allem die Überlagerung nicht über 200m Mächtigkeit erreicht. Der dramatische Einbruch des Totalfeldes im Profil 95160 bei N 5200320 kann der Störkörperwirkung des Hauses zugeordnet und als stark negativ wirkender Monopol betrachtet werden, der den negativen Ast des geologisch verursachten Dipols überlagert. Die Wirkung von Häusergruppen zeigt die in Abb.38. blau gekennzeichnete Anomalie deutlich, bzw. können größere Siedlungsbereiche auch über den Horizontalgradienten in Abb.42 veranschaulicht werden.

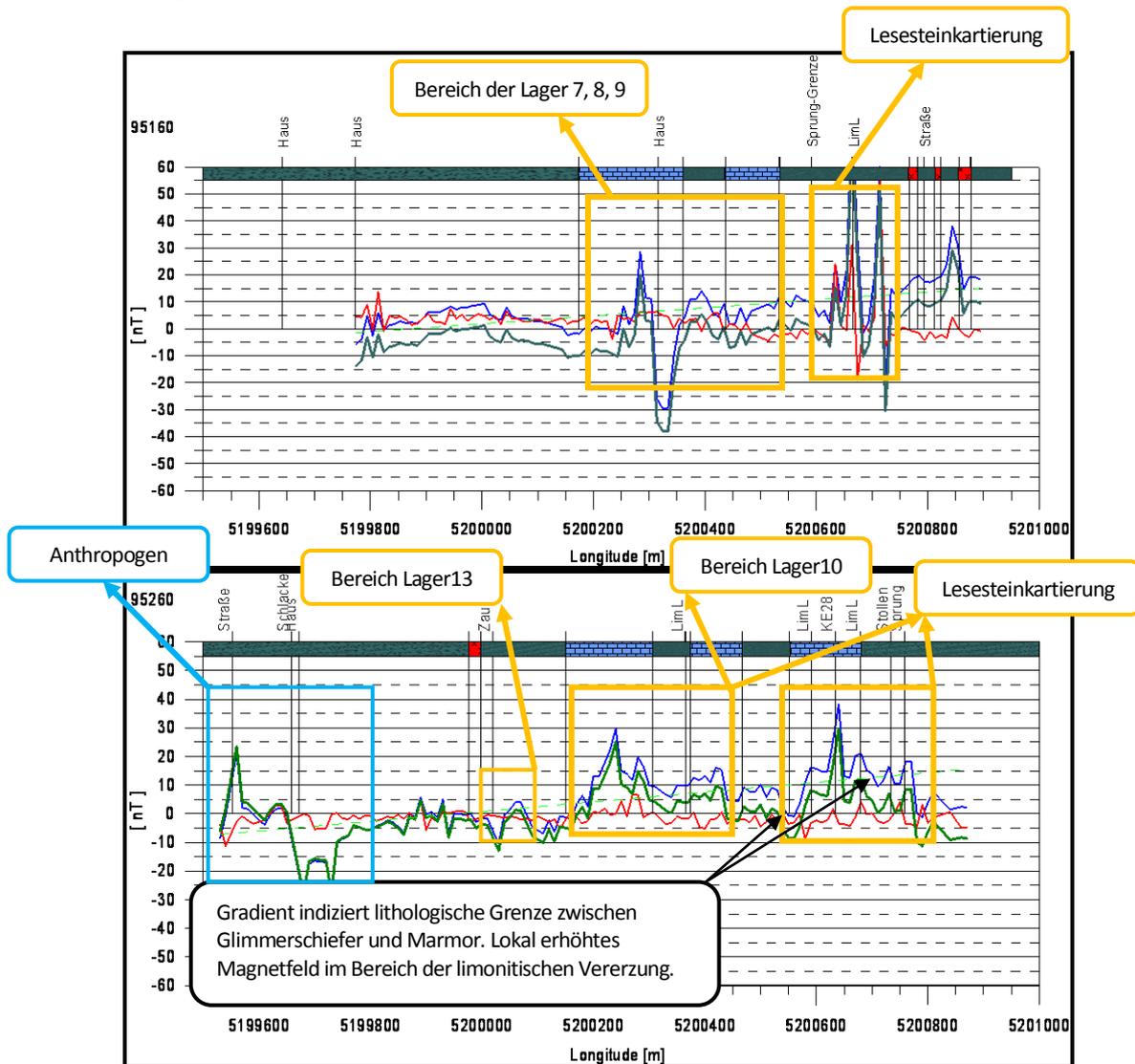


Abb. 38: Profil 95160 und 95260 des Detailfeldes. Rot entspricht dem Vertikalgradient, blau dem Totalfeld (T2) und grün dem trendkorrigierten Totalfeld. Die strichlierte Linie zeigt den N-S Trend. Die orangen Kästchen stellen Bereiche potentieller Verzugszonen dar, die auf Grund der Lesesteinkartierung und der Literaturstudie bestätigt werden konnten (siehe Abb.6); das blaue Kästchen stellt einen anthropogenen Störkörper dar. Die Geologie ist schematisch über die Profile gezeichnet, wobei grün Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer zusammenfasst, blau Marmore und rot Pegmatite darstellt.

Die Anomalie im Profil 95360 im Bereich zwischen N 5200050m und N 5200350m (Abb39) zeigt keine kontinuierliche Erhöhung des Totalfeldes. Der Gradient scheint dem Totalfeld, wenn auch abgeschwächt, zu folgen. Die Lesesteinkartierung und Literaturstudie weisen diesem Bereich eine Erzhöflichkeit, sowohl in größerer Teufe, als auch oberflächennahe zu. Der gravierende Einbruch des Gradienten bei N 5200200m ist auf einen hochsuszeptiblen Körper unter der Grasnarbe zurückzuführen. Das Gesamtbild des Dipols mit einem Maximum bei 40nT bis 60nT und einem Minimum von etwa -20nT würde auf einen Störkörper wie das Ackerbau-Liegendlager, bei normaler Polarität und einer Suszeptibilität entsprechend der Vergleichspoben, passen. Oberflächliche Ausbisse von limonitischen Erzen erklären den unruhigen Gradienten.

Die im N anschließenden Anomalien liegen im Streichen der Störkörper der im Westen anschließenden Profile, entsprechen diesen auch in Form, Intensität und geologischer Position und können somit ebenfalls als limonitische, vererzte Bereich ausgewiesen werden.

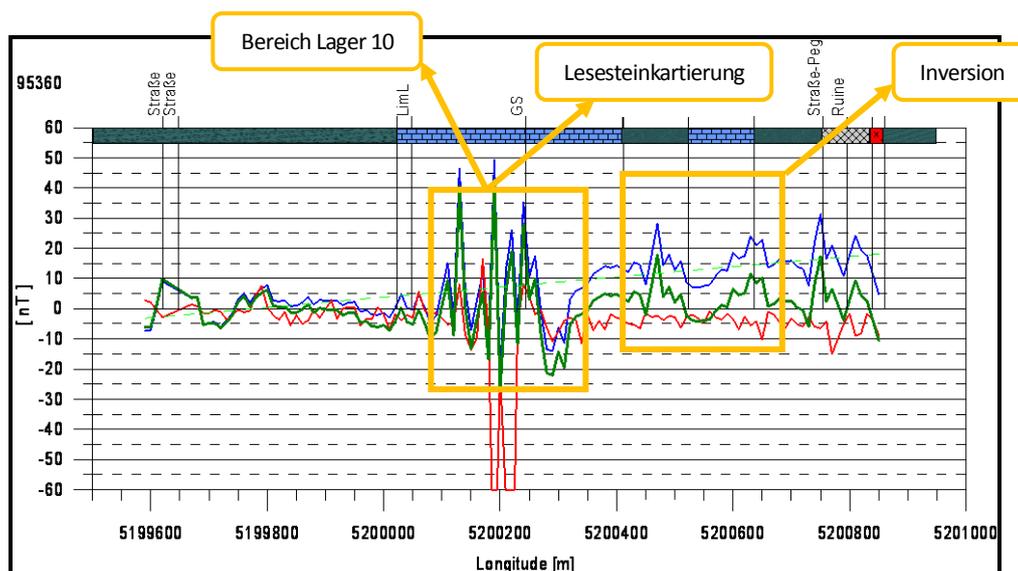


Abb. 39: Profil 95360 des Detailfeldes. Rot entspricht dem Vertikalgradienten, Blau dem Totalfeld (T2) und grün dem trendkorrigierten Totalfeld. Die strichlierte Linie zeigt den N-S Trend. Die orangen Kästchen stellen Bereiche potentieller Vererzungszonen dar, die auf Grund der Lesesteinkartierung und der Literaturstudie bestätigt werden konnten (siehe Abb.6 und 16). Die Geologie ist schematisch über die Profile gezeichnet, wobei grün Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer zusammenfasst, blau Marmore und rot Pegmatite darstellt.

6.2. Isoanomalienplan

Isoanomalienpläne wurden im Programm Surfer von Golden Software erstellt. Zur Darstellung wurden die korrigierten Daten verwendet. Grids wurden mittels Kriging erstellt. Es wurde ein symmetrisches Raster über dem Messfeld aufgespannt, wobei die Anisotropie der Daten, die durch das Verhältnis von Profil zu Punktabstand von 1:10 entstand, über eine Anisotropie in der Datenerfassung der Griddingmethode berücksichtigt wurde. Neben den Korrekturen, die bereits für die Profildarstellungen verwendet wurden, kommen nun diverse Filterverfahren (z.B.: Low Pass1, Gaussian 3x3) und Mittelungsverfahren (9-node-averaging 3x3) zum Einsatz. Regionale Trends und überlagernde, langwellige Signale wurden bereits durch die Regressionen bei den Profildarstellungen eliminiert. Die hier angewandten Filterverfahren werden weniger manipulativ, als charakterisierend eingesetzt, um im Kartenbild eine schnelle, scharfe Abgrenzung und Ortung diverser Störkörper zu ermöglichen. Kleinräumige, sehr kurzwellige Signale, die nicht mit dem Prospektionsziel im Einklang stehen werden durch diverse LowPass Filter eliminiert. Die flächenhafte Mittelung lässt ein geglättetes, anschauliches Anomaliebild entstehen (Abb.40).

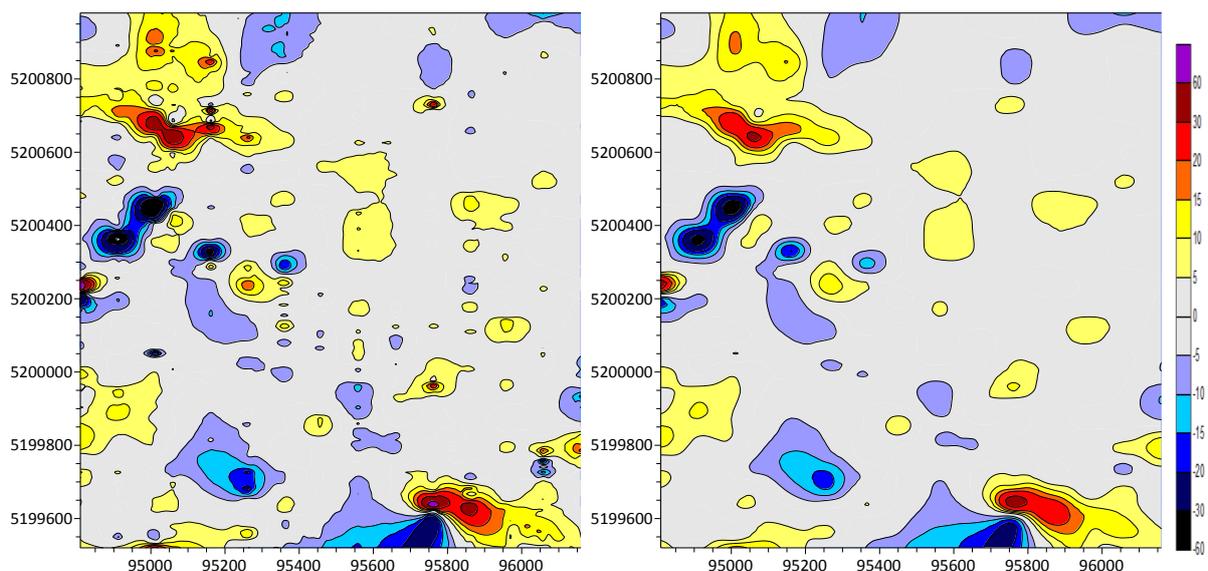


Abb. 40: Isoanomalienpläne der residualen magnetischen Anomalie; anisotroper Suchradius bei Kriging mit symmetrischem Raster (14x14) (links) und gefilterte Darstellung (Gaussian 3x3, Low Pass, 9 node averaging) des Grids (rechts)

Die **Polreduktion** wurde mit dem Programm MagPick von Geometrics durchgeführt und in Surfer von Golden Software weiterverarbeitet (Abb.41.) Neben der Totalintensität werden der Vertikalgradient und der Horizontalgradient dargestellt (Abb.42). Das Anomaliebild wird wiederum mit den Daten aus der Literatur und der Geologie verglichen.

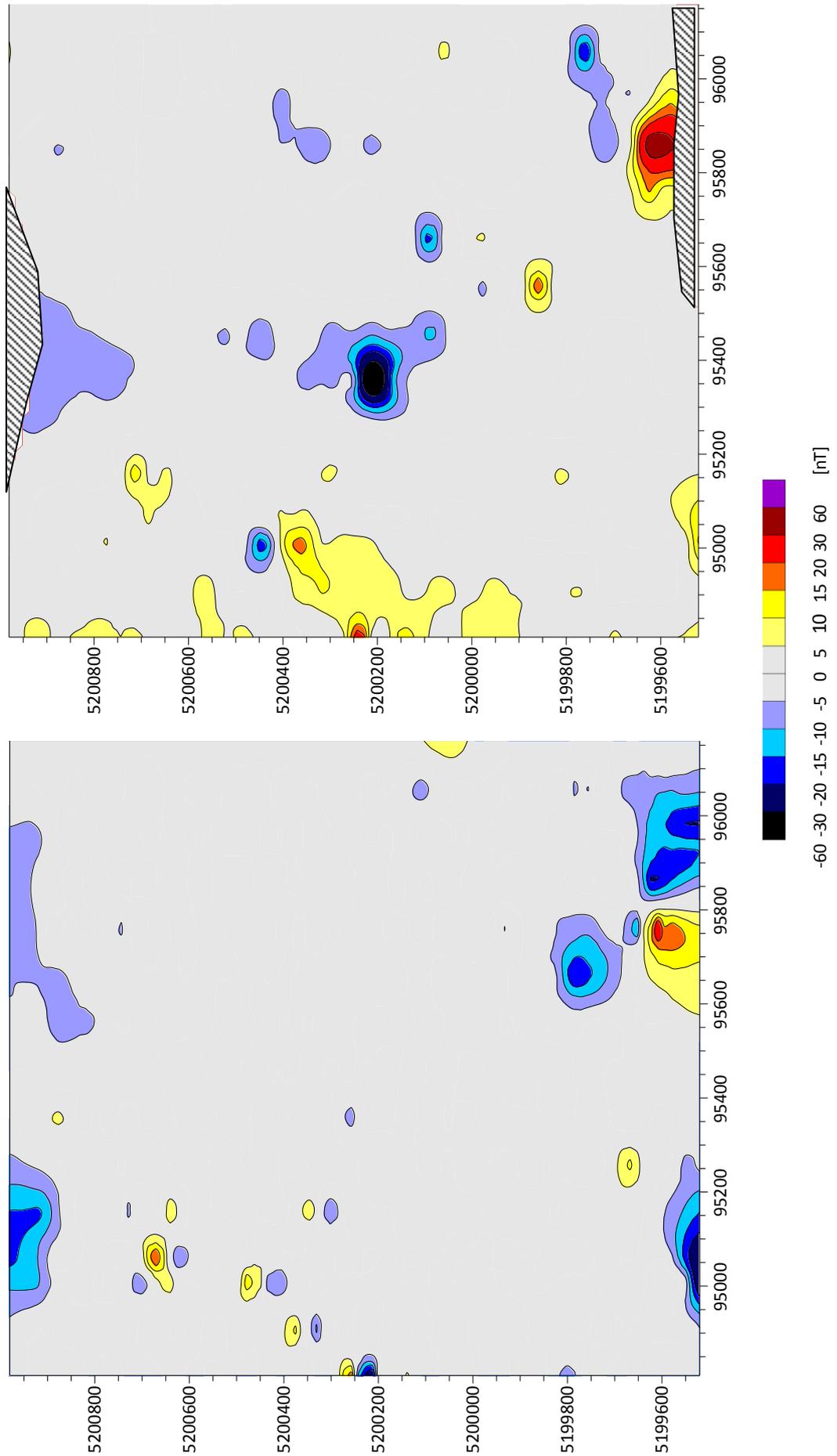


Abb. 42: Vertikalgradient (links) und Horizontalgradient (rechts). Erstellt im Programm Golden Software von Surfer. 9node averaging und Gaussian Low Pass 3x3 um Untergrundrauschen zu minimieren (Schraffur stellt Bereiche mit zu geringer Datendichte für die Erstellung des Grids dar).

Die Profile 95160, 95260 und 95360 zeigen, wie auch in den Profildarstellungen hervorgehoben, ebenso im Isoanomalienplan die entsprechenden Anomaliebilder, wobei eine weit dominantere, negative Ausprägung in den Isoanomalienplänen vermittelt wird, als dies in den Profillinien zu sehen ist. Die komplexe Situation wird verständlicher wenn man die WNW – OSO Staffelung der Vertikalgradienten-Anomalien (Abb.42) betrachtet, wo in der Umgebung von O 95400m/N 5200200m, O 95000m/N 5200200m und auch vereinzelte kleinere Anomalien im südöstlichen Teil des Kartiergebietes auftreten. Der zum Vergleich dargestellte Horizontalgradient kann auf Grund seines sensiblen Ansprechverhaltens auf rapide Änderungen von einer Station auf die nächste als Indikator für oberflächennahe Störkörper, bzw. anthropogen beeinflusste Bereiche herangezogen werden. Die Anomalien im SO und NW bzw. N stellen Siedlungsgebiete oder ehemaliges Bergbauareal (z.B.: Lölling Erbstollen) dar. Die im vergleichbaren Vertikalgradienten liegenden Anomalien, die sich nicht mit jenen des Horizontalgradienten überlagern haben mit hoher Wahrscheinlichkeit geologische Ursachen. Im Wesentlichen bestätigen die Isoanomalienpläne die Profildarstellung. Es sind mehrere Störkörperareale erfassbar, die sich über mehrere Profile verfolgen lassen und einerseits mit den in der Literatur erwähnten Erzlagern übereinstimmen, andererseits aber auch oberflächennahe, limonitische Körper im Bereich der Rudolfshöhe und der alten Pingen darstellen, die teilweise auch durch Lesesteine kartierbar waren. Anhand der geologischen Karte kann auch der Einfluss der großen Störungssysteme auf das Anomaliebild nicht ausgeschlossen werden.

6.3. Modellierung

In der Störkörpermodellierung fließen die gesammelten Informationen der geologischen, petrophysikalischen und paläomagnetischen Arbeiten zusammen. Es wurde an Hand des Profils 96260 (Anhang B) versucht, die in den Profildarstellungen und Contour-plots ausgewiesenen Anomalien zu modellieren um die Korrelationen mit den Schnitten von CLAR (1953) zu bestätigen. Hierzu wurden die großen Lagerstättenkörper aus den Lageplänen digitalisiert, die in ihrer Form vereinfachten Lagerstättenkörper geologisch sinnvoll orientiert und die Geologie nach der geologischen Karte von CLAR (1953) hinzugefügt. Weiters konnten durch die vorhergegangenen petrophysikalischen Untersuchungen den einzelnen Lithologien Suszeptibilitäten zugewiesen, bzw. ein Einfluss der Remanenz auf die Störkörperwirkung ausgeschlossen werden. Volumenssuszeptibilitäten der Limonite liegen bei $5 \cdot 10^{-3}$ [SI], der Marmore bei $3 \cdot 10^{-5}$ [SI] bis $-1 \cdot 10^{-5}$ [SI], der Glimmerschiefer $3 \cdot 10^{-4}$ [SI] und der Pegmatite bei $-1 \cdot 10^{-5}$ [SI]. Lage, Form und Orientierung der Erzkörper sind in Abb.4, 5, 6 und 7 ersichtlich. Suszeptibilitäten der einzelnen Lithologien sind in Tab.6 angeführt. Die Profildarstellung der Nachbarprofile ist in Abb.38 und 39, bzw. der räumliche Bezug in den Isoanomalienplänen (Abb.41 und 42.) ersichtlich. Die Modellierung konnte im Programm Potent V4 von Geophysical Software Solutions durchgeführt werden. In Abb.43 ist die Modellierung des Profils 95260 dargestellt. Es wurden korrigierte, gefilterte Daten verwendet, die über einen fünfstufigen gleitenden Mittelwert geglättet wurden. Die rote Kurve zeigt das resultierende Feld der modellierten Störkörper (grün). Die hier dargestellten Formen sind exakt unterhalb des Profils liegende Schnitte durch die einzelnen Körper. Der große C-förmige Erzkörper stellt das Ackerbau-Liegendlager (Nr.10, Abb.6) dar. Die Anomalie 1 (Abb.43) im Profil 95620 mit ihrem Maximum bei N 5200250m konnte diesem Körper zugeordnet werden und zeigt die Kartierbarkeit der limonitischen Erze. Das untere Drittel des Störkörpers wirkt sich bei der Modellierung kaum mehr auf die Amplitude der Anomalie aus. Es kann davon ausgegangen werden, dass, in Abhängigkeit des Volumens, nur Erzkörper mit einer maximalen Teufe von 200m bis 250m unter GOK kartierbar sind und deshalb das Schachthaupt- und das Ostlager keine Anomalie zeigen. Die beiden, im nördlichen Anschluss auftretenden, kleineren Anomalien 2 (Abb.43) mit deutlich geringeren Halbwertsbreiten und Amplituden, wurden als zwei kleinere, oberflächennahe Störkörper interpretiert und modelliert und auch durch Lesesteinkartierungen bestätigt. Die Lagerstättenkörper zeigen im Hangenden oft komplizierte Querschnitte mit stängeliger Form (CLAR 1953). Die im Schnitt (Abb.5) dargestellten, steilstehenden, beinahe oberflächlich ausbeißenden Vererzungen sind mit den modellierten Störkörpern in Bezug auf Mächtigkeit und Orientierung durchaus vergleichbar.

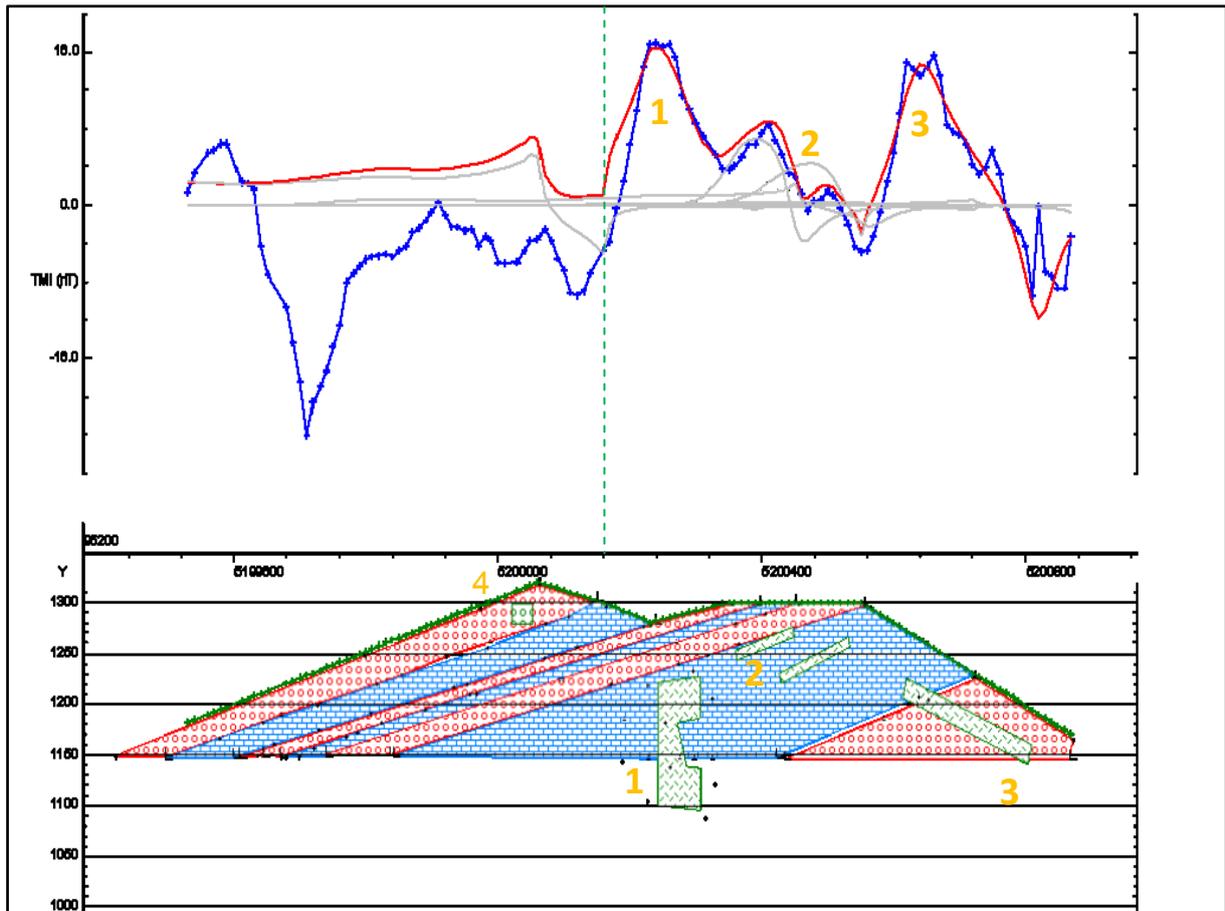


Abb. 43: Darstellung der Modellierung der geomagnetischen Anomalien im Profil 95260. Die verwendeten Daten sind Basiskorrigiert, gefiltert, ein N-S Trend wurde reduziert und eine Glättung mittels 5 stufigem, gleitendem Mittelwert durchgeführt. Das für die Modellierung herangezogene Normalfeld entspricht den IGRF-Parametern für Hüttenberg. Oben-Darstellung des magnetischen Totalfeldes [nT; TMI]: Blau-Messergebnisse; Rot-Modellkurve; Grau-Einzelwirkung der Störkörper; Unten-digitalisiertes Höhenmodell (Y [m] Seehöhe, X [m] Hochwert) entsprechend der ÖK 50.000 (lineare Interpolation zwischen den Höhenschichtlinien), Geologie entsprechend der Karte nach CLAR (1953): Blau-Marmor; Rot-Glimmerschiefer; Grün-modellierte Körper (Anomalie 1-schematischer Schnitt durch das Ackerbau Liegendlager Abb.6; Anomalie 2 und 3-modellierte limonitische Störkörper; Körper 4-Pegmatit); Die Parameter für die Störkörpermodellierung sind in Tab.5 und 6 zusammengefasst. Südlich der grün strichlierten Linie konnte eine Modellierung auf Grund anthropogener Störkörper nicht durchgeführt werden.

Anomalie 3 (Abb.43) bei N 5200640m kann ebenfalls einem limonitischen Störkörper zugeordnet werden, der durch Lesesteinfunde bestätigt werden konnte. Ein anthropogener Einfluss auf das Profil am nördlichen Ende kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. Auf der nach Norden steil abfallenden Böschung konnten immer wieder relikte alter Stollen, auch des neuzeitlichen Bergbaues, entdeckt werden. Aus Befragungen von Anrainern wurde ein ähnliches Bild vermittelt. Es waren mehrere Mundlöcher und Probestollen in diesem Hang angelegt worden, welche bei Stilllegung des Bergbaues vermauert oder gesprengt wurden. Ein langgestreckter, der Geländeoberkannte parallel folgender Störkörper, der untypischerweise in den Glimmerschiefer zieht, würde diese Anomalie am besten beschreiben.

Die Modellierung zeigte, dass die in den Schnitten beschriebenen Störkörper in Abhängigkeit der Überlagerungsmächtigkeit und ihrer Größe kartierbar sind. So konnte zum Beispiel das schematisch modellierte Ackerbau Liegendlager sofort einer Struktur zugeordnet werden. Sofern die magnetischen Signaturen im Einklang mit den Ergebnissen der Kartierung stehen und diese Strukturen sinnvoll geologischen Strukturen zugeordnet werden können, kann man davon ausgehen, dass über die Modellierung der Störkörper zumindest eine Abschätzung der Größe und Teufe der oberflächennäheren Vererzungszonen durchgeführt werden kann. Die Zuordnung der Lagerstättenkörper in der Profildarstellung wurde durch die Ergebnisse der Modellierung im Wesentlichen bestätigt. Auch Formen und Dimensionen konnten im Wesentlichen entsprechend den Schnitten gewählt werden, bzw. führten speziell bei Anomalie 2 Störkörperformen, wie sie von CLAR&MEIXNER (1981) beschrieben wurden, zum Erfolg.

Der südliche Profilverteil konnte nicht befriedigend modelliert werden, liegt aber zur Gänze im Granatglimmerschiefer, außerhalb des vermuteten erzhöflichen Areals. Der massive Monopol (Schlacke, Siedlung), zieht die Totalintensität in diesem Bereich auf ein unnatürlich tiefes Niveau. Im westlichen Nachbarprofil wurde dieser Bereich bei der Profildarstellung ausgenommen, da hier eine Häusergruppe steht, Schlackenhalde kartiert werden konnten und somit mit Störkörpern zu rechnen ist, die nicht im Einklang mit den Prospektionszielen stehen, aber vor allem die Messung in einem Ausmaß beeinträchtigen, sodass eine exakte Zuordnung zu geologischen Strukturen nicht mehr möglich ist. Auf Grund der erhöhten Leitfähigkeit des Untergrundes durch Schlackenfelder kann auch vermehrt mit Blitzschlägen gerechnet werden.

Der Abfall der Totalintensität südlich der Anomalie 1 kann jedoch auf Grund seiner Lage und Ausprägung auf die Grenze des Glimmerschiefers zum Marmor und die kleinräumige Pegmatitlinse bei N 5200000m zurückgeführt werden.

7. Diskussion

Die limonitischen Erze der Oxidationszone des Hüttenberger Erzberges unterscheiden sich deutlich von jenen aus den tieferen Lagen. Die Proben aus dem Hangenden zeigen einen höheren Anteil an silikatischen Mineralphasen, vor allem Quarz, Glimmer und serizitisierte Feldspäte. Lepidokrokit, Graphit, Markasit, Titanit, Rutil und Hämatit treten als Nebengemengteile auf. Proben aus dem Liegenden sind mürb verwittert und zeigen im Aufschluss schlierenartige Alterationen, die wahrscheinlich auf eindringendes meteorisches Wasser zurückzuführen sind. Auffällig sind der geringe Silikatanteil und die bedeutend höheren FeO-Gehalte im Liegenden. Es konnten in allen Proben außer KE11 undulös auslöschende Quarze und auch die für das Hüttenberger Erz typischen hydrothermalen idiomorphen Quarze beschrieben werden. Teilweise konnten auch Pseudomorphosen des Karbonats nach Siderit identifiziert werden, wobei die ehemaligen Strukturen der Karbonate sehr gut erhalten geblieben sind. Weiters treten nierig-traubige Verwachsungen von Karbonaten, Calcit mit Limonit auf. Die Ergebnisse der AAS Analytik der Brauneisensteine zeigen Gehalte von 12% - 31%Gew FeO im Hangenden und eine 44% – 69%Gew FeO im Liegenden des eisernen Hutes. PROCHASKA (2008) stellte bei Analysen vergleichbarer Proben aus der Grabung Semlach/Eisner ähnliche Gehalte an FeO fest wie sie an der Untergrenze der Oxidationszone gemessen wurden. Die Charakteristik der Mn-Gehalte verhält sich ähnlich wie die des Eisens. So treten im Hangenden Gehalte von 1-3%MnO und im liegenden Gehalte von 5-8%MnO auf. Die AAS Analytik in Kombination mit der Bestimmung des Glühverlustes und den Dünn-bzw. Anschliffen zeigte, dass der Brauneisenstein ca. 15-40% silikatischen Anteil aufweist. Im Allgemeinen sind die petrographischen Eigenschaften der limonitischen Erze die hier behandelt wurden mit jenen von PROCHASKA (2008) gut vergleichbar. Es kann davon ausgegangen werden, dass die oberflächennahen Limonite des Hüttenberger Erzberges die maßgebliche Rohstoffquelle für die römische Eisenindustrie darstellten.

In der Umgebung und in der Lagerstätte selbst tritt vereinzelt das seltene Mineral Skapolith auf. Generell wird zwischen zwei Typen von Skapolithgesteinen unterschieden. Der häufigere tritt gebunden an Ca-führende Metapelite auf, der andere Typ ist gebunden an Ca-reichere Kalksilikatminerale (RATH, 1994). Der hier beschriebene Schliff kann auf Grund der vorliegenden Paragenese der seltener auftretenden Gruppe der kalksilikatgebundenen Skapolithe zugeordnet werden. Wie auch Raith (1994) beschreibt fehlt in diesem Schliff Quarz völlig. Auch eine sekundäre Muskovitisierung ist nicht zu beobachten. Der Schwefelgehalt und die auftretenden Pyrite sind typische Merkmale dieser Gesteine im Bereich des Hüttenberger Erzberges.

Die beobachtbare poikiloblastische Textur wird als Anzeichen einer spät metamorphen–metasomatischen Bildung dieser Gesteine gedeutet (RAITH, 1994). Es handelt sich im Wesentlichen um ein kontaktmetamorph–metasomatisch gebildetes Mineral des Mittel- bis Hochtemperaturbereiches. In der Saualpe wird eine retrograde, amphibolitfazielle Metamorphose und eine damit verbundene Mineralreaktionen, durch Zufuhr spätmetamorpher salinärer Fluide im Zuge der eoalpidischen Metamorphose, diskutiert. Diese Fluide reagierten/skapolithisierten syn– postmetamorph Ca – reiche Lithologien des Saualpenkristallins (RAITH et. al., 1994). Die petrographische Beschreibung der limonitischen Erze ist Teil der für die Bearbeitung der komplexen Fragestellung der Kartierbarkeit der Lagerstättenkörper des Hüttenberger Typs.

Begleitend zur magnetischen Kartierung und den petrologischen Untersuchungen wurden petrophysikalische Parameter der Erze und der begleitenden Lithologien bestimmt. Geringe magnetische Kontraste zur prospektierenden Vererzung bedingen schwache geomagnetische Störkörpersignale. Eine interpretative und modellierende Bearbeitung geomagnetischer Daten erfordert Kenntnisse über den Suszeptibilitätskontrast, magnetische Trägerminerale der einzelnen Lithologien, sowie Kenntnisse über Stärke und Richtung der remanenten Magnetisierung. Die Suszeptibilitäten der einzelnen Lithologien unterscheiden sich im Bereich einer Zehnerpotenz, wobei die limonitischen Erze eine Volumenssuszeptibilität in der Größenordnung von maximal $5 \cdot 10^{-3}$ [SI] bis mittlere 10^{-4} [SI] zeigen. Marmore liegen im Bereich von 10^{-5} [SI] wobei in Abhängigkeit der Verunreinigungen durch paramagnetische Minerale nicht immer von rein diamagnetischen Gesteinen ausgegangen werden kann. Die Suszeptibilität erstreckt sich von minimal $1,7 \cdot 10^{-5}$ bis $9,1 \cdot 10^{-5}$ [SI]. Glimmerschiefer liegen mit einer Volumenssuszeptibilität von niedrigen 10^{-4} [SI] zwischen Marmoren und Limoniten. Der Kontrast zu den limonitischen Erzen mit geringeren Suszeptibilitäten liegt somit im Bereich von $1 \cdot 10^{-4}$ [SI]. Dies würde eine Kartierung der limonitischen Erze im Glimmerschiefer beinahe unmöglich machen. Die im Norden des Detailfeldes liegenden Pegmatite zeigen mit ihrer geringen Mächtigkeit und ihrem diamagnetischen Verhalten kaum einen Einfluss auf die hier durchgeführten geomagnetischen Messungen.

Die Analyse der isothermalen remanenten Magnetisierung mittels CLG (Cumulative Gaussian Log) zeigte, dass es sich um ein Mehrkomponentensystem magnetischer Trägerminerale handelt. Limonite weisen eine hochkoerzitive Phase ($H_{CR} 1800\text{mT}$), die in den Dünnschliffen und anhand der Curiekurven in kristalliner Form als Lepidokrokite zu beschreiben ist, neben einer niederkoerzitiven Phase ($<H_{CR} 200\text{mT}$) auf.

Es konnte neben Lepidokrokit/Goethit auch Hämatit in den Dünnschliffen und Anschliffen der limonitischen Erze beschrieben werden. Diese beiden Mineralphasen sind die höherkoerziven Anteile des Mehrkomponentensystems. Die IRM Erwerbskurve, bzw. die bestimmten Remanenzkoerzitivkräfte bestätigen die petrologischen Ergebnisse. Eine Mischung beider Phasen mit Magnetit scheint anhand der in den Curiekurven aufgezeigten Umwandlungsreihe der Limonite als wahrscheinlich. In allen limonitischen Proben, die im Dünnschliff betrachtet wurden (KE1, KE2, KE5, KE6) konnte akzessorisch Hämatit als Nebengemengteil beschrieben werden, der das charakteristische Glaskopfgefüge mit Limonit bildet und auch als Pseudomorphose nach Pyrit und Limonit auftritt. Die Curiekurven zeigen grundsätzlich die Umwandlungsreihe von Goethit zu Magnetit/Maghemit zu Hämatit auf. Der Verlauf der Kurve kann als charakteristisch für die vorliegenden Eisenhydroxidphasen betrachtet werden und wurde auch von Hanesch et. al. (2006) an thermomagnetischen Kurven beobachtet. Der unterschiedliche Verlauf der Kurven und auch die unterschiedlichen Suszeptibilitäten können durch eine mineralogische, mineralchemische Inhomogenität im Ausgangsmaterial erklärt werden, wobei von Hanesch et. al. (2006) der Kohlenstoffanteil als reaktionstreibender Katalysator für diese Umwandlungsprozesse ausgewiesen wird. Graphit konnte in allen limonitischen Proben unter dem Mikroskop als Nebengemengteil identifiziert werden. Weiters können unterschiedlich verlaufende Dehydroxilationsreaktionen, sowie unterschiedliche Gehalte an Goethit und Lepidokrokit den Reaktionsverlauf signifikant beeinflussen (Gendler et. al., 2004). Mit Abb. 40 vergleichbare Curiekurven wurde von Hanesch et. al. (2006) als Vergesellschaftung ferromagnetischer Minerale in Böden erklärt. Die Formation der magnetischen Phasen bei 450°C wurde auf die Alterationen von Goethit oder Hämatit und die Phasenumwandlung bei 250°C - 300°C auf Ferrihydrite bzw. Lepidokrokit zurückgeführt. Die vollständige Umwandlungsreihe mit dem Beginn der Magnetit/Maghemitbildung bei 290°C, einem Hopkinsonpeak von Magnetit mit einem T_c bei 580°C und einem weiteren Abfall der Suszeptibilität bei 670°C (Hämatit), ist in Abb.36 dargestellt. In der Probe KE6 konnten neben den typischen Eigenschaften der Hüttenberger Limonite eine Mineralphase mit einem T_c von 366°C beschrieben werden. Sulfidphasen, Pyrit, Pyrrhotin, bzw. Markassit konnten somit in Curiekurven und Dünnschliffen beobachtet werden. Pyrit und Markassit beginnen sich ab einer Temperatur von 250 - 300°C zu bilden (Kontny et. al., 2000). Die thermische Entmagnetisierung deutet mit einem Abfall der NRM auf 50% M/M_{max} im Temperaturbereich von 100-120°C auf die hochkoerzitive Phase als Goethit/Lepidokrokit. Die Restmagnetisierung steckt in Phasen mit höheren Blockungstemperaturen, wobei der Anteil der hochkoerziven, niedertemperierten Phase abhängig vom Grad der Verwitterung ist.

Die begleitenden Lithologien im Detailfeld, Marmore, Glimmerschiefer und Pegmatite, zeigen ebenfalls das aus den Limoniten bekannte Mehrkomponentensystem, jedoch tritt hier Magnetit als magnetisches Trägermineral dominant in den Vordergrund und eine dritte, limonitische Komponente kann im Allgemeinen als viskose Verwitterungsremanenz betrachtet werden. Lediglich im Bereich der alten Pinggen tritt eine dominantere Goethitkomponente mit einem Anteil von 63% an der Erwerbsskurve im Marmor auf.

Da es bei der Untersuchung der ferro- und paramagnetischen Anteile an der Suszeptibilität der einzelnen Lithologien bei allen Proben möglich war, die Hyperbel an die Niedertemperaturkurve anzupassen, kann man von einem relativ hohen Anteil paramagnetischer Mineralien, Glimmern, Sulfiden, etc., neben den diamagnetischen Quarzen und Feldspäten ausgehen. Die limonitischen Proben zeigen neben dem zwischen 40%Gew FeO und 60%Gew FeO liegenden Eisengehalt auch einen sehr hohen Anteil an ferromagnetische Phase im Vergleich zu den von paramagnetischen Mineralien dominierten, begleitenden Lithologien. Das paramagnetische Verhalten der Marmore kann auf Lagen dunkler und heller Gimmer (Biotit, Muskovit, Phlogobit) zurückgeführt werden. Die Variation der Suszeptibilität der Marmore kann einerseits auf höhere Gehalte an Eisenoxiden, bzw. Hydroxiden im Nahbereich von Vererzungszonen, aber auch auf einen höheren Anteil an paramagnetischen Mineralphasen zurückgeführt werden, die sich im Zuge der metasomatischen Prozesse in den Marmoren lagenförmig anordneten.

Die Ergebnisse der Vektoranalyse zeigen, dass es im Untersuchungsraum keine dominante Richtung der NRM gibt. Auch die einzelnen paläomagnetischen Vektoren, die mit Hilfe der Zijderfelddiagramme ermittelt wurden, zeigten keine Gruppierung, sondern vielmehr eine zufällige Verteilung mit sowohl positiven als auch negativen Inklinationen auf engem Raum. Auf Grund der Tatsache, dass die Königsberger Faktoren (Q-Faktor), das Verhältnis von remanenter zu induzierter Magnetisierung (Soffel, 1991), in allen Proben kleiner eins sind, wurde für die Modellierung der geomagnetischen Daten die Remanenz nicht berücksichtigt. Die geomagnetischen Rohdaten (63700 Messpunkte aus kontinuierlichen Messungen und 2400 stationäre Messpunkte aus der Detailprospektion) wurden mit den Daten einer Basisstation beim Gehöft Semlach-Eisner reduziert. Es wurde ein Lokales Nullfeld über lineare Regression aus den Basisdaten errechnet. (Abb.46).

Der Vergleich der Messdaten zeigt einen Niveauunterschied von 25nT-30nT des Medianes des Totalfeldes (Bereich Detailfeld: 47890,6nT auf einer mittleren Seehöhe von 1200m) zum IGRF (Raum Hüttenberg: 47918,7nT). Die in dieser Arbeit verwendeten Daten sind nicht auf das Niveau des IGRF rückgeführt worden, da lediglich die Störkörperortung und deren Charakteristika von Interesse waren.

Da im kontinuierlichen Messmodus teilweise Probleme mit der Signalqualität auftraten und für die Detailkartierung die zusätzliche Messung eines Vertikalgradienten von Interesse war, wurde das Detailfeld stationär gemessen. Die Signalqualität der kontinuierlichen Messungen ist stark vom Gelände abhängig. Wird das Messgerät, bzw. die die Spule umgebende protonenhältige Flüssigkeit erschüttert, kommt es durch die Störung der Präzessionsbewegung der Protonenspins zu Messfehlern. Dies tritt vor allem in schwierigem, steilem, bzw. durch Jungwald oder dichten Hochwald schwer zugänglichem Gelände auf. Die ersten Messungen im kontinuierlichen Messmodus im Bereich des Hüttenberger Erzberges wurden im Zuge der in WALACH et. al. (2010) beschriebenen geomagnetischen und geoelektrischen Prospektion auf relativ leicht begehbarem Gelände (Wiesen) durchgeführt, wo diese Problematik nicht auftrat. Es wurde versucht, durch eine „flächendeckende“ Begehung des Umfeldes der archäologischen Grabung bei Semlach Eisner eine Abgrenzung des Verhüttungsstandortes vorzunehmen, bzw. umliegende Verhüttungsplätze auszuweisen. Durch das sehr gute Kontrastverhältnis von Schlackenhalde und Lithologie konnten mit dieser sehr schnellen und unkomplizierten Messvariante Schlackenhalde, aber auch lithologische Grenzen geortet werden. Die weiterführende Übersichtskartierung, die im Wesentlichen über der gesamten Erstreckung des ehemaligen Bergbaugesbietes, vom Görschitztal bis zur östlichen Grenze des Hüttenberger Marmorzuges gegen die Eklogitserie, durchgeführt wurde, stellte auf Grund der Topographie, der dichten Wälder und der teils massiven Verbauung neue Anforderungen an die geomagnetische Messungen. Die Ergebnisse der Übersichtskartierung sind im Anhang A dargestellt. Die neun kontinuierlich gemessenen Profile wurden wie auch die Detailkartierung reduziert und mit gleitenden Mittelwerten geglättet. Vor allem in den westlichen Profilen, die häufig Siedlungsgebiete und Straßenabschnitte querten, war die Qualität der Messung nur wenig befriedigend und der Korrekturaufwand sehr groß.

Die östlichen Profile werden im Allgemeinen ruhiger. Auf Grund der ersten Laboruntersuchungen konnte man davon ausgehen, dass die Anomalien in einem Wertebereich von 150nT zu liegen kommen werden und man auf Grund der Größe von Vererzungszonen im Vergleich zu archäologischen Störkörpern, mit langwelligeren Formen rechnen muss. Anomalien dieser Form wurden im Profil O 95180m zwischen N 5199600m und N 5201200m in einem grundsätzlich magnetisch störungsfreien Gebiet gefunden. Die Nähe dieser Lokalität zum „Römerstollen“ und der von CLARET. AL (1981) ausgewiesenen „Pingenlandschaft“, sowie die Lage des Ackerbau Liegendlagers mit der relativ nahe zur Geländeoberkannte reichenden Struktur waren die maßgeblichen Gründe für die Wahl des Detailfeldes. Lithologische Grenzen, bzw. einzelne Körper, wie z.B. die in Abb.4 dargestellten Serpentinlinsen, konnten jedoch sehr gut verifiziert werden (Anhang A, Profil 93980; N 5198900m).

Auf Grund der zu erwartenden Strukturgröße wurde für die Detailkartierung ein Profilabstand von 100m mit einem Punktabstand von 10m gewählt, der bei Bedarf auf einen Profilabstand von 50m verdichtet werden sollte. Die Kartierung des Detailfeldes erfolgte mit diskreten Messungen. Sowohl Totalintensität, als auch Gradient wurde entlang der Profile, mit einer maximalen Abweichung von 10m OW gemessen. Die Korrekturverfahren der Übersichtskartierung, Reduktion, Filterung Transformation wurden hier ident angewandt. Durch die geringere Größe und die detailliertere Aufzeichnung lokaler, kleinräumiger Störkörper und die diskrete Messung konnten so aussagekräftigere Daten produziert werden, als dies mit der kontinuierlichen Messung möglich war. Speziell die die Filterung kurzweiliger Signale hoher Intensität, verursacht von anthropogenen Störkörpern war entscheidend für die Interpretier- und Modellierbarkeit der Daten.

Der südliche Teil des Messgebiets liegt auf mehreren hundert Metern im Granatglimmerschiefer. Sofern keine Gebäude, Siedlungen, Straßen oder andere anthropogene Störkörper vorhanden waren, verhielten sich das Totalfeld und der Gradient unauffällig. Eine Häufung von Anomalien am südlichen Rand des Messfeldes kann einerseits Gebäuden, Brunnen und Siedlungsgebieten zugeschrieben werden, die sich im SO des Kartiergebietes, rund um den Löllinger Erbstollen befinden. Weiters ist aber in der geologischen Karte die nahe Deckengrenze und eine Scharung ONO-WSW streichender Störungen, verbunden mit einem häufigen Wechsel der Lithologie zu beobachten. Die Trennung dieser Vielzahl von Störkörpern war nicht möglich. Generell konnten die NNO-SSW streichenden mittelsteil bis steil einfallenden Bruchstaffeln (Ostlager-Sprung, Schachtlager-Sprung), entsprechend Abb.4 und Abb.6 und auch im Isoanomalienplan des Totalfeldes aufgezeigt werden. Auf Grund der WNW-ONO Staffelung der Erzkörper, orientiert entlang der Faltenachse in den Marmoren, konnte die nicht als Störkörper wirksamen, länglichen Strukturelemente kartiert werden.

Vor allem im Zentrum des Kartiergebietes (N 5200200m; O 95400m) bzw. am westlichen Rand (N 52000000m bis N 5200400m) konnten Vererzungszonen nachgewiesen werden. Der Vertikalgradient und auch die polreduzierte Totalfeldkarte zeigen in diesem Bereich Vererzungen an. Neben der magnetischen Signatur konnten, wie in den Profildarstellungen vermerkt (Anhang B; Abb. 38, 39), Lesesteinkartierungen, aber auch Funde alter Stollen, Mundlöcher, Pingen, Ruinen von Gebäuden (Pulverturm, Spülversatzanlage) die Vererzungszonen bestätigen. Die Revierkarte von PICHLER A. (2003) bestätigte weitgehend die Geländefunde. Mit Sicherheit kann davon ausgegangen werden, dass eine Vielzahl der kurzweiligen Signale durch Schlackenhalde die seicht im Boden liegen verursacht wurden, zumal die Spuren des neuzeitlichen Bergbaues allgegenwärtig scheinen, und Schlackenfelder ohne große Ausdehnung lokal gewaltige Anomalien

verursachen können die das 10-100 fache der Intensitäten der limonitischen Erze zeigen. In der südlichen Verlängerung des Profils 95680 des Detailfeldes konnte beispielsweise eine Verbruchzone und Senkung der Oberfläche beobachtet werden, die nach Angaben von Anrainern durch heimgesagte Stollensysteme im Untergrund verursacht werden.

Die für die Modellierung relevanten Strukturen sind die WNW-OSO streichenden, über mehrere Profile (z.B.: 95160, 95260 und 95360) verfolgbaren limonitischen Körper, die sowohl durch geologische Kartierungen, oder durch Literaturstudien belegbar sind, als auch in der Geomagnetik kartiert werden konnten. Die Modellierung wurde an einem charakteristischen, grundsätzlich gut geeigneten Profil durchgeführt. Das Profil 95260 zeigt im Süden die Problematik der anthropogenen Störkörperwirkung durch einen massiven negativen Monopol. Im Bereich N 5200000m konnte jedoch die Kurvenform durch die Modellierung der Schichtgrenze des liegenden Glimmerschiefers zum Marmor modelliert werden. Die im Zentrum gelegene Anomalie 1 konnte dem Ackerbau Liegendlager, bzw. Vererzungen im Bereich dieses Lagers zugewiesen werden. Der Störkörper konnte mithilfe der Labordaten und einem, aus den Schnitten von CLAR (1953) rekonstruiertem Körper, dessen Oberkante in einer Teufe von ca. 60m und sein Mittelpunkt in ca. 120m unterhalb der Geländeoberkante liegen, modelliert werden. Die nördlich anschließenden, sich überlagernden Anomalien entsprechen Körpern kleineren Querschnittes. Die Modellierung konnte mit Körpern von 10-20m Mächtigkeit und 80-110m N-S Erstreckung, bei einem Einfallswinkel von 10-20° S durchgeführt werden. Der Einfallswinkel entspricht in etwa dem Schichteinfallen. Dies korreliert mit den Beschreibungen von CLAR (1981) der die Erze als Lager in den Schichtungs- und Schieferungsebenen des Nebengesteins beschrieb. Abb.7 zeigt in einem Schnitt durch ausgewählte Erzkörper, der in etwa (exakter Koordinatenbezug fehlt) im Bereich des modellierten Profils liegt, ein ähnliches Bild. Das nördliche Ende des Profils konnte durch einen der Hangneigung parallel verlaufenden, flache liegenden 20m mächtigen und 150-200m langen Störkörper modelliert werden, wobei am Ende des Profils ein anthropogener Einfluss nicht ausgeschlossen werden kann. An der Oberfläche konnten beständig verbrochene Stolleneingänge gefunden werden und laut Anrainerberichten wurden an dieser Bergflanke nahe Großkoll zur Zeit der Heimsagung des Bergbaus auch Mundlöcher gesprengt bzw. vermauert.

Erzkörper des Hüttenberger Typs können mit geomagnetischen Prospektionsverfahren aufgesucht werden, sofern die Überlagerungsmächtigkeit ein Maximum von 150-200m nicht überschreitet und der Störkörper in Abhängigkeit seiner Suszeptibilität ein entsprechendes Volumen aufweist. Begleitende Geländebegehungen und geologische Kartierungen sind erforderlich. Vor allem die Kenntnisse der petrophysikalischen Parameter der Störkörper sind für die Interpretation unumgänglich. Ein kleineres

Messraster, bzw. detailliertere Vermessung des Kartiergebietes wäre auf Grund der Anforderungen an Größe und Mächtigkeit von Erzkörpern nicht nötig. Die geomagnetische Prospektion kann somit als rasche, ohne großen Personal- bzw. Materialaufwand durchführbare, begleitende Untersuchungsmethode für Vererzungen des Hüttenberger Typs eingesetzt werden. Als alleinstehende Methode ist sie für eine Detailprospektion jedoch ungeeignet. Für die Ortung von Störkörperarealen ist die hier präsentierte Methodik einsetzbar. Speziell in der Archäoprospektion, kann sie auf Grund des sehr guten Kontrastverhältnisses von Schlacken und Gesteinen sehr gut eingesetzt werden.

Literatur

BECKER, L. P., FRANK, W., HÖCK, V., KLEINSCHMIDT, G. NEUBAUER, F., SASSI, F. P. & SCHRAMM, J.M. (1987): Outline of the pre-alpine metamorphic events in the Austrian Alps. – In: FLÜGEL, H., SASSI, F.P., & GRECUKA, P. (Eds): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine Mediterranean belts. S. 69-106; Bratislava.

BUTLER, R.F., (1992): Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Blackwell, Boston. 319 pp.

CLAR, E. & MEIXNER, H. (1981): Die Grundlegenden Beobachtungen zur Entstehung der Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg. –In Carinthia 2, 171/91.1981, S. 55-92; (Klagenfurt).

CLAR, E. & MEIXNER, H. (1953): Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. Aus: Lagerstättenuntersuchungen der Österr.- Alpine Montangesellschaft; Carinthia II, 143., 67-92 Klagenfurt.

COLLINSON, D.W. (1983): Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism. Techniques and Instrumentation, Chapman and Hall, London, 503 pp.

DEKKERS M.J. (2007): Magnetic proxy parameters, In: D. Gubbins and E. Herrero-Bervera (eds.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Palaeomagnetism*. Springer, 525-534.

DUNLOP, D.J., ÖZDEMİR, O. (1997): Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. Cambridge Univ. Press, Cambridge. 573 pp.

DZYALOSHINSKY, L. (1958): A thermodynamic theory of „weak“ ferromagnetism of antiferromagnetics, J.Phys.Chem. Solids, 4, 241-255

EBNER, F. (1997): Die Geologischen Einheiten Österreichs und ihre Rohstoffe; in: Weber, L. (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs; Geologische Bundesanstalt, Archiv für Lagerstättenforschung. 17, 608 S, Wien.

Fritsch, W. (1971): Hohlräume in Sideriterz des Eisensteinbergbaues Hüttenberg. – Carinthia2 (Klagenfurt), Festschrift Kahler, Sh. 28:891-304.

Fuchs, H. W. (1978): Korngefügeanalytische Untersuchungen der Sideritlagerstätte Hüttenberg, Kärnten; Diss. Univ. Innsbruck, 161 S., Innsbruck.

Fuchs, H. W. (1980): Korngefügeanalytische Untersuchungen der Sideritlagerstätte Hüttenberg (Kärnten); TPM, 27, 233-260.

GÜNTHER, A. (2003): Magnetische Anisotropie gebänderter Eisenerze und deren Beziehung zu kristallographischen Vorzugsrichtungen. Diss. Univ. Clausthal; S157, Clausthal.

HABLER, G. & THÖNI, M., (2001): preservation of Permo-Triassic low pressure assemblages in the Cretaceous high pressure metamorphic Saualpe crystalline basement (Eastern Alps, Austria);- Journal of metamorphic Geol. 19, 679-697.

- HANESCH, M., STANJEK, H. PETERSEN, N. (2006):** Thermomagnetic measurements of soil iron minerals: the role of organic carbon. *Geoph. J. Int.*, Vol 165, Issue 1, p. 53-61.
- KONTNY A., DE WALL H., SHARP T.G., PÓSFAL M., (2000):** Mineralogy and magnetic behavior of pyrrhotite from a 260°C section at the KTB drilling site, Germany. *Am. Miner.*, **85**, 1416-1427.
- KRUIVER, P.P., DEKKERS, M.J., HESLOP, D. (2001):** Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 189, 269–276.
- KURZ, W., FRITZ, H. (2003):** Tectonometamorphic evolution of the Austroalpine Nappe Complex in the Central Eastern Alps. Consequences for the Eo-Alpine evolution of the Eastern Alps; *International Geology Review*, 45, 1100-1127.
- LAFNER, A. (2009):** Magnetische Charakterisierung der Böden in der antiken Bergbauregion Ferrum Noricum (Raum Knappenberg/Kärnten). Diplomarbeit, Montanuniversität Leoben, 92 Seiten, Leoben.
- MEIXNER, H. (1975):** Minerale und Lagerstätten im Bereich der Saualpe, Kärnten,; *Clausth. Geol. Abh., Sb.*, 199-217.
- MORRISH, A.H. (2001):** The physical Principles of Magnetism. IEEE Press, Piscataway, NJ
- MORRIS, A. (2003):** A paleomagnetic and rockmagnetic glossary; *Tectonophysics* 377, 211-228.
- NEUBAUER, F. & SASSI, F.P. (1993):** The Austro-Alpine Quarzphyllites and Related Paleozoic Formations. – In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. S. 423-439; (Berlin).
- PETROVSKY, E., KAPIČKA A. (2006):** On determination of the Curie point from thermomagnetic curves. *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, B12S27, 10 PP.
- PROCHASKA, W. (2008):** Die Geologische Lagerstättenkundliche Stellung der Hüttenberger Vererzungen. – *Austria Antiqua 2: Die Produktion von Ferrum Noricum am Hüttenberger Erzberg*, S:7-13 (Wien)
- PUTZ, M., STÜWE, K., JESSELL, M., CALCAGNO, P. (2006):** Three-dimensional model and late stage warping of the Plattengneis Shear Zone in the Eastern Alps; *Tectonophysics* 412, 87-103
- RAITH, J.G. (1994):** Fluidentwicklung und Skapolithbildung in metamorphen Gesteinen der Saualpe. – *Mittl. Österr. Mineral. Ges.*, 139:169-183
- RAITH J.G. (1998):** Petrographie und Mineralchemie von Skapolithen aus dem Kristallin östlich der Hohen Tauern. – *Mittl. Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum*, Heft 62/63::23-38 (Graz).
- SCHMID S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E., SCHUSTER, R (2004):** Tectonic map and overall architecture of the alpine orogen; *Eclogae geol. Helv.* 97, 93-117.
- SOFFEL, H. CR. (1991):** Paläomagnetismus und Archäomagnetismus, Springer Verlag, 276 S., Berlin-Heidelberg-New York.
-

TAUXE, L., CONSTABLE, C. G., STOKKING, L. B., BADGLEY, C. (1990): "The use of anisotropy to determine the origin of characteristic remanence in the Siwalik red beds of northern Pakistan." Jour. Geophys. Res. 95: 4391–4404.

TAUXE, L., (1998): Paleomagnetic Principles and Practice. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht.

TAUXE, L. (2005): "Inclination flattening and the geocentric axial dipole hypothesis." Earth Planet. Sci. Lett. 233: 247-261.

TARLING, D.H., HROUDA, F. (1993): The Magnetic Anisotropy of Rocks, Chapman and Hall, London.

THOMPSON, R., OLDFIELD, F. (1986): Environmental Magnetism. Allen and Unwin, London. 227 pp.

THÖNI, M. (2002): Sm-ND isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and evaluation of potential problems for garnet SM-ND chronometry; chemical geology 185, 255-281.

THÖNI, M., MILLER, C. (1996): Garnet SM-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and p-t constraints on the thermal and tectonic history, Journal of Metamorphic Geology, 14, Issue 4, 453-466.

TIPLER, P. A. (2004): Physik für Wissenschaftler und Ingenieure; Spektrum Akad. Verl., 1388 S., Heidelberg .

WALACH, G., SCHOLGER, R. (2010): Geomagnetic and geoelectric prospection on a roman iron production facility in Hüttenberg, Austria (Ferrum Noricum). -in: Geophysical Research Abstracts, S. 8007 - 8007

WEISSENBACH, N., PILGER, A. (1978): Geologische Karte der Saualpe Nord, 1:25000, Geolog. B.A. (Wien).

WELZ, B. (1997): Atomabsorptionsspektrometrie, Neubearb. Auflage XXIV, S: 994 .

VORTISCH, W. (1982): Claymineralogical Studies of some Tills in Northern Germany. - Geologica et Palaeontologica, 15, 167-192, Marburg/Lahn.

Internetseiten:

<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>

www.mindat.org

www.agico.com

<http://www.geometrics.com/>

<http://www.gemsys.ca/>

<http://www.gemsys.ca/>

Abbildungen

Abb. 1: Regionale geographische Übersichtskarte	7
Abb. 2: Großtektonischer Überblick des Ostalpins (THÖNI, 2002) - SI = Silvretta, ÖTZ = Ötztal, SAU = Saualpe, KOR = Koralpe, PO = Bachergebirge (Slowenien), GN = Gurktaler Decke, TW = Tauern Fenster, EF= Engadiner Fenster, RW = Rechnitzer Fenster und PAL = Periadriatische Naht	9
Abb. 3: Lage der Kor- und Saualpe im Korallen-Wölz Deckensystem. (PUTZ et. al. 2006)	10
Abb. 4: Geologische Übersichtskarte 1:100000 (CLAR, 1953)	14
Abb. 5: Einschiebung von Verdrängungs-Erzkörpern mit dem Einfallen des Lineargefüges und der Faltenachse (B), dargestellt in Horizontalschnitten verschiedener Höhen mit Lagekugelprojektion der s-Flächen/ Pole und der B-Achsen (CLAR, 1953)	15
Abb. 6: Lagekarte von Erzkörpern und Hauptstörungen (CLAR 1953)	16
Abb. 7: Schnitte durch ausgewählte Erzkörper (Clar, 1953)	18
Abb. 8: Geomagnetische Modelle, links: geneigter geomagnetischer Dipol; rechts: GAD [M-dipolmoment des geozentrischen axialen Dipols, λ geographische Breite, r_e -Erdradius, I-Inklination, N-geographischer Nordpol, H-magnetischer Feldvektor]. Die Pfeile zeigen die Orientierung der magnetischen Feldlinien und deren unterschiedliche Feldstärke am Pol ca. 60000nT und am Äquator ca30000nT. Die Inklination kann mit $\tan I = 2 \tan \lambda = H_v / H_h$ (vgl. Abb.9) beschrieben werden (Buttler 1992)	20
Abb. 9: Beschreibung der Komponenten des Erdmagnetfeldes (Buttler, 1992)	20
Abb. 10: Tagesgangkurven des 22.6.2010. Dargestellt werden X, Y, Z-Komponenten des geomagnetischen Feldes und die Totalintensität B_T	21
Abb. 11: IGRF – international Geomagnetic Referenz Field (2010)	22
Abb. 12: Schematische Übersicht magnetischer Ordnungszustände (GÜNTHER, 2003) ohne äußeres Feld: Anordnung der magnetischen Momente, Pfeile stellen Richtung und Stärke der spontanen Magnetisierung dar. Unter Einfluss eines äußeren Magnetfeldes: Anordnung der magnetischen Momente, weiße Pfeile stellen die Richtung des Äußeren Magnetfeldes und schwarze Pfeile die Richtung und Stärke des Induzierten Magnetfeldes dar	23
Abb. 13: Probenahme und Aufbereitung; Oben: Handstück KE25 mit Kernbohrungen normal auf die Orientierungsfläche und Entnahmewerkzeug; Unten: Pulverpräparate für die Curiepunkts-Bestimmung und die AAS-Analytik	33
Abb. 14.: Übersichtskartierung 2008; blau-Knappenberg, rot-Rudolfshöhe, gelb-Hüttenberger Erzberg	35
Abb. 15: Detailkartierung 2010, gelb-Hüttenberger Erzberg	35
Abb. 16: Walkmag Geräteaufbau	35
Abb. 17: Ausschnitt aus der geologischen Karte des Lagerstättenbereichs am Hüttenberger Erzberg und der Darstellung der Probenahmepunkte. Verändert nach CLAR (1953)	36
Abb. 18: links: Beprobung KE5; rechts: verschlammtes Erz (Hoffnungsstollen)	40
Abb. 19: Druse in Limonit (Fuchstagebau); rechts: Aufschluss KE22 im Tagebau neben der ehemaligen Spülversatzanlage (Kontakt von Limonit und Marmor)	41
Abb. 20: unten: Karbonate, Serizit, Limonitisierung; symplektitisches Gefüge (5x; rechts +N); oben: Limonitisierung, Qtz, Glimmer, Serizit (5x; rechts +N)	42
Abb. 21: Pseudomorphose von Magnetit und Lepidokrokit, möglicherweise auch Hämatit nach Pyrit (10x, rechts +N)	43
Abb. 22: Limonitische Grundmasse bei +N. Die leuchtenden Anteile sind silikatische Bestandteile, bei zu hoher Belichtung. (5x)	44
Abb. 23: links: Pseudomorphose von Limonit nach Siderit (5x); rechts: Glaskopf (10x)	44
Abb. 24: Primärgefüge des Siderits (5x, rechts +N)	45
Abb. 25: oben: Skapolit Grundmasse verwachsen mit Klinozoisit (5x; rechts +N); mitte: Karbonat in zwei Generationen verwachsen mit Skapolith und Klinozoisit (5x; rechts +N); unteren2: Karbonat als Kluffüllung in großem Pyritkorn, mit Skapolith und Klinozoisit (5x, rechts +N)	47
Abb. 26: Natürliche remanente Magnetisierung ausgewählter Proben rund um den Hüttenberger Erzberg. Die Kreuze zeigen die einzelnen Probenahmepunkte. Blaue Pfeile stellen inverse, rote normale Polaritäten dar.	49
Abb. 27: Beispiel einer thermischen und Wechselfeldabmagnetisierung von Limoniten vom Hüttenberger Erzberg (KE1). Links oben – Lagekugelprojektion, rechts oben – Zijderfelddiagramm (volle Kreise – horizontal Projektion; Ringe: vertikal Projektion), links unten - Wechselfeldabmagnetisierung einer hochkoerzitativen Phase, rechts unten – thermische Abmagnetisierung des Eisenhydroxids. Die AF-Abmagnetisierung der hochkoerzitativen Phase war nicht durchführbar. Entsprechend der Blockungstemperatur von 120°C konnte die Phase als Goethit bestimmt werden.	52

- Abb. 28: Ergebnisse der IRM an Limoniten des Hüttenberger Erzbergs, mit den typischen Verläufen für hochkoerzitive Goethite, die bei Feldern über 2T noch keine Sättigung zeigen (KE1,KE5). In manchen limonitischen Erzen treten Phasen geringerer Koerzitivität als dominante Komponente neben Goethit auf (KE2, KE22) 52
- Abb. 29: Glimmerschiefer und Pegmatite treten als Nebengesteine der limonitischen Erze im gesamten Kartiergebiet auf und umhüllen die erzführenden Marmore der Hüttenberger Serie. Sie zeigen in der IRM - Analyse insgesamt ein sehr konsistentes Bild. Es treten vorwiegend zwei, maximal drei Komponenten auf, die Remanenzen tragen können. Magnetit und Hämatit treten hier in den Vordergrund. KE20 und KE27 stellen eine Mischung der beiden niederkoerzitiven Phasen dar. 53
- Abb. 30: Der Hüttenberger Marmorzug zeigt in der IRM Analytik ein sehr einheitliches Bild. Es treten dominant Magnetit und auch Hämatit als Träger der Remanenz auf. Untergeordnet kann, wie auch in den Glimmerschiefern schon beobachtet eine hochkoerzitive Eisenhydroxidphase als dritte magnetische Komponente auftreten. Diese Phasen stellen ein Verwitterungsprodukt dar. Der unterschiedliche Kurvenverlauf der Proben KE3 und KE23 ist auf unterschiedliche Goethitgehalte zurückzuführen. KE25 stellt eine Mischung aus Magnetit und Hämatit dar, in der Hämatit jedoch die dominante Phase ist. 53
- Abb. 31: oben: Heizkurve (rot) und Kühlkurve (blau) der Probe KE2. Die strichpunktiierten Linien stellen den Zyklus bis 600°C dar; unten links: Heizkurve (rot) und Kühlkurve (blau) der Probe KE5. Die strichlierten Linien stellen den 500°C Zyklus dar. Beide Kurven zeigen den hyperbolischen Verlauf über den gesamten Temperaturbereich. Die Abbildung rechts unten wurde auf das Maximum aller Kurven Normiert (Rot/Blau-700°C Zyklus; Orange/Hellblau-500° Zyklus) und zeigt vor allem im 500°C Zyklus den Peak die für Lepidokrokit typische Kurvenform. 56
- Abb. 32: Heizkurve (rot) und Kühlkurve (blau) der Probe KE22 (strichpunktiiert) und KE28. 57
- Abb. 33: Heizkurve (rot) und Kühlkurve (blau) der Probe KE7 58
- Abb. 34: Heizkurve (rot) und Kühlkurve (blau) der Probe KE20. 58
- Abb. 35: Heizkurve (rot) und Kühlkurve (blau) der Probe KE24. 59
- Abb. 36: Bestimmung para- und ferromagnetischer Suszeptibilitätsanteile 59
- Abb. 37: Basisdaten zur Bestimmung des lokalen Nullfeldes im Detailfeld durch lineare Regression 60
- Abb. 38: Profil 95160 und 95260 des Detailfeldes. Rot entspricht dem Vertikalgradient, blau dem Totalfeld (T2) und grün dem trendkorrigierten Totalfeld. Die strichlierte Linie zeigt den N-S Trend. Die orangen Kästchen stellen Bereiche potentieller Vererzungszonen dar, die auf Grund der Lesesteinkartierung und der Literaturstudie bestätigt werden konnten (siehe Abb.6); das blaue Kästchen stellt einen anthropogenen Störkörper dar. Die Geologie ist schematisch über die Profile gezeichnet, wobei grün Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer zusammenfasst, blau Marmore und rot Pegmatite darstellt. 63
- Abb. 39: Profil 95360 des Detailfeldes. Rot entspricht dem Vertikalgradienten, Blau dem Totalfeld (T2) und grün dem trendkorrigierten Totalfeld. Die strichlierte Linie zeigt den N-S Trend. Die orangen Kästchen stellen Bereiche potentieller Vererzungszonen dar, die auf Grund der Lesesteinkartierung und der Literaturstudie bestätigt werden konnten (siehe Abb.6 und 16). Die Geologie ist schematisch über die Profile gezeichnet, wobei grün Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer zusammenfasst, blau Marmore und rot Pegmatite darstellt. 64
- Abb. 40: Isoanomalienpläne der residualen magnetischen Anomalie; anisotroper Suchradius bei Kriging mit symmetrischem Raster (14x14) (links) und gefilterte Darstellung (Gaussian 3x3, Low Pass, 9 node averaging) des Grids (rechts) 65
- Abb. 41: Totalfeld [nT] nach der Polreduktion entsprechend dem IGRF Feld für Knappenberg Hüttenberg. Rechts: Totalfeld-Isoanomalienplan über das Detailfeld mit Profillinien (grün). Links: Isoanomalienplan des polreduzierten Totalfeldes auf der geologischen Karte nach CLAR,E. (1953) mit den Erzlagerbereichen (grün, Abb.6). 66
- Abb. 42: Vertikalgradient (links) und Horizontalgradient (rechts). Erstellt im Programm Golden Software von Surfer. 9node averaging und Gaussian Low Pass 3x3 um Untergrundrauschen zu minimieren (Schraffur stellt Bereiche mit zu geringer Datendichte für die Erstellung des Grids dar). 67
- Abb. 43: Darstellung der Modellierung der geomagnetischen Anomalien im Profil 95260. Die verwendeten Daten sind Basiskorrigiert, gefiltert, ein N-S Trend wurde reduziert und eine Glättung mittels 5 stufigem, gleitendem Mittelwert durchgeführt. Das für die Modellierung herangezogene Normalfeld entspricht den IGRF-Parametern für Hüttenberg. Oben-Darstellung des magnetischen Totalfeldes [nT; TMI]: Blau-Messergebnisse; Rot-Modellkurve; Grau-Einzelwirkung der Störkörper; Unten-digitalisiertes Höhenmodell (Y [m] Seehöhe, X [m] Hochwert) entsprechend der ÖK 50.000 (lineare Interpolation zwischen den Höhenschichtlinien), Geologie entsprechend der Karte nach CLAR (1953): Blau-Marmor; Rot-Glimmerschiefer; Grün-modellierte Körper (Anomalie 1-schematischer Schnitt durch das Ackerbau Liegendlager Abb.6; Anomalie 2 und 3-modellierte limonitische Störkörper; Körper 4-Pegmatit); Die Parameter für die Störkörpermodellierung sind in Tab.5 und 6 zusammengefasst. Südlich der grün strichlierten Linie konnte eine Modellierung auf Grund anthropogener Störkörper nicht durchgeführt werden. 70

Tabellen

Tab. 1: Curie und Neeltemperaturen der wichtigsten magnetischen Minerale (DEKKERS, 2007)	26
Tab. 2: Lage der einzelnen Sites (Abb.17)	33
Tab. 3: Ergebnisse der AAS- Analytik, Angaben in Gew%	48
Tab. 4: Darstellung der Ergebnisse der Glühverlust-Bestimmung	48
Tab. 5: oben: Ergebnisse der Abmagnetisierung; unten: Ergebnisse der IRM Analyse (CLG); die Ergebnisse der thermischen und Wechselfeldabmagnetisierung wurden entsprechend der Blockungstemperaturen (T_b), bzw. ihrer Remanenzkoerzitivkräfte (H_{CR}) angepasst, so dass C1 und C1T jeweils hochkoerzitive Phasen mit geringer Entblockungstemperatur (120°C) und C2 bzw. C2T niederkoerzitive Phasen darstellen. [C_n -Komponenten; SIRM-Sättigungsremanenz; $B_{1/2}$ -Halbwertsbreite, Dec-Deklination; Inc-Inklination, M-Magnetisierung]	54
Tab. 6: Suszeptibilitäten, NRM und Königsberger-Faktoren (Q-Faktor) der einzelnen Lithologien	55
Tab. 7: Ergebnisse der Analyse ferro- und paramagnetischen Anteile der Suszeptibilität	59

Anhang

Anhang A - Profildarstellung der Übersichtskartierung am Hüttenberger Erzberg

Anhang B - Profildarstellung der Detailkartierung am Hüttenberger Erzberg

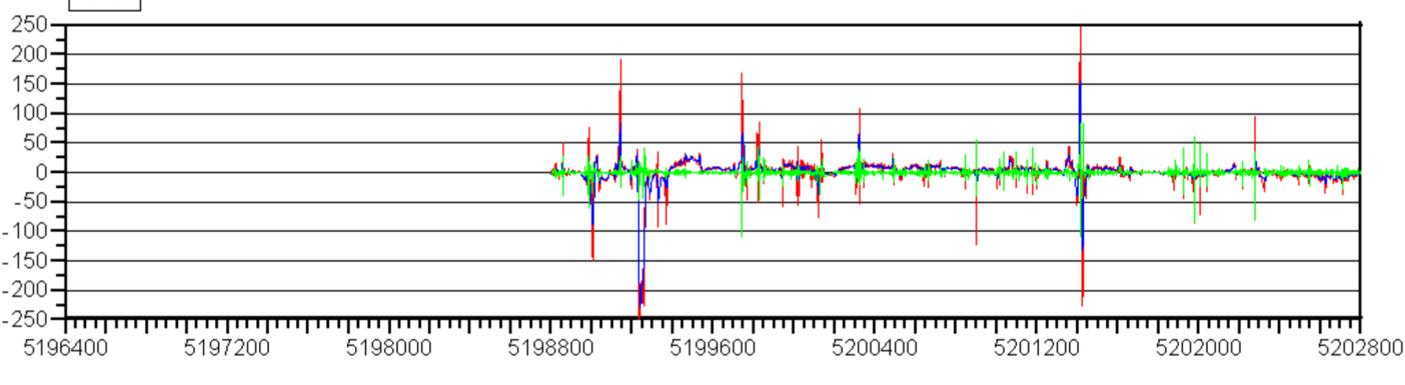
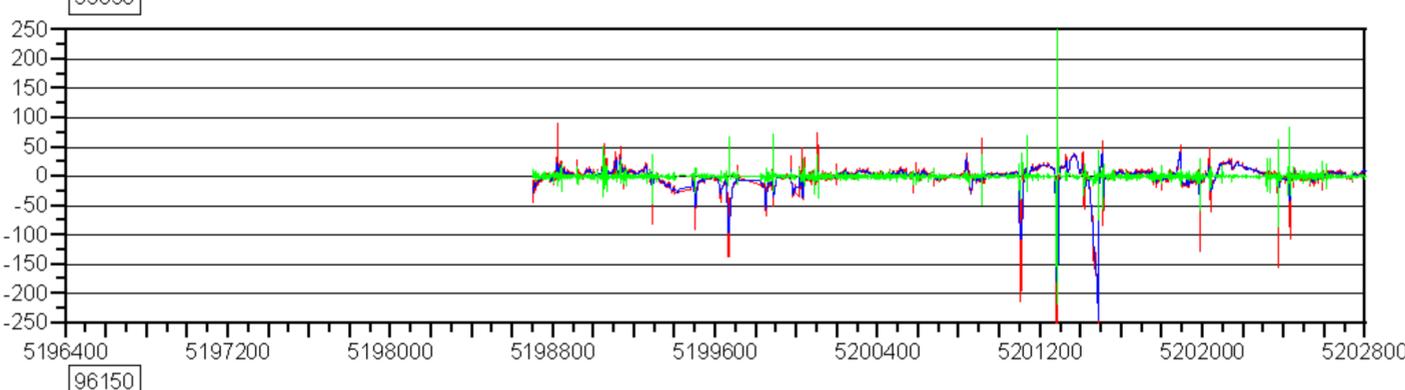
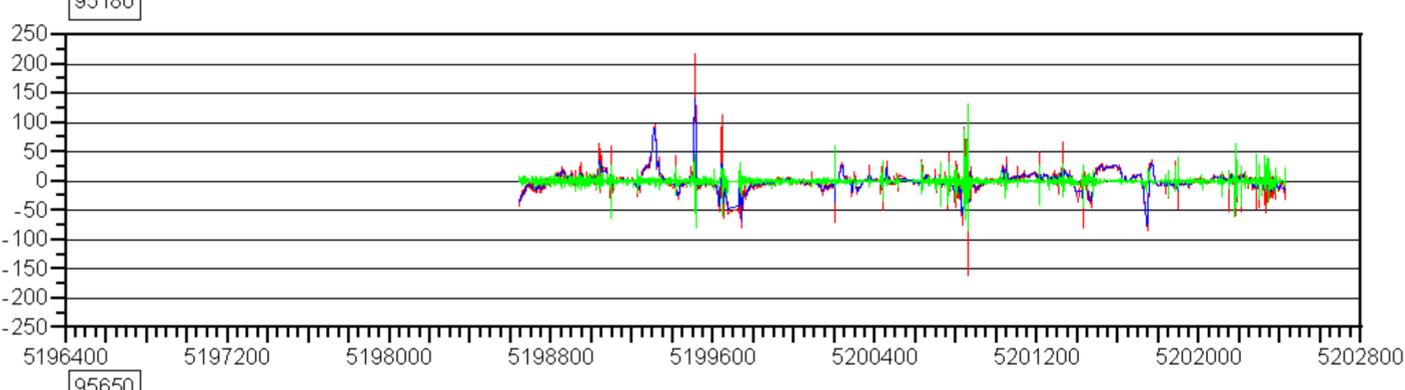
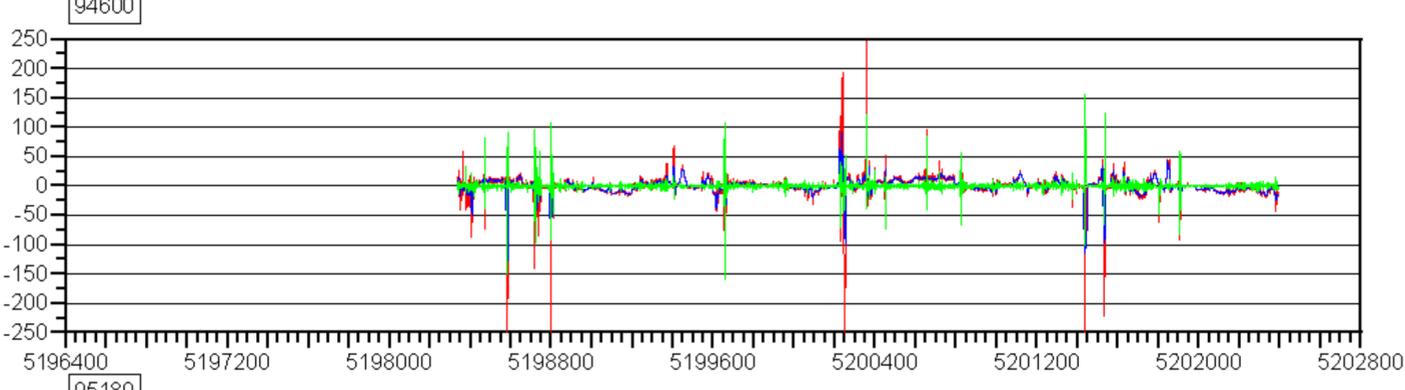
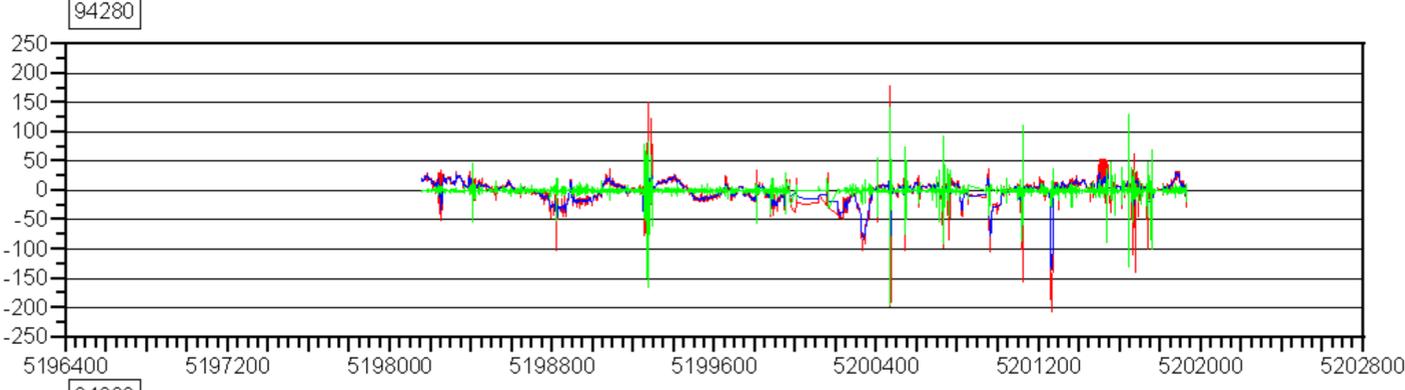
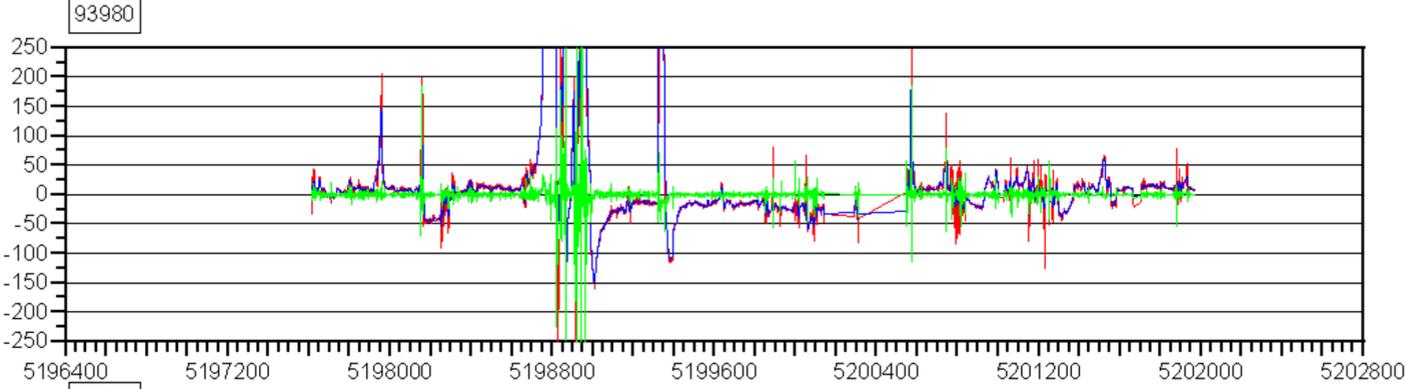
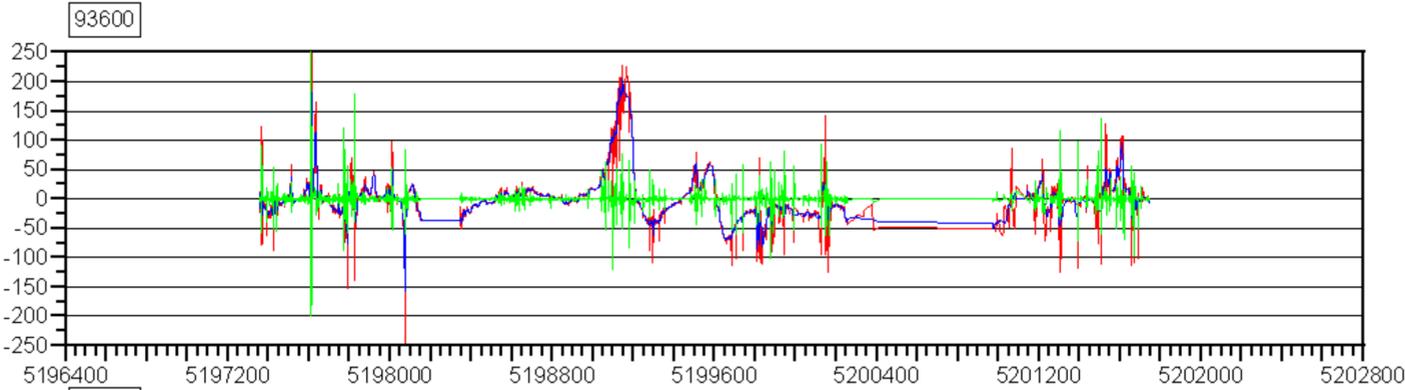
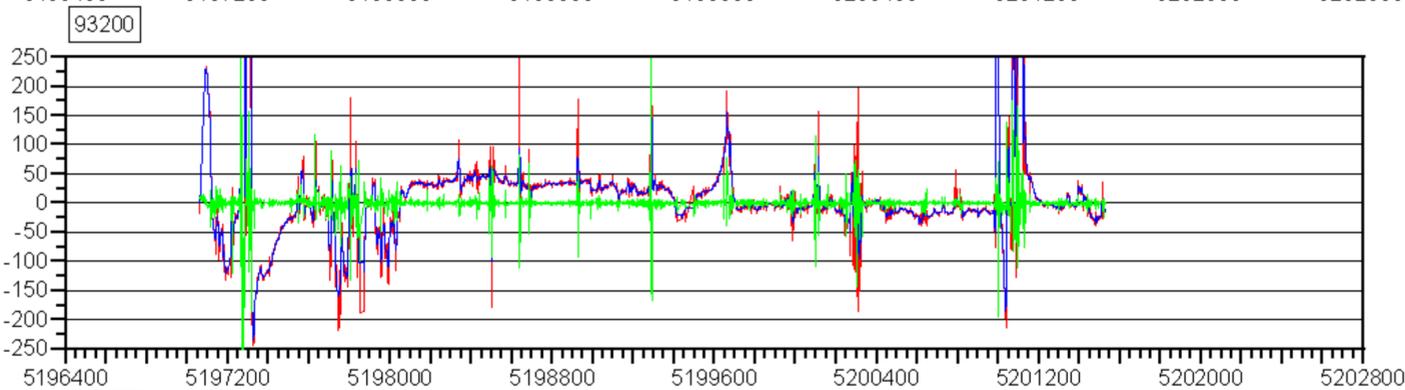
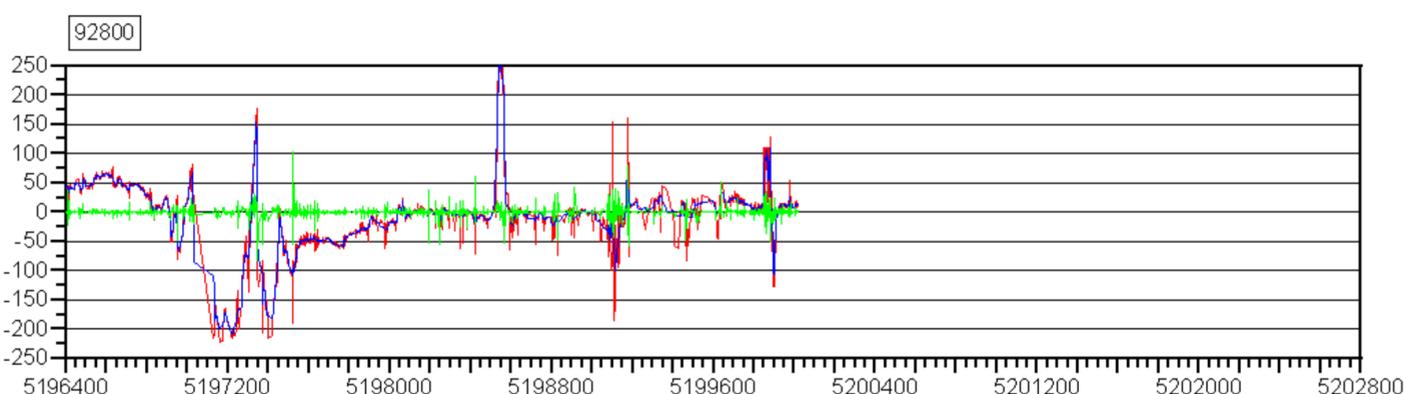
Profildarstellung der Detailkartierung am Hüttenberger Erzberg

Messfeld und Aufbau

Detailfeld: OW: 92800m-96250m; NS:5196400m-5202800m
 Profilabstand: 400-500m OW; kontinuierliche Messung
 Die Profile sind von Westen nach Osten gereiht.
 Korrekturen: Basiskorrektur; Horizontalgradient; Filterung; NS-Trend
 $T_2[\text{nT}] = T_1[\text{nT}] - \text{Spulenabstand} [\text{m}] * \text{Gradient} [\text{nT}]$
 $T_2[\text{nT}] [\text{nT}] - \text{NS-Trend} (*) = T_2^*[\text{nT}]$

Legende

- Totalintensität T_2^* [nT]
- T_2^* (9.GMW) [nT]
- Horizontalgradient $T_2^*_{(n+1)} - T_2^*_{(n)}$



Profildarstellung der Detailkartierung am Hüttenberger Erzberg

Messfeld und Aufbau

Detailfeld: OW: 94810m-96160m; NS:5199600m-5201000m
 Profilabstand: 50m-100mOW
 Messpunktabstand: 10m NS

Die Profile sind auf Datenblatt 1-3 von Westen nach Osten gereiht.

Datenblatt 1: 94810m-95160m

Datenblatt 2: 95260m-95760m

Datenblatt 3: 95860m-96160m & 95410m

In Profil 95410 ist das Totalfeld T1 [nT] aufgetragen und daraus die Residuale T1 [nT] * berechnet (Messprobleme)

Korrekturen: Basiskorrektur; Horizontalgradient; Filterung; NS-Trend

$T_2[nT] = T_1[nT] - \text{Spulenabstand [m]} \cdot \text{Gradient [nT]}$

$T_2[nT] - \text{NS-Trend (*)} = T_2^*[nT]$

Legende

- Totalintensität (T2) [nT]
- Vertikalgradient [nT]
- Residuale (T2*) [nT]
- GPS-Waypoints
- - - NS-Trend (*)

Geologie, vereinfacht nach Clar (1953):

- Grün: Glimmerschiefer
- Blau: Marmor
- Rot: Pegmatit
- Grau: Anthropogen

