

Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen im Gebiet Arzberg–Rauchenberg (Steiermark, Österreich)

Results of the Geophysical Investigations in the Area Arzberg– Rauchenberg (Styria, Austria)

Erich NIESNER

16 Abbildungen

Zusammenfassung: Diese Arbeit zeigt ausgewählte Ergebnisse geophysikalischer Messungen im Gebiet Arzberg–Rauchenberg. Die Feldmessungen wurden im Rahmen eines alljährlich, von den Universitäten Wien und Leoben organisierten, geophysikalisch-geochemischen Feldprojekts durchgeführt. Die geophysikalischen Messungen werden dabei von den Mitarbeitern des Lehrstuhls für Geophysik der Montanuniversität Leoben betreut. Ziel dieser praxisnahen Prospektion ist die Durchführung, Auswertung und integrative Interpretation der Messungen. Um die Vor- und Nachteile bzw. Grenzen der einzelnen Methoden aufzuzeigen, werden möglichst viele geophysikalische Methoden eingesetzt. In einer Übersicht werden die wichtigsten Grundlagen der eingesetzten Methoden vorgestellt. Um den Rahmen dieser Arbeit nicht zu sprengen, wurden einige interessante Ergebnisse ausgewählt. Beginnend mit der relativ einfachen, aber durchaus aussagekräftigen Eigenpotentialmethode werden die Ergebnisse der Multielektrodengeoelektrik- und Induzierten Polarisationsmessungen vorgestellt. Durch die alten Einbaue bot sich auch die hervorragende Gelegenheit Untertage-Geoelektrikmessungen durchzuführen. Modellierung und integrative Interpretation konnten das Bild vom Aufbau der Lagerstätte wesentlich verbessern.

Abstract: This report shows selected results of geophysical measurements in the area Arzberg–Rauchenberg. The field works have been done within the annual geophysical and geochemical field project, organized in cooperation with the universities of Vienna and Leoben. The geophysical measurements are supervised by the staff members of the

chair of Geophysics of the University of Leoben. The aim of this practical exploration is field work, data processing and integrative interpretation of the measurements. To show the advantages, disadvantages and limits of the individual methods, many geophysical methods have been used. To stay within the limits of this report only some interesting examples have been chosen. Beginning with the relative simple but nevertheless significant Self Potential method, the results of multielectrode geoelectric- and Induced Polarisation measurements are presented. Due to old subsurface galleries, there was also the distinguished possibility to make subsurface geoelectric measurements. Modelling and integrative interpretation could significantly refine the image of the structure of this deposit.

Schlüsselworte: Geophysik; Geoelektrik; Induzierte Polarisation; Elektromagnetik; Magnetik.

Key Words: Geophysics; Geoelectric; Induced Polarisation; Electromagnetic; Magnetic.

Inhalt

1. Einleitung	56
2. Verwendete Feldmessmethoden	57
2.1. Geoelektrik und Elektromagnetik-Nahfeldverfahren	58
2.1.1. Eigenpotential-Messungen (SP)	58
2.1.2. Gleichstromverfahren	59
2.1.3. Elektromagnetik	59
2.1.4. Induzierte Polarisation (IP) und spektrale Induzierte Polarisation (SIP) . . .	60
2.2. Magnetik und Suszeptibilitätskartierung	61
2.3. Seismik	61
3. Überblick über das Messgebiet	61
3.1. Obertägige Feldmessergebnisse und Auswertung	62
3.1.1. Eigenpotentialmessungen (SP)	62
3.1.2. Multielektrodengeoelektrik	68
3.1.3. Induzierte Polarisation	70
3.2. Untertagemessungen	73
3.2.1. Multielektrodengeoelektrik	73
Dank	76
Literatur	76

1. Einleitung

Im Rahmen des mit der Universität Wien und der Montanuniversität Leoben gemeinsam durchgeführten Feldprojektes „Geophysikalisch-geochemische Prospektionsmethoden“ bzw. „Integrierte Prospektionsmethoden in der Lagerstättengeologie“ wurden

seit Jahren mit den Studenten geophysikalische Feldmessungen im Gebiet von Arzberg und Umgebung durchgeführt. In dieser Arbeit sollen einige der Ergebnisse dieser Messkampagnen im Raum Arzberg dargestellt werden. Bei dieser Lehrveranstaltung erfolgt eine konzentrierte Einschulung in die Theorie, praktische Anwendung und Interpretation der Messungen, wobei besonders auf die integrative Interpretation, das Zusammenspiel von Geophysik, Geochemie und Geologie, großer Wert gelegt wird. Bedingt durch den beschränkten Zeitrahmen konnten jedoch immer nur einzelne Gebiete punktuell untersucht werden. Mittlerweile hat sich jedoch eine beträchtliche Anzahl von Einzelmessungen angesammelt, sodass eine zusammenfassende Darstellung einiger wichtiger Ergebnisse als sinnvoll erachtet wurde. Auch die Untersuchungsmethodik und die Messgeräte haben sich in diesem Zeitraum deutlich verbessert.

2. Verwendete Feldmessmethoden

Um ein möglichst gutes Untergrundmodell mittels geophysikalischer Messungen zu erstellen ist es notwendig, eine Kombination aus mehreren, auf die jeweilige Messaufgabe abgestimmten Messmethoden einzusetzen. Geophysikalische Messungen reagieren jeweils auf unterschiedliche Gesteinsparameter wie z. B. elektrische Leitfähigkeit, Polarisierbarkeit, Suszeptibilität, Dichte, Ausbreitungsgeschwindigkeit von Schallwellen usw. Diese physikalischen Größen werden mit entsprechenden Messgeräten „nicht-invasiv“ gemessen. Meist werden diese Messungen an der Erdoberfläche, aber auch am Wasser, aus der Luft oder vom Satelliten ausgeführt. Auch in Bohrlöchern und untertage können geophysikalische Messungen ausgeführt werden. Im vorliegenden Fall kamen nur Messungen an der Erdoberfläche und im Grubengebäude zum Einsatz.

Je nach der verwendeten Messmethode und Messparameter trägt ein mehr oder minder großer Bereich des Untergrundes zum Messsignal bei. Die Größe dieses Einflussbereiches lässt sich z. B. über den Elektrodenabstand, dem Abstand zwischen Sender und Empfänger des Signals, der Messfrequenz, u. a. steuern. Da an der Erdoberfläche immer die Summe aller Beiträge aus diesen Teilbereichen des Untergrundes erhalten wird, muss von den Messwerten auf die räumliche Verteilung der physikalischen Parameter im Untergrund rückgerechnet werden. Diese Rückrechnung wird Inversion genannt.

Die so erhaltenen physikalischen Parameter müssen nun Gesteinsparametern zugeordnet werden. Diesen Konnex liefert die Petrophysik, die diese Parameter von verschiedensten Gesteinen und deren Zusammenhang mit Gesteinsparametern wie z. B. der Porosität, der Textur, der Permeabilität u. a. im Labor bestimmt. Dabei gibt es Überlappungsbereiche, wobei jedoch die Zuordnung umso eindeutiger wird, je mehr Parameter zur Klassifizierung zur Verfügung stehen.

Es wurde daher versucht, auch im Sinne der Ausbildung der Studenten, möglichst viele Methoden vorzustellen und im Feld einzusetzen, wobei an den praktischen Bei-

spielen gezeigt werden konnte, welche dieser Methoden bei der vorhandenen geologischen Situation die besten Differenzierungsmöglichkeiten bieten und wo die Grenzen der Messmethoden liegen. Eingesetzt wurden Eigenpotentialmessungen, geoelektrische und elektromagnetische Messmethoden, Magnetik, Induzierte Polarisation (IP) und die Seismik. Im Folgenden werden die Grundlagen dieser Methoden erläutert.

2.1. Geoelektrik und Elektromagnetik-Nahfeldverfahren

Bei den Feldmessungen kamen sowohl statische, passive Methoden wie die Eigenpotentialmessungen, als auch Gleichstrommethoden sowie aktive und passive elektromagnetische Nahfeldmethoden zum Einsatz. Während für die Eigenpotentialmethoden die elektrochemischen Eigenschaften des Untergrundes von Bedeutung sind, ist die wesentliche Messgröße bei den geoelektrischen Verfahren und den elektromagnetischen Nahfeldverfahren der elektrische Widerstand bzw. dessen Kehrwert, die elektrische Leitfähigkeit. Die Dielektrizitätskonstante, die bei Fernfeldverfahren wichtig ist, kann bei diesen Messverfahren vernachlässigt werden. Mittels der Geoelektrik und Elektromagnetik-Messverfahren ist es möglich die räumliche Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit zu bestimmen. Die wichtigsten Einflussgrößen auf die elektrische Leitfähigkeit von Gesteinen sind die Lithologie, die Porosität, die Textur, die Wassersättigung, die Vertonung und der Erzgehalt, falls die Vererzung niederohmig ist. Die elektrische Leitfähigkeit ist ein sehr brauchbarer Prospektionsparameter, da sich der Dynamikbereich über sehr viele Zehnerpotenzen – von sehr gut leitenden Vererzungen, Graphiten und Tonen zu quasi isolierenden Festgesteinen – erstreckt und somit eine gute Differenzierung möglich ist.

2.1.1. Eigenpotential-Messungen (SP)

Bei Eigenpotentialmessungen werden die an der Erdoberfläche auftretenden Spannungsdifferenzen mit Hilfe von zwei unpolarisierbaren Elektroden und einem hochohmigen Voltmeter gemessen. Es handelt sich um eine sehr einfache passive, aber doch sehr effektive Prospektionsmethode. Eigenpotentialanomalien treten durch Änderungen der elektrochemischen Eigenschaften des Untergrundes auf. Dies können durch Vererzungen hervorgerufene Mineralisationspotentiale, durch Vertonungen hervorgerufene Membranpotentiale, aber auch elektrokinetische Potentiale – verursacht durch Grundwasserströmungen – sein. Auch Graphitlinsen bzw. für den vorliegenden Fall interessant, Schwarzschiefer verursachen große Eigenpotentialanomalien. Normalerweise spiegelt sich jede Lithologieänderung mehr oder weniger stark in den Eigenpotentialen wider. Durch sehr genaue Messungen lassen sich sogar Unterschiede zwischen verschiedenen Vegetationen z. B. Wald und Wiese erkennen. Die Mineralisationspotentiale sind aber dominierend und können in einer Größenordnung bis 1000 mV liegen.

2.1.2. Gleichstromverfahren

Bei den Gleichstromverfahren wird über zwei, in den Boden gesteckte Stahlelektroden Gleichstrom in den Untergrund geschickt und die dabei auftretende Spannung über zwei weitere, meist zwischen den Stahlelektroden platzierten Messelektroden gemessen. Durch Verschiebung dieser Elektrodenanordnung entlang eines Profils können laterale Widerstandsänderungen gemessen werden. Bei Vergrößerung des Abstandes zwischen den Elektroden dringt der Strom in immer tieferliegende Schichten ein. Damit ist es möglich auch Veränderungen des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe zu erhalten. Im ersten Fall spricht man von geoelektrischer Kartierung, im letzteren von einer geoelektrischen Tiefensondierung. Werden sowohl die Lage als auch der Abstand der Elektroden variiert, kann eine 2-dimensionale bzw. auch eine 3-dimensionale Verteilung des elektrischen Widerstandes im Untergrund berechnet werden. Derzeit verfügbare „Multielektroden“ geoelektrischer Apparaturen erlauben ein automatisches computergesteuertes Ansprechen der einzelnen Elektroden, sodass diese Variationen automatisch durchgeführt werden können.

Während in den Anfangsjahren des Prospektionskurses mit geoelektrischen Profilmessungen gearbeitet wurde, steht nun seit mehreren Jahren auch eine Multielektrodengeoelektrik-Apparatur zur Verfügung. Mit diesem Messsystem können im Vergleich zur manuellen Methode wesentlich mehr Daten in kürzerer Zeit gemessen werden, wodurch die Überdeckung im Untergrund und damit auch das Auflösungsvermögen steigt. Als Messsystem wurde eine STING/SWIFT-Apparatur der amerikanischen Firma AGI verwendet.

Da bei den Messungen von tiefer liegenden Schichten durch Vergrößerung der Elektrodenabstände auch die oberflächennäheren Zonen einen Beitrag zum Messsignal liefern, müssen die Messdaten, wie bereits eingangs erwähnt, noch entsprechend invertiert werden, um diese einzelnen Einflüsse zu trennen.

Für weiterführende Informationen sei auf die entsprechende Literatur verwiesen (z. B. MILITZER & WEBER 1985; KOEFOED 1988). Auch in Bezug auf die Grenzen der Methode wie z. B. die Äquivalenz sei auf diese Literatur verwiesen.

2.1.3. Elektromagnetik

Bei den elektromagnetischen Methoden erfolgt die Einkopplung des Messstromes in den Untergrund induktiv, d. h. über elektromagnetische Wechselfelder, die über im Messgerät angeordnete Spulen erzeugt werden. Auch die Registrierung des Messsignals erfolgt über Spulen. Daher ist es bei diesen Verfahren nicht notwendig einen ohmschen Kontakt zum Boden herzustellen, wodurch die Messgeschwindigkeit deutlich erhöht wird.

Ein Nachteil ist, dass die Messfrequenz und der Spulenabstand, mit denen die Eindringtiefe gesteuert werden kann, genau aufeinander abgestimmt sein müssen.

Dadurch sind bei diesen Instrumenten meist nur wenige Eindringtiefen möglich und diese Messmethoden werden daher hauptsächlich zur Kartierung eingesetzt. Eine weitere Möglichkeit der Veränderung der Eindringtiefe besteht in der Anordnung der Spulen.

Slingram-Verfahren

Stehen die Sender- und die Empfängerspule eines Elektromagnetik Messsystems koplarnar, so bezeichnet man diese Verfahren als „Slingram“-Messmethoden. Für die Messungen in Arzberg standen zwei Elektromagnetik-Messsysteme der Fa. GEONICS (EM38 und EM31), die nach diesem Slingram-Verfahren arbeiten, zur Verfügung. Diese Geräte verwenden fixe Frequenzen. Über die Änderung der Orientierung der Spulen von vertikal zu horizontal (Drehung des Messgerätes um 90°) können zwei Eindringtiefen erzielt werden. Bei dem EM38 Messgerät betragen diese Eindringtiefen ca. 0,5 und 1 m und beim EM31 Messgerät ca. 3 und 6 m. Diese Messgeräte eignen sich daher vornehmlich zur Leitfähigkeitskartierung. Da die Eindringtiefe des EM38 Messgerätes für normale Prospektionsaufgaben zu gering ist, wurde dieses Messsystem hauptsächlich untertage eingesetzt und für Oberflächen-Kartierungen das EM31 Messsystem verwendet. Der Nachteil der schlechteren Tiefendifferenzierung wird durch das deutlich bessere laterale Auflösungsvermögen dieser Methode im Vergleich zur Gleichstromgeoelektrik kompensiert.

Very Low Frequency-Messmethode (VLF)

Die VLF-Methode ist ein quasi passives Verfahren. Üblicherweise wird bei den Feldmessungen nur mit einem Empfänger gearbeitet. Als Messsignal wird die Trägerfrequenz militärischer VLF-Sender verwendet, deren eigentlicher Zweck die Kommunikation mit U-Booten darstellt. Derartige Sendestationen werden von den meisten größeren Ländern wie z. B. Russland, England, Frankreich, Norwegen betrieben und haben Reichweiten von 4000–5000 km. Für die Prospektion kann das magnetische Feld der Trägerwelle verwendet und dessen Veränderungen, bedingt durch die unterschiedlichen Leitfähigkeiten des Untergrundes, mittels eines Empfängers gemessen werden. Auch mit diesem Kartierungsverfahren lässt sich die Leitfähigkeitsverteilung des Untergrundes ermitteln. Der Vorteil dieser Messmethode ist das geringe Gewicht des Empfängers und dem damit verbundenen einfachen und schnellen Einsatz im Gelände.

2.1.4. Induzierte Polarisation (IP) und spektrale Induzierte Polarisation (SIP)

Die Induzierte Polarisation ist ein spezielles, geoelektrisches Verfahren bei dem zusätzlich zum normalen geoelektrischen Widerstand auch die Polarisierbarkeit des Untergrundes gemessen werden kann. Die Polarisierbarkeit des Untergrundes verursacht kapazitive Effekte, die in Abhängigkeit von der Frequenz gemessen werden können.

Die Polarisierbarkeit ist sehr stark von der Textur, der inneren Oberfläche und den elektrochemischen Vorgängen abhängig. Der Volumeneffekt tritt in den Hintergrund.

Die wichtigsten Ursachen für das Auftreten einer Polarisierbarkeit sind die Elektrodenpolarisation, die bei Vererzungen auftritt und die Membranpolarisation, die im Zusammenhang mit dem Auftreten von Vererzungen steht.

Speziell für die Erzprospektion ist die Elektrodenpolarisation von großer Bedeutung, da dieser Effekt wegen der Texturabhängigkeit besonders groß wird, wenn die Vererzung disseminiert vorliegt. In diesem Fall ist das Verhältnis innere Oberfläche zu Volumen besonders groß. Oftmals kann dieser Vererzungstyp kaum über Messung des elektrischen Widerstandes, sehr wohl aber über die auftretende Polarisierbarkeit erkannt werden. Die Induzierte Polarisation ist daher ein sehr häufig eingesetztes Verfahren in der Erzprospektion.

Bei der spektralen Induzierten Polarisation wird zusätzlich die Frequenzabhängigkeit der Polarisation aufgezeichnet. Das bei den Feldmessungen eingesetzte Messgerät der Firma SCINTREX erlaubt es, diese spektrale Charakteristik in 6 Zeitfenstern zu messen. Dieses spektrale Verhalten der Polarisierbarkeit kann als zusätzliches Unterscheidungsmerkmal von Anomalien herangezogen werden.

2.2. Magnetik und Suszeptibilitätskartierung

Mittels der Magnetik-Messmethode kann eine Suszeptibilitätsverteilung im Untergrund erhalten werden. Gemessen werden die Veränderungen des natürlichen Magnetfeldes durch die induzierte Magnetisierung der Gesteine des Untergrundes.

2.3. Seismik

Diese Methode ist für die vorliegenden Aufgabenstellungen weniger geeignet. Sie wurde daher nur zur Bestimmung der Mächtigkeit der Sedimente im Raabtal eingesetzt.

3. Überblick über das Messgebiet

Auf Grundlage der Kartenblätter ÖK25/134 Passail und ÖK25/164 Graz (Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, BEV) wurde ein digitales Höhenmodell des Messgebietes und dessen näherer Umgebung erstellt.

Die Darstellung erfolgte im Gauss-Krüger- (M34-) Koordinatensystem, wobei der Nullpunkt der Karte in Abbildung 1 einem Rechtswert von -63000 und einem Hochwert von 232000 entspricht.

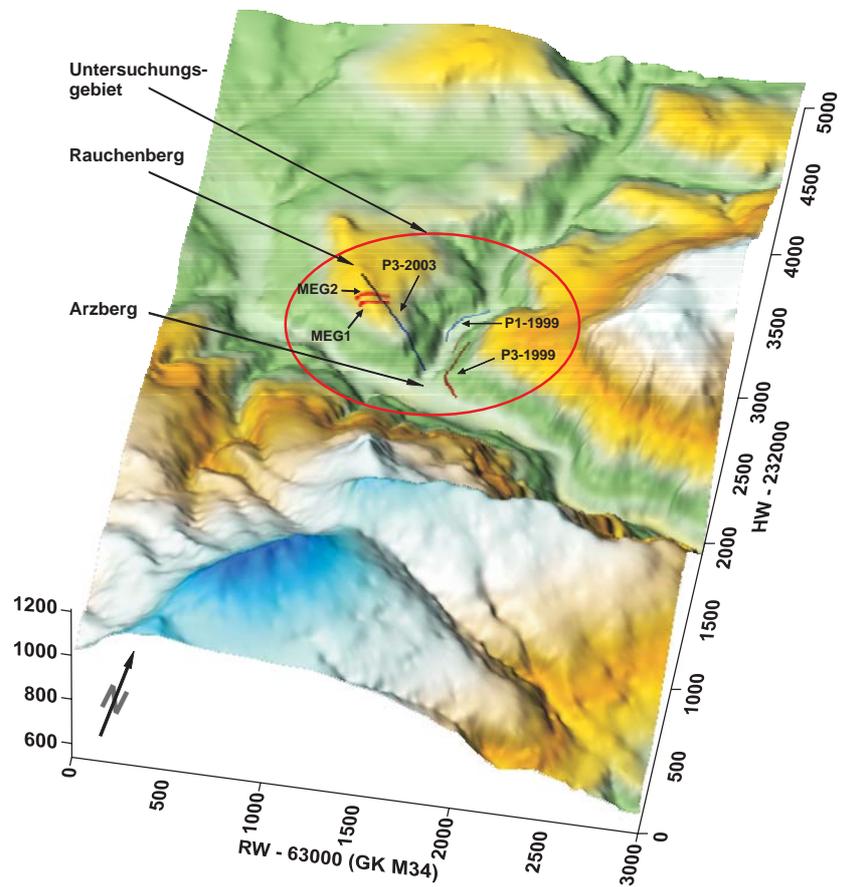


Abb. 1: Digitales Höhenmodell der Umgebung Arzberg–Raichenberg mit der Lage der Messprofile (Kartengrundlage: ÖK25 Blatt 134 und Blatt 164, BEV).

Fig. 1: Digital elevation model of the area Arzberg–Raichenberg including the measurement profiles (Map based on: ÖK25 sheet 134 and sheet 164, BEV).

3.1. Obertägige Feldmessergebnisse und Auswertung

3.1.1. Eigenpotentialmessungen (SP)

Eigenpotentialmessungen am Raichenberg

Feldmessungen vom Profil 3-2003: Stellvertretend für eine typische Eigenpotentialmesskurve wurde die Profilmessung von der Feldkampagne 2003 herangezogen. Die-

ses Profil beginnt nahe dem Gipfel des Rauchenberges und verläuft hangabwärts Richtung Arzberg. Das Profil hat eine Gesamtlänge von 450 m. Die genaue Lage dieses Profils ist in Abbildung 1 eingezeichnet. Die erhaltene Eigenpotentialmesskurve zeigt Abbildung 2.

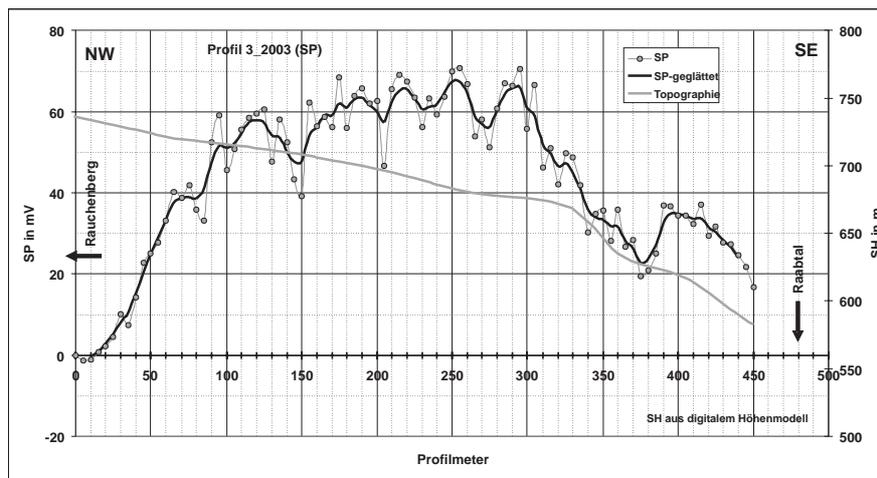


Abb. 2: Eigenpotentialmessung am Rauchenberg (Profil 3-2003) mit Topografie.
 Fig. 2: Self Potential measurements at the Rauchenberg (Profile 3-2003) with topography.

Um von den gemessenen Eigenpotentialspannungen Rückschlüsse auf die Untergrundstruktur zu ziehen, ist es notwendig eine Störkörper-Modellierung durchzuführen. Die Ergebnisse dieser Modellierung werden im Folgenden beschrieben.

Modellierung der SP-Anomalien von Profil 3-2003 am Rauchenberg

Für einfache Störkörper, wie z. B. einer Kugel, einem Zylinder, einer Platte, etc. können analytische Formeln zur Berechnung der resultierenden Anomalie abgeleitet werden. Die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen wie z. B. der Geoelektrik, aber auch der geologischen Kenntnisse über dieses Gebiet zeigen, dass sich der Untergrund am Besten über plattenförmige Körper beschreiben lässt. Daher wurde bei der Modellierung von plattenförmigen Körpern ausgegangen. Die SP-Anomalie einer polarisierten Platte im homogenen Halbraum ist gegeben durch die folgende Formel:

$$V(x) = P \cdot \ln \frac{[x - D + A \cdot \cos(90 - \theta)]^2 + [H - A \cdot \sin(90 - \theta)]^2}{[x - D - A \cdot \cos(90 - \theta)]^2 + [H + A \cdot \sin(90 - \theta)]^2} + Mx + C$$

Wobei x die Entfernung auf dem Profil, D die Position des Störkörpers am Profil, H die Tiefe zum Mittelpunkt der Platte, P die Polarisation, θ der Winkel der Polarisation (0° entspricht einer senkrecht stehenden Platte mit positivem Winkel gegen den Uhr-

zeigersinn), M und C beschreiben das lineare Hintergrundpotential. Unter Verwendung dieses Plattenmodells wurden nun die Störkörper für das Profil 3-2003 modelliert.

Aus der Form der gemessenen SP-Kurve ist ersichtlich, dass zur Modellierung dieser Kurve mindestens 3 Plattenmodelle angenommen werden müssen. Am Profilanfang und am Profilende treten dominierende SP-Anomalien auf. Nahe dem Profilende muss zur Modellierung der etwas kleineren Anomalie eine zusätzliche Platte angenommen werden. Das Ergebnis dieser Modellierung ist in Abbildung 3 dargestellt. Generell müssen für die Modellierung relativ flach liegende Platten angenommen werden, um eine Anpassung an die Feldmesskurve zu erreichen. Bezogen auf eine ebene Topografie ergibt sich für die am Profilanfang modellierte Platte 1 ein Einfallswinkel von 10° in Richtung NW ($\theta = -80^\circ$), während sich für die Platten 2 und 3 am Profilende ein Einfallswinkel von 10° in Richtung SE ($\theta = +80^\circ$) ergibt. Als Ursache für die am Profilanfang auftretende Anomalie 1 wurden in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der geologischen Kartierungen Schwarzschiefer angenommen. Das Zentrum des modellierten Störkörpers liegt bei $x = -40\text{m}$ und somit ziemlich genau unter dem Gipfel des Rauchenberges. Das Zentrum des Störkörpers am Profilende liegt bei $x = 480\text{m}$ direkt im Raabtal, durch das eine bereits bekannte Störung verläuft. Zwischen diesen beiden dominierenden Anomalien liegt eine kleinere SP-Anomalie, die ebenfalls gut mit einer unter 10° ($\theta = 80^\circ$ bezogen auf eine ebene Topografie) nach SE einfallenden Platte modelliert werden kann. Das Zentrum dieses Störkörpers liegt bei Profilmeter 400 und stimmt mit Lage der gemessenen IP-Anomalie überein. Auf Grund der Ergebnisse der Messung der Induzierten Polarisation, die an dieser Stelle ein Maximum des Metallfaktors anzeigt, ist es wahrscheinlich, dass es sich bei dieser Platte 2 um den Erzkörper handelt. Die modellierten Einzelanomalien und den Vergleich zwischen der modellierten und der gemessenen Eigenpotentialkurve zeigt die Abbildung 3.

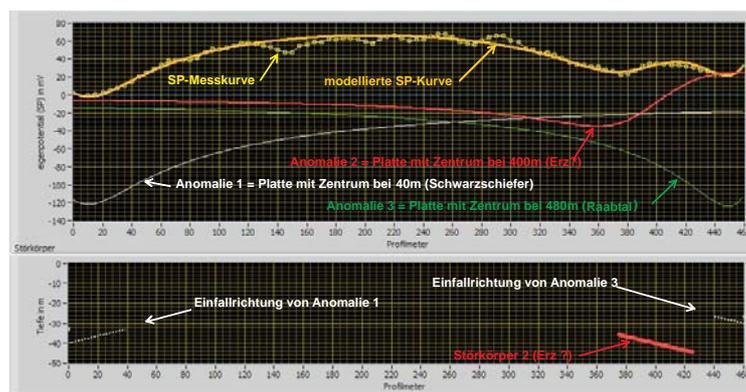


Abb. 3: Ergebnis der Eigenpotential-Störkörpermodellierung am Profil 3-2003 (Einfallrichtungen bezogen auf eine ebene Topografie).

Fig. 3: Results of the Self Potential modelling on profile 3-2003 (Dips based on a flat topography).

Auf Grund der Topografie im Messgebiet muss zur Berechnung der tatsächlichen Einfallswinkel der Schichten noch die Geländeneigung einbezogen werden.

Die Topografie weist sowohl im oberen Teil, als auch im unteren ziemlich einheitliche Steigungen auf, wobei ein Geländeknick bei Profilmeter 330 auftritt. Das Einfallen der modellierten Störkörper wurde nun auf diese mittleren Geländeneigungen bezogen und die Modellkörper lagerichtig in Bezug auf die Topografie eingezeichnet (Abb. 4).

Deutlich erkennbar ist ein Knick in der Einfallrichtung der Schichten, der auch mit der Geländekante korreliert. Nach den Ergebnissen der Geoelektrik und der Geologie muss der Erzkörper auch im oberen Teil des Profils (Profilanfang) auftreten. Die Anomalie dieses Erzkörpers konnte allerdings auf dem Profil nicht eindeutig aufgelöst werden, da in diesem Teil die wesentlich größere Anomalie der Schwarzschiefer dominiert. Diese Anomalie ist wahrscheinlich in den noch auftretenden Abweichungen zwischen der gemessenen und der berechneten SP-Kurve zu finden. Da der Erzkörper sehr flach liegt, werden die Anomalien vornehmlich an den Plattenden auftreten (vgl. Anomalien bei Profilmeter 140 und 290).

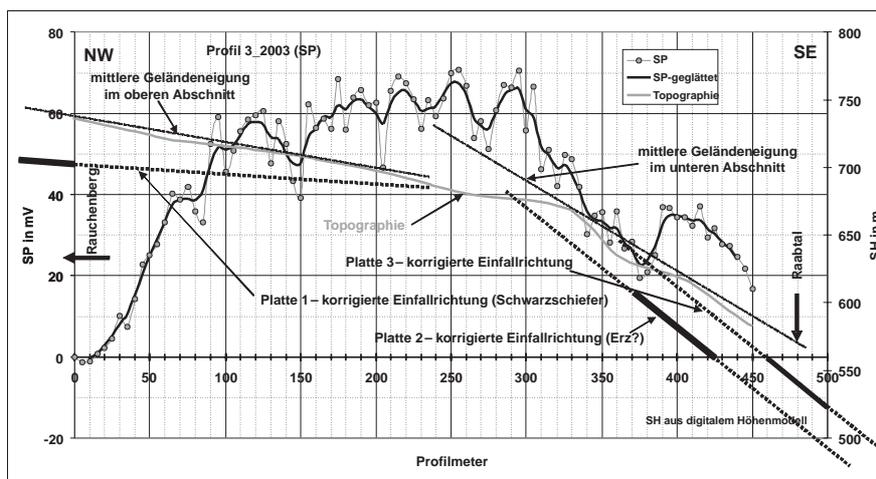


Abb. 4: SP-Anomalie mit Topografie und lagerichtig eingezeichneten Plattenmodellen.

Fig. 4: Self Potential anomaly with topography and plate models in correct positional arrangement.

Weiters ist erkennbar, dass es nach dem vorliegenden Modell bei Profilmeter 300 zu einem Ausbeißen der Vererbung kommen sollte. An dieser Stelle könnte auch eine, der in diesem Gebiet auftretenden N-S-streichenden Störungen mit ostwärts gerichteten Abschiebungscharakter durchlaufen. Bei einem Vergleich dieser Ergebnisse mit den geochemischen Ergebnissen zeigt sich, dass die nach der Modellierung der Eigenpotentialanomalien vorhergesagte Ausbisslinie genau mit einer geochemischen

Anomalie korreliert. Die geochemische Anomalie fügt sich also ausgezeichnet in die vorliegende Modellvorstellung ein.

Auch die Berichte über die angefahrenen Vererzungen im Paulinenstollen westlich der Raab (WEBER 1990) passen schon fast zu gut zu dem vorliegenden Modell. Bei 46 m (50 m laut Plattenmodell!) wurde eine geringmächtige Vererzung angefahren, die auch noch im Liegenden verfolgt werden konnte. In den letzten Stollenmetern wurden Schwarzschiefer angefahren. Auch dieses Auftreten von Schwarzschiefern passt gut mit der Modellvorstellung zusammen.

Auch die bei früheren Messeinstzen erhaltenen SP-Kurven von parallel verlaufenden Profilen zeigen ein ähnliches Anomalienbild. Die Hauptanomalien lassen sich parallel zum Raabtal korrelieren.

Eigenpotentialmessungen (SP) im Raabtal

Feldmessungen am Profil 1-1999: Im Jahr 1999 wurde ein SP-Profil entlang der Raab mit einer Länge von 250 m gemessen. Das Profil beginnt ca. 17 m nördlich des Wurianstollens und folgt dem Raabfluss auf der Westseite. Die Messergebnisse auf diesem Profil zeigt Abbildung 5. Deutlich erkennbar sind mehrere ausgeprägte Eigenpotentialanomalien, die eine Modellierung nahe legen. Auch bei der Modellierung der SP-Anomalien auf diesem Profil kam, aus den bereits eingangs erwähnten Gründen, ein Plattenmodell zur Anwendung. Das Ergebnis der Modellierung zeigt Abbildung 6.

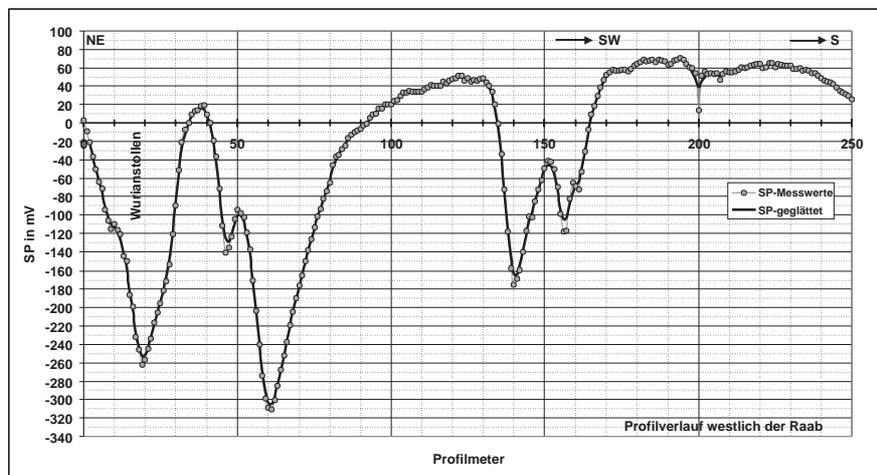


Abb. 5: Eigenpotentialprofil P1-1999 im Raabtal.

Fig. 5: Self Potential profile P1-1999, W of the Raab river.

Alle modellierten Anomalien (Bezeichnungen A-F) zeigen ein mehr oder minder steiles, scheinbares Einfallen gegen NE. In Abbildung 6 ist auch die erreichte Übereinstimmung des erstellten Modells und der tatsächlich gemessenen Kurve zu sehen. Die Anomalien A, B und C am Profilanfang lassen sich gut modellieren. Bei der Anomalie D

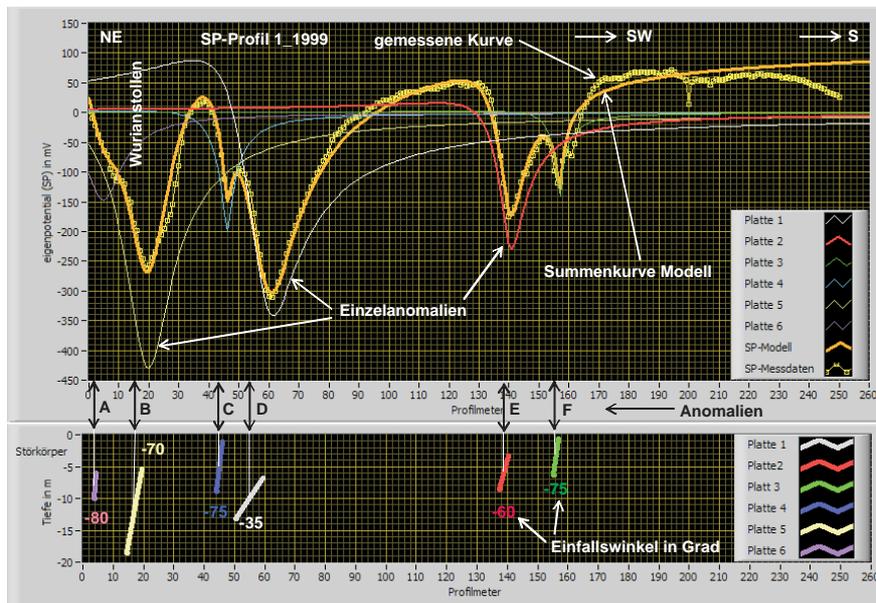


Abb. 6: Modellierung der Eigenpotentialanomalien am Profil P1-1999, W der Raab.
 Fig. 6: Modelling of the Self Potential anomalies on profile P1-1999, W of the Raab river.

musste ein flacheres Einfallen modelliert werden – ein etwas steileres Einfallen verringert zwar den Anpassungsfehler südwestlich der Anomalie, verschlechtert aber die Anpassung im übrigen Bereich, sodass ein Kompromiss eingegangen werden musste. Das flachere Einfallen bleibt aber auf jeden Fall vorhanden. Am Profilende konnte keine gute Anpassung erreicht werden. Möglicherweise liegt der Grund darin, dass das Profil in diesem Bereich einen Knick hat, beim Modellieren aber von einem geradlinigen Profilverlauf ausgegangen wird.

Die auf diesem Profil dominierenden Anomalien stellen wahrscheinlich Schwarzschiefer oder Störungszonen dar.

Am Profilanfang, in dessen Nähe der Wurianstollen liegt, ist bekannt, dass dort eine wahrscheinlich unbedeutende Bleiglanz und Zinkblendevererzung angefahren wurde (WEBER 1990). Die Anomalie B am Profilanfang ist wahrscheinlich Schwarzschiefer zuzuordnen, während die Anomalie A nach den geologischen Informationen im Kalkphyllit liegt. Damit könnte diese deutlich kleinere Anomalie A (vgl. auch die Analogie zum Profil 3-2004) die im Wurianstollen verfolgte Vererzung darstellen.

Die Anomalien C und D zeigen eine ähnliche Anomalien-signatur wie die Anomalien A und B – eine dominierende Anomalie mit einer kleineren, nordöstlich gelegenen, begleitenden Anomalie. Bei den Anomalien A und B stellt die Anomalie A wahrscheinlich die Vererzung dar.

Somit könnte ein Analogieschluss gezogen werden, dass auch die Anomalie C mit einer möglichen Vererzungszone korreliert. In diesem Bereich ist allerdings noch keine Vererzung bekannt.

3.1.2. Multielektrodengeoelektrik

Am Rauchenberg

Im Jahr 2004 wurden zwei Multielektrodengeoelektrikprofile am Rauchenberg gemessen, deren Lage in Abbildung 7 eingezeichnet ist. Auf beiden Profilen kamen je 41 Schaltelektroden mit einem Abstand von 4 m zum Einsatz. Dies ergab Profillängen von 160 m. Als Elektrodenkonfiguration wurde eine Wenner-Alfa Anordnung verwendet. Die Profile verlaufen annähernd parallel in einem Abstand von ca. 40 m. Die Profiltrichtungen sind ENE–WSW. Beide Profile queren den Bereich der alten Pingens.

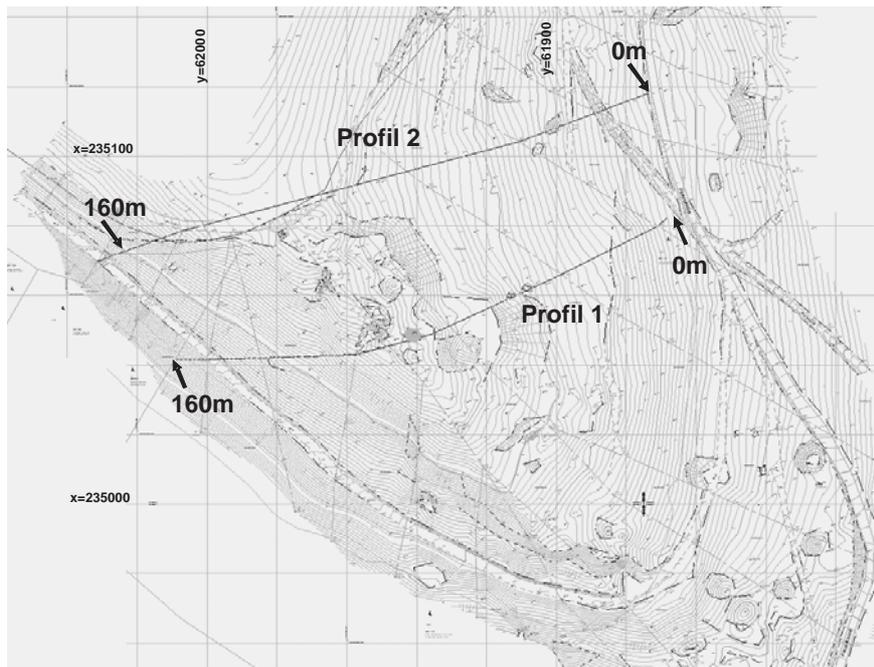


Abb. 7: Lageplan der Geoelektrikprofile (2004) am Rauchenberg.

Fig. 7: Site plan of the geoelectric profiles (2004) on the Rauchenberg.

Die Aufnahme der Messwerte erfolgte über eine Computersteuerung weitgehend automatisch. Pro Profil ergaben sich 260 Messwerte, die durch Stapelung von mindes-

tens 4 Einzelmessungen berechnet wurden. Damit ist es auch möglich, die Standardabweichung dieser Einzelmessungen zu berechnen und als Qualitätskriterium heranzuziehen. Bei der Auswertung wurden nur Messwerte mit einem Mindestmessstrom von 10mA und einem Stapelfehler von kleiner als 0,6% verwendet. Die Inversion der Messwerte erfolgte mittels der p2d-Methode (NIESNER 1990, 1996). Die Ergebnisse sind nachfolgend in der Form von Widerstandstiefenprofilen dargestellt. Um die beiden Profile vergleichbar zu machen, wurde eine identische Farbskalierung gewählt. Die Ergebnisse zeigen Abbildung 8 und 9.

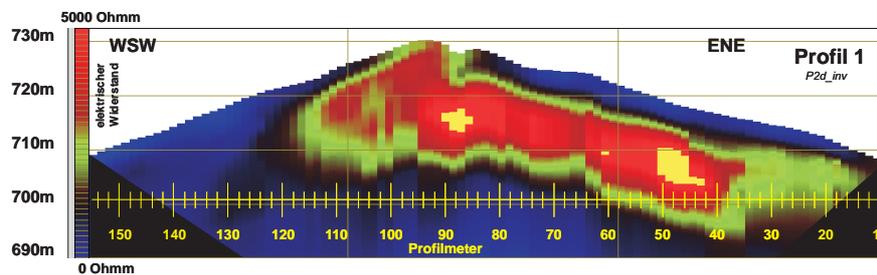


Abb. 8: Widerstands-Tiefenverteilung des elektrischen Widerstandes am Profil 1.

Fig. 8: Resistivity-depth profile of the resistivity on profile 1.

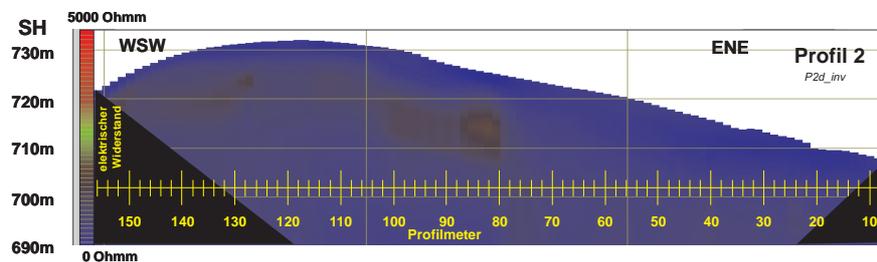


Abb. 9: Widerstands-Tiefenverteilung des elektrischen Widerstandes am Profil 2.

Fig. 9: Resistivity-depth profile of the resistivity on profile 2.

Am Profil 1 ist ein hochohmiger Körper erkennbar, der im ENE von einer wenige Meter dicken niederohmigen Deckschicht überlagert ist. Am Profilanfang beißt dieser Körper wieder an der Oberfläche aus. Auch im Liegenden dieses ca. 15m mächtigen, anscheinend plattenförmigen Körpers sind wiederum niederohmige Schichten anzutreffen. Gegen WSW ist der Körper deutlich begrenzt, wobei diese Grenze mit einer geologisch kartierten Störfläche zusammenfällt. Nach ENE konnte keine Begrenzung innerhalb des Profils festgestellt werden. Die meisten Pingensetzen im Kammbereich auf, sodass angenommen werden kann, dass das Ziel der Alten dieser hochohmige Körper war. Auf Grund der geringmächtigen Vererzung und dem mit der Tiefe stark abnehmen-

den Auflösungsvermögen der geoelektrischen Methode kann die Vererzungszone nicht direkt erfasst werden, sondern nur die größerräumigen Lithologieänderungen. Die geologischen Untersuchungen zeigen aber, dass die Vererzung an die hochohmigen Karbonatphyllite gebunden ist. Die im Liegenden befindliche niederohmige Schicht ist wahrscheinlich Schwarzschiefern zuzuordnen.

Ein Vergleich der beiden Profile zeigt weiters eine deutliche Widerstandsabnahme von Profil 1 zu Profil 2 von Werten über 5000 Ohmm auf 1000 Ohmm. Der hochohmige Bereich streicht daher zwischen den beiden Profilen aus.

Eine Kombination der bekannten Aufschlüsse im Kambereich mit den Ergebnissen der geoelektrischen Profile legt den Schluss nahe, dass der hochohmige Bereich plattenförmig nach ENE einfällt. Dies muss allerdings erst durch weitere Profile verifiziert werden.

Geoelektrikprofil östlich der Raab

Dieses Profil 3-1999 verläuft obertage über dem alten Grubengebäude. Es wurden 70 Schaltelektroden mit einem Abstand von 5 m verwendet. Der Profilbeginn liegt an der ersten Wegkehre der Forststraße auf den Gösser. An dieser Stelle befindet sich auch die Abzweigung des Fußweges zur Grasslhöhle. Das Profil folgt der Forststraße hangaufwärts bis zu der Kehre bei 160 m und verläuft dann bis zum Profilende hangparallel. Die genaue Lage dieses Profils ist in Abbildung 10 dargestellt.

Bei ca. 150 m ändert sich die Richtung des Profils von NNW auf NNE. Die alten Grubengebäude werden am Profilanfang (bis ca. 100 m) und am Profilende zwischen 240 und 290 m überfahren. Das Ergebnis dieser Messungen zeigt Abbildung 11.

Deutlich erkennbar ist der dominierende hochohmige Körper in der Form einer Antiklinale auf diesem Profil, der wie aus dem Anfangsteil des Profils ersichtlich, ein scheinbares Einfallen in Richtung SSE zeigt. Eingezeichnet ist auch die ungefähre Lage der Stollen. Der Widerstandssprung bei ca. 250 m könnte störungsbedingt sein. Für die Existenz einer derartigen Störung liegen allerdings noch keine Hinweise vor.

3.1.3. Induzierte Polarisation

Wie bereits angesprochen, wurde das letzte Teilstück des SP-Profiles P3-2003, auf dem eine interessante SP-Anomalie erkennbar war, mittels des IP-Verfahrens genauer untersucht. Dieses 2004 gemessene Profil liegt am Fuß des Rauchenberges und endet auf der Raabtalstraße. Die Messergebnisse dieses IP-Profiles sind in Abbildung 12 dargestellt.

Um auch Aussagen über die spektrale Charakteristik der IP-Anomalien zu erhalten, wurde die Polarisierbarkeit in 6 Zeitfenstern (M1–M6) erfasst. Die Pulszeit betrug 2 Sekunden. Alle Polarisierbarkeiten sind nach dem Newmont-Standard normalisiert. Zusätzlich wurde auch die Gesamtpolarisierbarkeit M, der elektrische Widerstand und der Metallfaktor MF eingezeichnet.

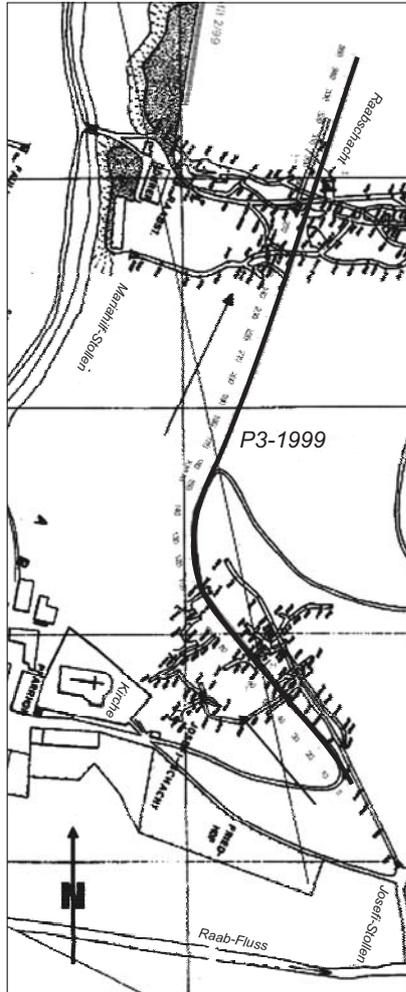


Abb. 10: Lage des Multielektrodengeoelektrikprofil P3-1999.

Fig. 10: Site plan of the multielectrode geoelectric profile P3-1999.

Speziell der Metallfaktor, der ein Hinweis auf eine mögliche Vererzung gibt, zeigt bei Profilmeter 400 eine deutliche Anomalie, die auch mit den Ergebnissen der SP-Messungen gut zusammenpasst.

Zusätzlich wurden auch die spektralen Dispersionskurven der Polarisierbarkeit dargestellt (Abb. 13). Die Kurve mit der Bezeichnung Reihe 2 entspricht der Anomalie bei Profilmeter 400. Während alle übrigen Kurven ein relativ konstantes Verhalten im höheren Frequenzbereich zeigen, fällt diese Kurve deutlich ab. Auch dies zeigt, dass in diesem Bereich eine kleinräumige Änderung der Gesteinseigenschaften auftritt, die

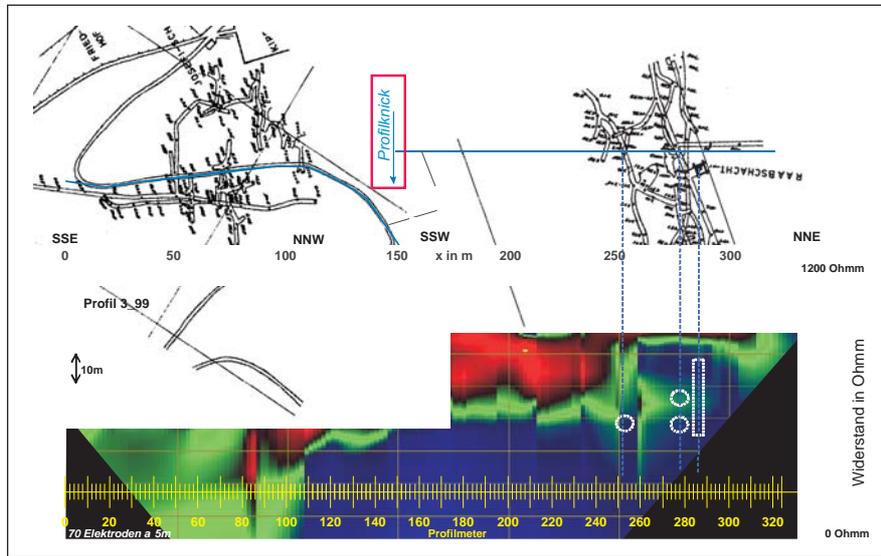


Abb. 11: Widerstandstiefensektion des Multielektrodengeoelektrikprofils P3-1999.
 Fig. 11: Resistivity-depth section of the multielectrode geoelectric profile P3-1999.

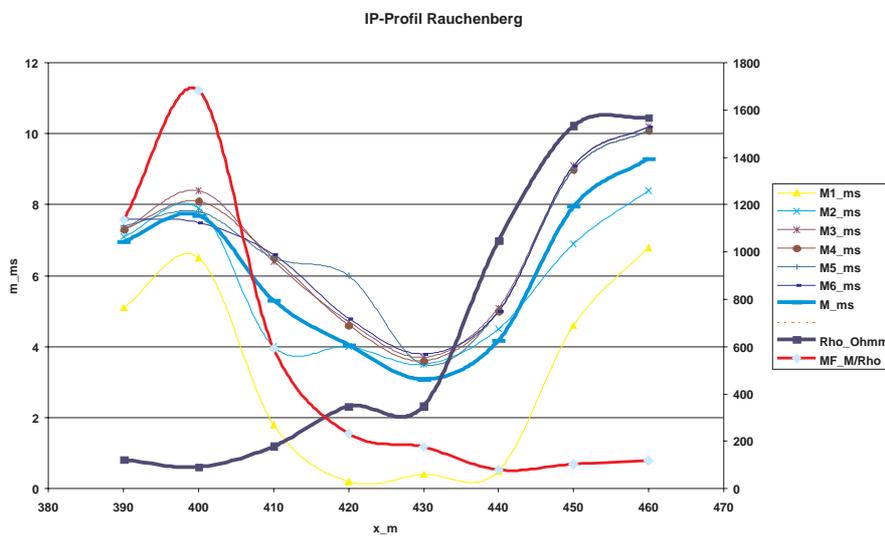


Abb. 12: IP-Profilmessungen am FuÙe des Rauchenbergs.
 Fig. 12: IP-profile measurements at the base of the Rauchenberg.

möglicherweise mit der Vererzung in Zusammenhang steht. Leider stehen zur Zeit noch keine direkten petrophysikalischen Messungen der spektralen Charakteristik der Vererzungen in Arzberg zur Verfügung, sodass die obige Aussage noch nicht verifiziert werden kann.

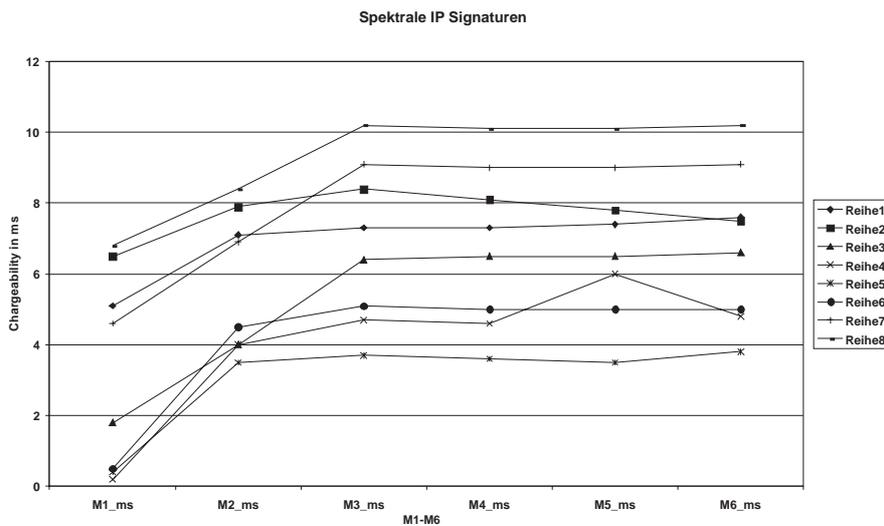


Abb. 13: Spektrale Charakteristik der IP-Anomalien am Profil Rauchenberg (2004).

Fig. 13: Spectral characteristics of the IP-anomalies at the Rauchenberg profile (2004).

3.2. Untertagemessungen

3.2.1. Multielektrodengeoelektrik

Im Neuen Raabstollen wurde die Multielektrodengeoelektrik für Untertagemessungen eingesetzt. Die vorgestellten Messungen wurden 1996 und 2004 durchgeführt (Abb. 14, 15). Während der Elektrodenabstand bei den Messungen 1996 4 m betrug, wurde der Elektrodenabstand bei den Messungen 2004 auf 2 m verringert. Diese Verkleinerung des Elektrodenabstandes war möglich, weil in der Zwischenzeit mehr Multielektroden zur Verfügung standen. Der Aufschlagpunkt des Profils 2004 befand sich unmittelbar hinter dem Alten Raabschacht am Beginn des Neuen Raabstollens, während das Profil 1996 den hinteren Teil des Neuen Raabstollens abdeckt und vor der Vererzung endet. Beide Profile haben Längen von knapp 100 m. Die genaue Lage dieser Profile ist auf dem Grubenplan (Abb. 16) eingezeichnet.

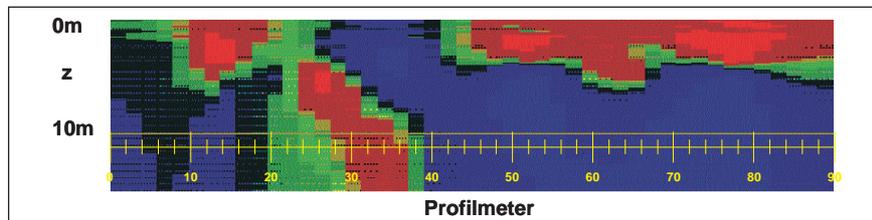


Abb. 14: Multielektrodengeoelektrikprofil im Neuen Raabstollen (1996; Widerstandstiefenverteilung nach p2d-Inversion).

Fig. 14: Multielectrode geoelectric profile in the new Raab-gallery (1996; Resistivity-depth section after p2d-inversion).

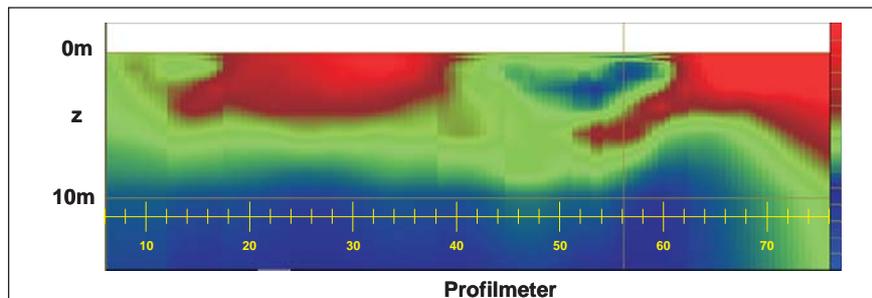


Abb. 15: Multielektrodengeoelektrikprofil im Neuen Raabstollen (2004; Widerstandstiefenverteilung nach p2d-Inversion).

Fig. 15: Multielectrode geoelectric profile in the new Raab-gallery (2004; Resistivity-depth section after p2d-inversion).

Die Kontaktierung der Messelektroden erfolgte für beide Messungen im unteren Bereich des linken Ulms des Stollens. Die Messdaten wurden weiters mit einer normalen p2d-Inversion für den Halbraum durchgeführt, da noch keine entsprechenden Programme für den Vollraum zur Verfügung standen. Dies muss bei der Interpretation beachtet werden.

Während der stollennahe Bereich sowohl von den absoluten Widerständen, als auch von den Tiefen gut wiedergegeben wird, kommt der Einfluss des Vollraumes bei größeren Elektrodenabständen immer mehr zum Tragen. Die Widerstände nehmen bei der verwendeten Inversionsmethode mit zunehmender Tiefe sicherlich stärker ab als in der Realität. Auch die berechneten Schichtgrenzen rücken damit etwas näher an die Stollennachse heran.

Die niederohmige Anomalie (blaue Bereiche) auf dem Profil 2004 bei Profilmeter 58 liegt genau an der Position an welcher der Neue Raabschacht abgeteuft wurde. Dieser Bereich ist sehr stark durchfeuchtet, sodass diese Anomalie wahrscheinlich auf die erhöhte Wassersättigung in diesem Bereich bzw. im Unterbau zurückzuführen ist.

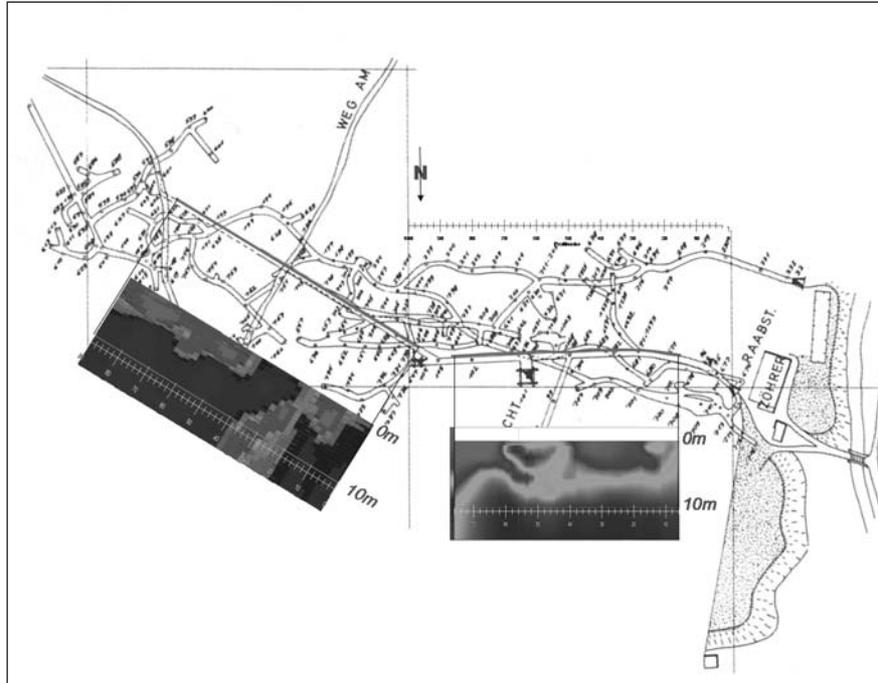


Abb. 16: Untertage Multielektrodengeoelektrik im Neuen Raabstollen (Widerstandstiefenprofile der Messungen 1996 und 2004 nach p2d-Inversion).

Fig. 16: Subsurface multielectrode geoelectric measurements in the new Raab-gallery (Resistivity-depth profiles of the measurements from the years 1996 and 2004 after p2d-inversion).

Der niederohmige Bereich auf dem Profil der Messung 1996 bei Profilmeter 32 kann einer tiefergreifenden, aus Kakiriten aufgebauten Störungszone (mündl. Mitteilung L. WEBER) zugeordnet werden. Diese Störungszone ist im Bereich des Raabstollens deutlich zu erkennen. Der Bereich um die Stollenröhre ist – wahrscheinlich bedingt durch das Ausbluten des Kluftwassers – trockener und damit generell hochohmig. Im tieferliegenden Bereich ist bei ca. 30 m (Profil von 1996) eine hochohmige Zone erkennbar, deren Ursache auf tieferliegende Abbauhohlräume zurückgeführt werden kann. Dieser Bereich ist unterhalb des Neuen Raabstollens eindeutig unterbaut.

Die untertage gemessenen Widerstandstiefensektionen zeigen die vielfachen Einflussmöglichkeiten auf die elektrischen Widerstände. Einerseits die gut leitfähigen, kakiritgefüllten Störungszone, ausgeblutete Gebirgsbereiche sowie kluftwassergefüllte bzw. sogar unter Wasser stehende (gesättigte Bergwasserzone) Bereiche. Die Vererzungen treten aber auf Grund der Paragenese sowie der alten Abbauhohlräume nicht hervor.

Dank

Mein besonderer Dank gilt meinen Kollegen Prof. Dr. SCHOLGER, Dr. SCHLEIFER, Dr. HÖCK und em. Prof. Dr. MAURITSCH für die Hilfe bei der Durchführung der geophysikalischen Messungen und insbesondere meinen Wiener Kollegen Prof. Dr. WEBER und Prof. Dr. WEINKE für die ausgezeichnete Zusammenarbeit. Weiters danke ich auch den Mitarbeitern des Schaubergwerkes und den Anrainern für die gute Kooperation sowie den Studenten der Universitäten Wien, Leoben, Graz und Innsbruck für die engagierte Mitarbeit. Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes danke ich den Herren Prof. Dr. WEBER und Dr. HÜBEL.

Literatur

- KOEFÖED, O. (1988): Geosounding Principles I. – 2. Auflage, Methods in Geochemistry and Geophysics, 14A: 1-276, New York.
- MILITZER, H. & WEBER, F. (1985, Hrsg.): Einführung in die Angewandte Geophysik. 2. – 371 S., Springer Verlag, Wien.
- NIESNER, E. (1990): Neue Methode zur Auswertung geoelektrischer Messungen. – 50. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Leoben.
- NIESNER, E. (1996): Verbesserte Pseudo 2d Inversionsmethode zur Auswertung von Multielektroden - Geoelektrikmessungen mit Anwendungsbeispielen. – 5. Arbeitsseminar „Hochauflösende Geoelektrik“, Bucha.
- WEBER, L. (1990): Die Blei-Zinkerzlagerstätten des Grazer Paläozoikums und ihr geologischer Rahmen. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, 12: 1-289, Wien.

Anschrift des Verfassers:

DI Dr. Erich Niesner

Montanuniversität Leoben

Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik

Lehrstuhl für Geophysik

Peter Tunner-Straße 25-27

A-8700 Leoben

niesner@unileoben.ac.at