

Monitoring eines Grundwasser-Tracers mit der Radiomagnetotellurik (RMT)

Barbara Nix¹, Bülent Tezkan¹, Annika Steuer¹,
Kerstin Müller², Jan Vanderborgh², Andreas Kemna²

Zusammenfassung

Bei einem Tracer-Experiment in der Nähe von Jülich wurde eine Gesamtmenge von 140 000 l einer gutleitenden Salzwasser-Lösung in einen oberflächennahen Aquifer eingebracht. Die Ausbreitung des Tracers wurde mehr als zwei Monate lang durch drei einander ergänzende Verfahren beobachtet. Das Institut Agrosphäre (ICG-IV) des Forschungszentrums Jülich setzte elektrische Widerstandstomographie und Grundwasserbeprobungen ein; das Institut für Geophysik und Meteorologie (IGM) der Universität Köln beteiligte sich an dem Monitoring mit flächendeckenden Radiomagnetotellurik- (RMT-) Messungen.

Bereits eine graphische Darstellung der RMT-Messdaten lässt das Fortschreiten einer gutleitenden Anomalie in Grundwasser-Fließrichtung erkennen. Diese Anomalie tritt auch in den Leitfähigkeitswerten der Grundwasserbeprobungen auf. Mit den Daten ausgewählter RMT-Messpunkte wurden unter Berücksichtigung der geologischen Vorinformationen 1D-Inversionen durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen deutlich einen Abfall des spezifischen Widerstandes innerhalb des Aquifers, der als Durchbruch des leitfähigen Tracers zu verstehen ist.

Motivation

Im Herbst 2002 führte das Institut Agrosphäre (ICG-IV) des Forschungszentrums Jülich auf dem Testfeld Krauthausen ein aufwändig überwacht Tracer-Experiment durch. Damit bot sich dem Institut für Geophysik und Meteorologie (IGM) der Universität Köln die Gelegenheit, das Experiment durch RMT-Messungen in einem detaillierten Quasi-Monitoring zu begleiten, und die Ergebnisse mit den vom ICG-IV erfassten geochemischen und geoelektrischen Daten zu vergleichen.

Mit dem Experiment soll die Ausbreitung einer Salzwasserwolke in einem heterogenen Aquifer untersucht werden, um ein genaueres Verständnis der Transport- und Mischprozesse zu erlangen. Dabei stehen folgende Fragestellungen im Vordergrund: Wie breitet sich der Tracer räumlich und zeitlich aus? In welchem Tiefenbereich bewegt sich der Tracer? Was lässt sich mit den einzelnen Methoden über Fließgeschwindigkeiten und Tracer-Konzentrationen innerhalb des Aquifers sagen?

Der Aquifer

Die Messungen fanden auf dem Testfeld Krauthausen in der Nähe von Jülich (Kreis Düren) statt.

Die landwirtschaftlich genutzte Gegend gehört zur Niederrheinischen Bucht. Der dortige Aquifer besteht aus Kiesen und Sanden der Rhein- und Rur-Terrassen (Döring, 1997). Abb. 1 zeigt ein typisches geologisches Profil des Testfeldes, das auf den Informationen mehrerer Bohrkerne basiert. Der Aquifer lässt sich grob in zwei Schichten (etwa 1-5 m

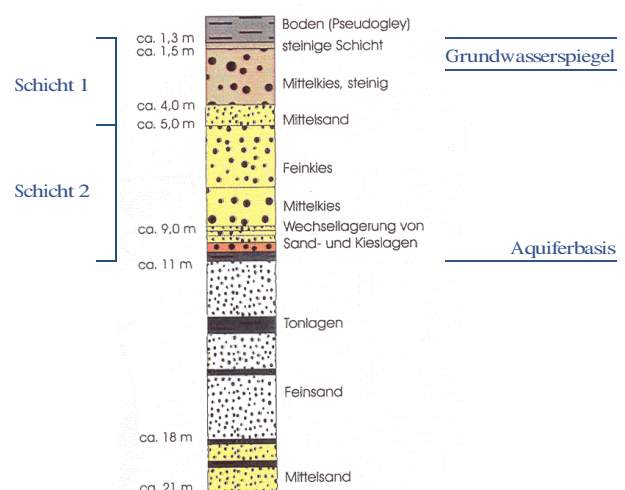


Abbildung 1: Repräsentatives geologisches Profil des Testfeldes (nach Döring, 1997).

¹Institut für Geophysik und Meteorologie (IGM), Universität zu Köln, Albertus-Magnus-Platz, D-50923 Köln

²Institut Agrosphäre (ICG-IV), Forschungszentrum Jülich GmbH, D-52425 Jülich

und 5-11 m Tiefe) einteilen, darüber liegt eine Deckschicht aus Lößboden. Die Aquiferbasis in etwa 11-13 m Tiefe besteht aus dünnen Ton- und Siltschichten.

Der Grundwasserspiegel ist frei und schwankt saisonal zwischen etwa 1 m (Winter) und 2.5 m (Sommer). Aus früheren Experimenten und Modellierungen schließt man, dass die mittlere Fließgeschwindigkeit in der Größenordnung von 1 m/d liegt (Kemna et al., 2002). Die Grundwasser-Fließrichtung im Messgebiet ist nordwestlich (Abb. 2). Der Aquifer ist jedoch auf kleiner Skala sehr heterogen, und der Grundwasserfluss ist über dem Messgebiet in Richtung und Geschwindigkeit nicht einheitlich (Vereecken et al., 2000).

Das Experiment

Das Testfeld ist mit zahlreichen Pegeln ausgestattet, an denen Grundwasser-Proben entnommen oder Tracer-Substanzen eingebracht werden können. Über einen dieser Pegel (Pegel E, Abb. 2) wurde im Laufe des Experiments sieben Tage lang kontinuierlich eine Menge von 835 l/h verdünnter CaCl_2 -Lösung in den Aquifer eingespeist.

Für die Einspeisung wurde die gesamte Filterstrecke des Pegels genutzt, d.h. sie erfolgte über einen Tiefenbereich von 3-10 m. Der Tracer hatte eine CaCl_2 -Konzentration von 2.86 g/l, und die elektrische Leitfähigkeit betrug im Mittel $7000 \mu\text{S}/\text{cm}$ ($\cong 1.4 \Omega\text{m}$). Damit liegt sie um einen Faktor sieben über der Leitfähigkeit des Grundwassers (etwa $1000 \mu\text{S}/\text{cm} \cong 10 \Omega\text{m}$).

Die Veränderungen in der elektrischen Leitfähigkeit des porösen Materials durch Einbringen des Tracers sollten, so die Erwartung aufgrund früherer Experimente (Kemna et al., 2002), insbesondere mit elektrischen und elektromagnetischen Methoden gut zu verfolgen sein.

Die Messungen

Vom Beginn der Einspeisung an führten ICG-IV und IGM regelmäßig geophysikalische sowie geochemische Messungen durch, um Aufschluss über Ort, Bewegungsrichtung und Größe der Tracer-Wolke zu jeder Zeit zu erhalten.

Gemessen wurde auf einer Fläche von $20 \text{ m} \times 35 \text{ m}$, an deren südöstlichem Ende der Einspeisepunkt E liegt (Abb. 2). Die Messungen fanden abhängig vom Aufwand der Methode ein- bis dreimal pro Woche über einen Zeitraum von mehreren Wochen statt.

ICG-IV Jülich

- Electrical Resistance Tomography (ERT):

Für die ERT-Messungen wurden mit einer Kombination aus Bohrloch- und Oberflächenelektroden zwei Profile quer und eines längs zur

Grundwasserfließrichtung vermessen. Die Elektroden wurden dabei in 10 Pegeln und entlang drei Linien an der Oberfläche, welche diese Pegel verbinden, angeordnet.

Die Messungen wurden durchschnittlich zweimal pro Woche von Mitte September bis Anfang Dezember durchgeführt.

- Grundwasserbeprobung (Geochemie):

Über die mit Multi-Level-Samplern ausgestatteten Pegel (Positionen im Bereich der RMT-Stationen siehe Abb. 2) wurden Grundwasserproben entnommen. Für diese Proben wurde u.a. die elektrische Leitfähigkeit bestimmt. Durch die Multi-Level-Sampler kann jedem Leitfähigkeitswert eine exakte Tiefe zugeordnet werden.

Die geochemischen Messungen erfolgten durchschnittlich dreimal pro Woche von Mitte September bis Anfang Dezember.

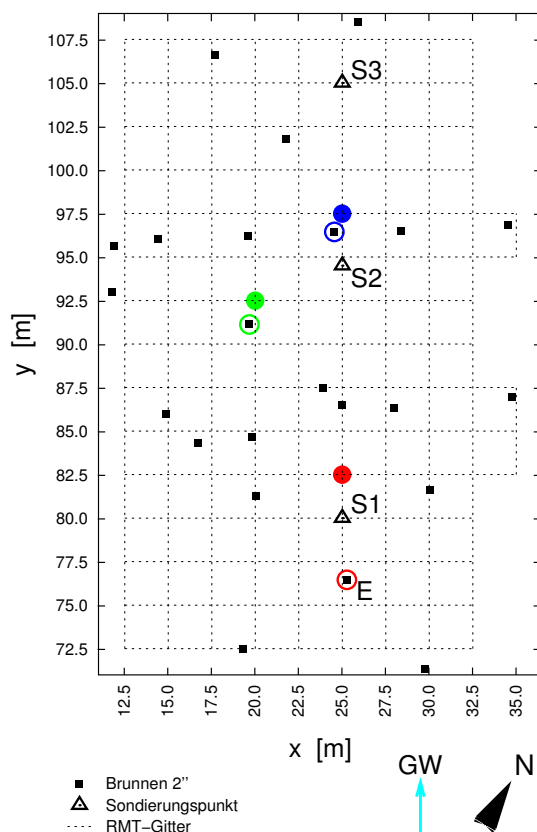


Abbildung 2: Bereich der RMT-Messungen beim Tracer-Versuch 2002. Die Positionen der RMT-Stationen werden durch Gitterknoten und Dreiecke, die der Pegel durch Quadrate markiert. Bei Pegel E fand die Einspeisung statt. Der hellblaue Pfeil gibt die mittlere Grundwasser-Fließrichtung in diesem Bereich an. Die durch farbige Kreise markierten Positionen beziehen sich auf die Daten in Abb. 4.

IGM Köln

- Radiomagnetotellurik (RMT):

Um kleinräumige laterale Widerstandsänderungen erfassen zu können, wurde das RMT-Messgebiet mit einem $2.5\text{ m} \times 2.5\text{ m}$ Gitter überzogen (Abb. 2) und ein Elektrodenabstand von 1 m gewählt. An jedem Gitterpunkt wurde mit vier Frequenzen gemessen, an drei ausgewählten Sondierungspunkten mit je 12 Frequenzen (genauer im Abschnitt Radiomagnetotellurik).

Mit diesem Schema gelang es – bei meist zwei Messtagen pro Woche – zwischen Mitte September bis Mitte November eine „Momentaufnahme“ pro Woche zu realisieren. Insgesamt wurden rund 5000 einzelne (ρ_a, φ) -Paare aufgenommen.

Während die Tracer-Ausbreitung mit Hilfe der geochemischen Messungen an einzelnen Punkten und mit Hilfe der ERT-Messungen in vertikalen Ebenen verfolgt wurde, kann die RMT bei vertretbarem Messaufwand Aussagen über den gesamten Flächen- und Tiefenbereich liefern. So sollen die RMT-Messungen die Interpretation der ERT-Messungen unterstützen und ergänzen, und bei der Klärung von Detailfragen helfen.

Radiomagnetotellurik

Die RMT-Methode verwendet keine eigenen Sender, sondern greift auf vorhandene zivile und militärische Sender im Frequenzbereich 10 kHz-1 MHz zurück. Es wird im Fernfeld der Sender gemessen, daher lässt sich die elektromagnetische Welle als ebene Welle betrachten (Schoeder, 1994). Auch sind Verschiebungsströme für diesen Frequenzbereich vernachlässigbar. Insofern ist die Methode eine Übertragung der Magnetotellurik auf Radiofrequenzen.

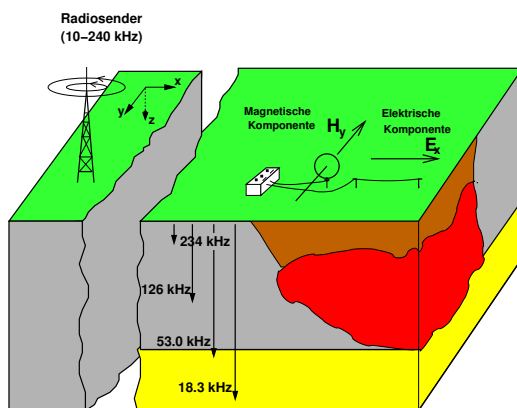


Abbildung 3: Prinzip der RMT am Beispiel Altlastenuntersuchung (nach Tezkan, 1999).

Die RMT hat sich als sehr geeignet für oberflächennahe Erkundungen des Untergrundes erwiesen. Das am IGM zur Zeit eingesetzte Gerät arbeitet im Frequenzbereich 10-240 kHz und ist ein Prototyp der Universität Neuchâtel, welcher durch Prof. I. Müller besonders für die Anwendung in Hydrogeologie und Altlastensanierung entwickelt wurde (Stiefelhagen, 1998). In diesen Bereichen sind mittlerweile zahlreiche erfolgreiche Einsätze belegt (Turberg et al., 1994; Tezkan, 1999; Steuer et al., 2001; Steuer, 2002).

Das Prinzip der Radiomagnetotellurik ist in Abb. 3 dargestellt. Das Gerät misst das Verhältnis aus horizontalem elektrischen Feld E_x in Richtung des Senders (Messung galvanisch über ein Elektrodenpaar) und dem hierzu senkrechten magnetischen Feld H_y (Messung induktiv über eine Spule) und bestimmt hieraus den scheinbaren spezifischen Widerstand

$$\rho_{a_{xy}} = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2$$

und die Phase

$$\varphi_{xy} = \tan^{-1} \left(\frac{\Im(E_x/H_y)}{\Re(E_x/H_y)} \right)$$

Die Eindringtiefe einer elektromagnetischen Welle hängt neben dem spezifischen Widerstand des Untergrundes von ihrer Frequenz ab. Indem pro Station mehrere Frequenzen eingesetzt werden, ermöglicht die Tiefensondierung eine Auflösung vertikaler Schichtgrenzen. Schnell und einfach abschätzen lässt sich die Eindringtiefe über die sogenannte Schwerpunkttiefe

$$z^* = \sqrt{\frac{\rho_a}{2\pi\mu_0 f}} \sin(\varphi),$$

die angibt, aus welchem Tiefenbereich der Hauptteil des RMT-Signals stammt (Steuer, 2002). Sie wird später noch benutzt, um die Tiefeninformationen von Geochemie und RMT zu vergleichen. Für die Messungen in Krauthausen wurden Frequenzen zwischen 16 kHz und 234 kHz verwendet; z^* liegt damit für die in Krauthausen aufgenommenen Messdaten im Bereich 4-20 m.

Um 2D-Strukturen von 1D-Strukturen unterscheiden zu können, wählt man idealerweise zwei Senderrichtungen, von denen eine parallel und die andere senkrecht zur angenommenen Streichrichtung liegt; jede Frequenz – in der Praxis benutzt man ein dicht beieinanderliegendes Frequenzpaar – wird bei beiden Senderrichtungen ausgewertet, um TE- und TM-Mode zu bestimmen (Tezkan, 1999).

Für die Messungen in Krauthausen konnte dieses Verfahren nicht umgesetzt werden. Zum einen kostet jede Senderrichtung durch das Neuausrichten von Spule und Elektroden Zeit. Zum anderen

gibt es im vorliegenden Fall keine 2D Streichrichtung im eigentlichen Sinne. Als Kompromiss wurde auf den Gitterpunkten nur eine Spulenorientierung („0° N“) benutzt, die nahe bei den Senderrichtungen mit den besten Signalqualitäten liegt. Lediglich an den Sondierungspunkten wurden drei verschiedene Spulenorientierungen realisiert (Tab. 1).

exakte Senderrichtung	benutzte Spulenorientierung	
	„0° N“	„60° N“
105° N		16.0 kHz
10° N	23.4 kHz	
112° N		60.0 kHz
5° N	75.0 kHz	
116° N		77.5 kHz
112° N		81.0 kHz
120° N		123.5 kHz
113° N		129.0 kHz
124° N		153.0 kHz
65° N		177.0 kHz
178° N	183.0 kHz	
3° N	234.0 kHz	

Tabelle 1: Benutzte Frequenzen und zugehörige Senderrichtungen für die Messungen in Krauthausen. Die Frequenzen wurden aufgeteilt auf drei Spulenorientierungen, um die Messung zu beschleunigen.

Vergleich von RMT und Geochemie

Abb. 4 vergleicht die Messdaten von RMT und Geochemie, wobei die zeitliche Entwicklung an je drei Stationen dargestellt ist. Die RMT-Kurven zeigen die ρ_a -Werte für die Frequenz 23.4kHz, für die sich $z^* \approx 15$ m ergibt. Diese Frequenz „durchleuchtet“ demnach den gesamten Aquifer. Die Grundwasserproben wurden aus einer Tiefe $z \approx 8$ m entnommen.

Die Grundwasserproben zeigen einen starken Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit bei Ankunft des Tracers. Der Abfall der RMT-Widerstände erfolgt langsamer, die Kurven sind breiter und haben eine geringere relative Amplitude. Dies erklärt sich daraus, dass die Geochemie die elektrische Leitfähigkeit des Grundwassers an einer exakt bestimmten Position misst, während die RMT eine integrierte Leitfähigkeit von Porenflüssigkeit und Gesteinsmatrix eines größeren Volumens „sieht“.

Für die blauen Kurven beobachtet man außerdem eine deutliche zeitliche Verzögerung des RMT-Minimums gegenüber dem Geochemie-Maximum. Auch bei einem vorbereitenden Experiment mit ERT- und Geochemie-Messungen wurde ein zeitlicher Versatz zwischen den Methoden festgestellt. Das Tracer-Experiment 2002 soll u.a. klären, ob die Ursache hierfür in der Volumenintegration liegt, die beide geophysikalische Methoden betreffen würde, oder in klein-

räumigen Heterogenitäten der Tracer-Ausbreitung. Möglich ist auch, dass die Strömung im Aquifer in der unmittelbaren Umgebung der Pegel verändert ist und die Grundwasserproben beeinflusst.

Die roten Geochemie-Daten stammen vom Einspeisepunkt E. Hier wird das Maximum bereits nach einem Tag erreicht. Das Minimum der roten RMT-Daten tritt erst sieben Tage später auf, da die Station 6 m hinter Pegel E liegt. Demnach bewegt sich die Tracerwolke hier mit etwa 0.9 m/d, was gut zu dem bereits erwähnten Wert von ca. 1 m/d passt.

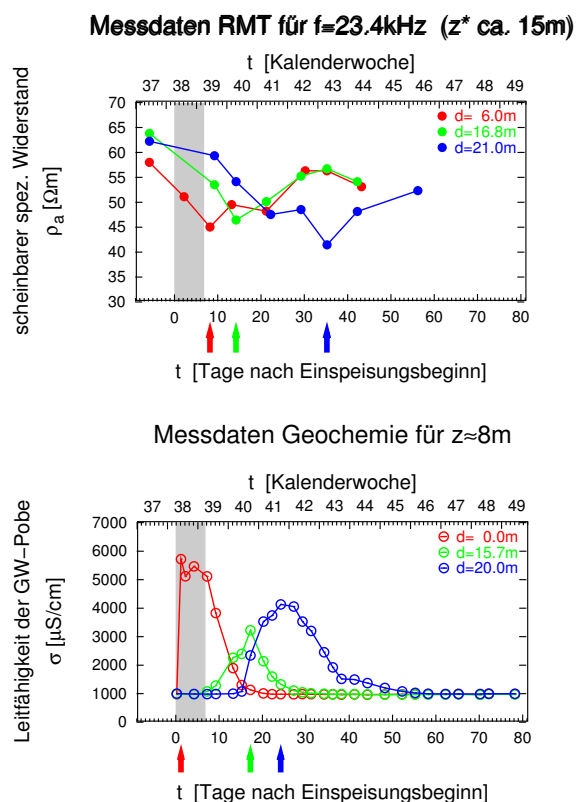


Abbildung 4: Vergleich zwischen RMT und Geochemie. z^* ist die Schwerpunkstiefe des RMT-Signals. z ist die Tiefe, aus der die GW-Proben entnommen wurden. Die einzelnen Kurven, die sich durch Farbe und Symbol (geschlossene Kreise für RMT und offene Kreise für Geochemie) unterscheiden, beziehen sich auf verschiedene Positionen im Messgebiet. Die Legenden geben für jede Position den Abstand d zum Einspeisepunkt E an. Die exakten Positionen sind in Abb. 2 jeweils durch das entsprechende farbige Symbol gekennzeichnet. Grau unterlegt ist der Zeitraum der Einspeisung. Mit der RMT wurden in der Woche vor Beginn der Einspeisung Referenzmessungen durchgeführt. Pfeile markieren das Minimum des scheinbaren spezifischen Widerstands (RMT) bzw. das Maximum der elektrischen Leitfähigkeit (Geochemie) einer Kurve als Durchbruch der Tracer-Wolke an der jeweiligen Station.

Erste Modellrechnungen

Im folgenden werden die Daten und Inversionsergebnisse der Sondierungspunkte S1-S3 vorgestellt. Stellt man die gemessenen Werte für eine Station in Abhängigkeit von der Frequenz dar, so zeigt sich bei mindestens 2/3 der Fälle, dass für bestimmte Frequenzen systematische Ausreißer auftreten. Ein typischer Fall ist die Messung der Kalenderwoche 41 bei Sondierungspunkt S1 (Abb. 5): Die Frequenzen 23.4 kHz und 75.0 kHz weichen im scheinbaren spezifischen Widerstand, 177 kHz auch in der Phase erheblich von dem Verlauf der anderen Frequenzen ab. Auffällig ist, dass immer Frequenzen der Spulenorientierungen „0° N“ und „60° N“ abweichen. Für die Widerstandswerte in Abb. 5 könnte man so weit gehen, den Frequenzen der verschiedenen Spulenorientierungen drei gegeneinander versetzte Kurven zuzuordnen.

Mögliche Ursachen könnten z.B. die unterschiedliche Ankopplung durch Versetzen der Elektroden beim Wechsel der Spulenorientierung oder kleinräumige 3 D-Strukturen im Untergrund sein. Um einen Effekt des Tracers handelt es sich wohl nicht, da das Verhalten auch bei den Referenzmessungen auftritt.

RMT-Messdaten für S1 (KW 41)

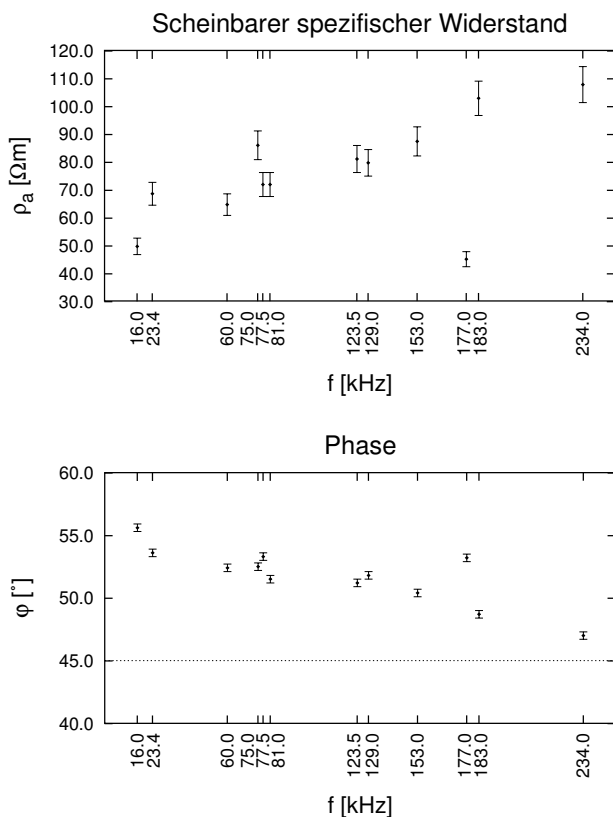


Abbildung 5: RMT-Daten für Sondierungspunkt S1 (Abb. 2) und Kalenderwoche 41, also drei Wochen nach Beginn der Einspeisung.

Aus diesem Grund wurden die 1D-Inversionen der Sondierungspunkte nach Spulenorientierung getrennt durchgeführt. Die gezeigten Inversionsergebnisse (Abb. 6-8) wurden für „120° N“ berechnet; es fließen also die Informationen von 7 Frequenzen ein (Tab. 1). Die geologischen Vorinformationen wurden

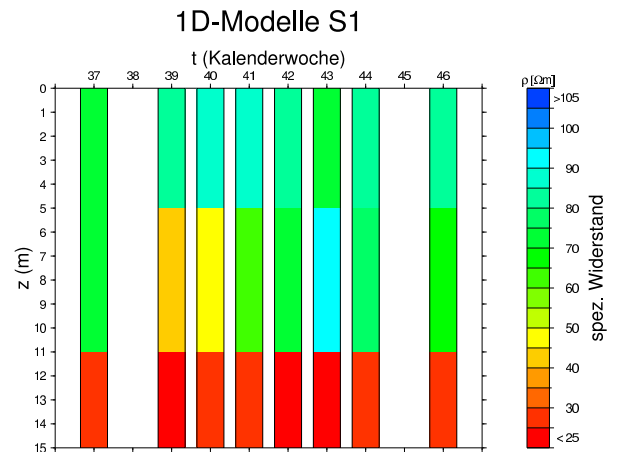


Abbildung 6: 1 D-Inversion für Sondierungspunkt S1 (Abb. 2). Die Schichtwiderstände und die zugehörigen Anpassungsfehler zeigt Tab. 2.

Kalenderwoche	ϵ_{rms}	ρ_1	ρ_2	ρ_3
37	2.1%	73 Ω m (0.99)	71 Ω m (0.96)	26 Ω m (0.98)
38	<i>keine Daten</i>			
39	2.2%	81 Ω m (0.99)	42 Ω m (0.99)	23 Ω m (0.98)
40	2.7%	89 Ω m (0.99)	49 Ω m (0.98)	27 Ω m (0.98)
41	2.5%	88 Ω m (0.99)	61 Ω m (0.97)	28 Ω m (0.98)
42	2.0%	83 Ω m (0.99)	72 Ω m (0.96)	24 Ω m (0.98)
43	1.6%	74 Ω m (0.99)	94 Ω m (0.92)	19 Ω m (0.98)
44	1.4%	83 Ω m (0.99)	77 Ω m (0.95)	25 Ω m (0.98)
45	<i>keine Daten</i>			
46	2.1%	85 Ω m (0.99)	69 Ω m (0.96)	27 Ω m (0.98)

Tabelle 2: 1 D-Inversionsergebnisse zu Abb. 6. Der Anpassungsfehler ist für alle Inversionen kleiner als 3%. Die Zahlen in Klammern geben die Auflösung des jeweiligen Schichtwiderstands an.

einbezogen, indem die Schichtgrenzen bei 5 m und 11 m (siehe auch Abb. 1) während der 1D-Marquardt-Inversionen festgehalten wurden.

Sondierungspunkt S1. Man beobachtet, wie der Modellwiderstand für die zweite Schicht von Woche 37

auf Woche 39 deutlich abfällt und nach Woche 40 wieder ansteigt; die Widerstände der oberen und der unteren Schichten ändern sich kaum. Tab. 2 gibt neben dem Anpassungsfehler und den Modellwiderständen jeder einzelnen Schicht auch die Diagonalelemente

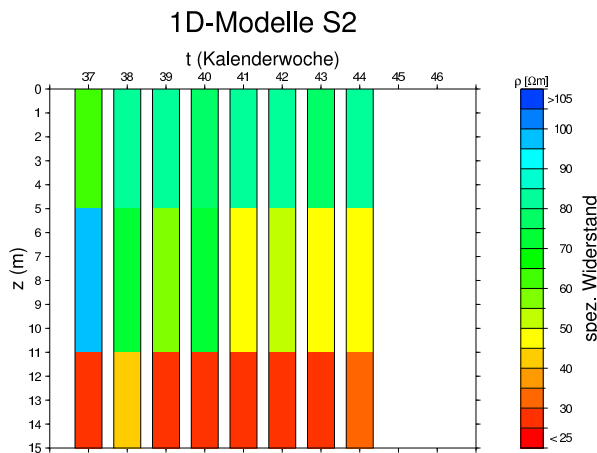


Abbildung 7: 1D-Inversion für Sondierungspunkt S2 (Abb. 2). Die Schichtwiderstände und die zugehörigen Anpassungsfehler zeigt Tab. 3.

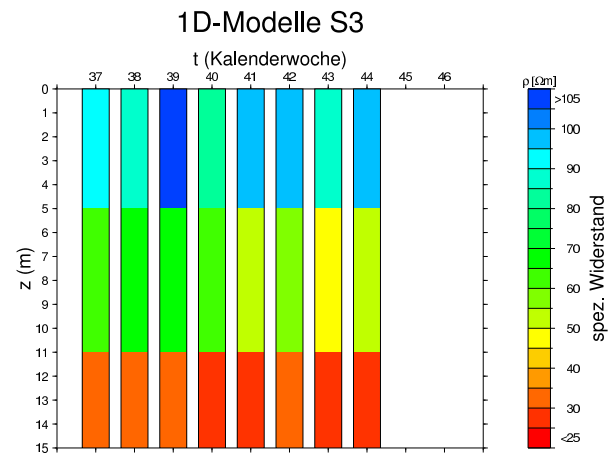


Abbildung 8: 1D-Inversion für Sondierungspunkt S3 (Abb. 2). Die Schichtwiderstände und die zugehörigen Anpassungsfehler zeigt Tab. 4.

Kalenderwoche	ϵ_{rms}	ρ_1	ρ_2	ρ_3
37	1.4%	64 Ωm (0.99)	97 Ωm (0.89)	30 Ωm (0.98)
38	3.2%	84 Ωm (0.99)	71 Ωm (0.97)	43 Ωm (0.98)
39	2.1%	83 Ωm (0.99)	57 Ωm (0.98)	29 Ωm (0.98)
40	1.3%	79 Ωm (0.99)	71 Ωm (0.96)	29 Ωm (0.98)
41	1.6%	81 Ωm (0.99)	49 Ωm (0.98)	25 Ωm (0.98)
42	1.4%	81 Ωm (0.99)	54 Ωm (0.98)	26 Ωm (0.98)
43	1.6%	78 Ωm (0.99)	47 Ωm (0.98)	27 Ωm (0.98)
44	1.7%	81 Ωm (0.99)	50 Ωm (0.98)	30 Ωm (0.98)
45		keine Daten		
46		keine Daten		

Tabelle 3: 1D-Inversionsergebnisse zu Abb. 7. Der Anpassungsfehler ist für alle Inversionen kleiner als 3.5%. Die Zahlen in Klammern geben die Auflösung des jeweiligen Schichtwiderstands an.

Kalenderwoche	ϵ_{rms}	ρ_1	ρ_2	ρ_3
37	2.0%	94 Ωm (0.99)	62 Ωm (0.98)	35 Ωm (0.98)
38	2.4%	85 Ωm (0.99)	69 Ωm (0.97)	30 Ωm (0.98)
39	2.4%	108 Ωm (0.98)	69 Ωm (0.97)	32 Ωm (0.99)
40	2.6%	85 Ωm (0.99)	62 Ωm (0.97)	26 Ωm (0.98)
41	1.2%	96 Ωm (0.99)	53 Ωm (0.98)	28 Ωm (0.98)
42	1.0%	96 Ωm (0.99)	57 Ωm (0.98)	33 Ωm (0.98)
43	1.2%	89 Ωm (0.99)	46 Ωm (0.99)	28 Ωm (0.98)
44	1.8%	95 Ωm (0.99)	52 Ωm (0.98)	28 Ωm (0.98)
45		keine Daten		
46		keine Daten		

Tabelle 4: 1D-Inversionsergebnisse zu Abb. 8. Der Anpassungsfehler ist für alle Inversionen kleiner als 3%. Die Zahlen in Klammern geben die Auflösung des jeweiligen Schichtwiderstands an.

der Anpassungsmatrix an; sie sind ein Maß für die Auflösung des Parameters. Für die gezeigten Inversionsergebnisse liegen sie stets über 0.9, es konnte also eine sehr gute Auflösung der Schichtwiderstände erreicht werden. Die Anpassungsfehler sind kleiner als 3% und somit sehr zufriedenstellend.

Sondierungspunkt S2. Für Woche 37 liegt der Modellwiderstand der zweiten Schicht sehr hoch. In den Wochen 38-40 sinkt er und nimmt etwa den Wert der ersten Schicht an. Erst ab Woche 41 sinkt er auf etwa $50 \Omega\text{m}$. Ein Wiederanstieg erfolgt im Messzeitraum nicht (im Unterschied zur blauen RMT-Kurve aus Abb. 4, die 3 m hinter S2 aufgenommen wurde). Die Tracer-Wolke erreicht S2 also erst 3 Wochen nach Beginn der Einspeisung. Das lange Absinken des Modellwiderstandes lässt darauf schließen, dass die Wolke zu dieser Zeit eine in die Länge gestreckte Form angenommen hat. Wieder ändern sich die Widerstände der oberen und der unteren Schichten kaum. Auch hier ist die erreichte Auflösung der Schichtwiderstände sehr gut (fast durchgehend über 0.9), während die Anpassungsfehler unter 3.5% liegen (Tab. 3).

Sondierungspunkt S3. Der Modellwiderstand der zweiten Schicht nimmt nur für Woche 43 einen Wert unter $50 \Omega\text{m}$ an. Der Widerstand der unteren Schicht ändert sich fast nicht. Dafür sind die Variationen für die obere Schicht ausgeprägter, deren Modellwiderstand grundsätzlich stark durch Witterung und Schwankungen der Bodenfeuchte und des Grundwasserspiegels beeinflusst ist. Es scheint so, als ob die Tracer-Wolke zu dem Zeitpunkt, an dem sie S3 erreicht, durch Verdünnung schon stark an Signalstärke verloren hat, und daher weniger gut detektiert werden kann. Die erreichte Auflösung liegt für S3 durchgehend über 0.95, ist also wie die Anpassung (Fehler < 3%, Tab. 4) sehr gut.

Ausblick

Die weitere Auswertung wird eine 2D-Inversion der RMT-Gitter-Daten einschließen. Dabei wird jedes Mess-Profil für jeden Messtag einzeln invertiert. Setzt man die Informationen aller Profile und Messtage zusammen, erhält man ein Bild der räumlichen und zeitlichen Veränderung des spezifischen Widerstandes und somit der Ausbreitung der Tracer-Wolke. Die Informationen aus Geologie und Geochemie werden für die Inversion und Interpretation unterstützend herangezogen, um die Mehrdeutigkeit der Inversionsergebnisse einzuschränken. Am Ende steht ein Vergleich mit den ERT-Ergebnissen, deren Auswertung durch das Forschungszentrum Jülich erfolgen wird.

Literaturangaben

- Döring, U., 1997, Transport der reaktiven Stoffe Eosin, Uranin und Lithium in einem heterogenen Grundwasserleiter: Berichte des Forschungszentrums Jülich, 3354, Forschungszentrum Jülich.
- Kemna, A., Vanderborght, J., Kulesa, B., und Vereecken, H., 2002, Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models: *Journal of Hydrology*, **267**, 125–146.
- Schoeder, R., 1994, Modellrechnungen zur Gültigkeit der „Ebenen-Wellen-Theorie“ bezüglich VLF/R bzw. LF/R, CSAMT und der Short Wave Loop Loop Methode: Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie.
- Steuer, A., Helwig, S., und Tezkan, B., 2001, TEM und RMT zur Strukturbestimmung eines Aquifers im Becken von Ouarzazate (Marokko): Protokoll über das 19. Kolloquium elektromagnetische Tiefenforschung, Burg Ludwigstein, 1.10.-5.10.2001, 309–318.
- Steuer, A., 2002, Kombinierte Auswertung von Messungen mit Transient-Elektromagnetik und Radiomagnetotellurik zur Grundwassererkundung im Becken von Ouarzazate (Marokko): Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie.
- Stiefelhagen, W., 1998, Radio Frequency Electromagnetics (RF-EM): Kontinuierlich messendes Breitband-VLF, erweitert auf hydrogeologische Problemstellungen: Doktorarbeit, Kapitel 1 und 2, Universität Neuchâtel, Zentrum für Hydrogeologie.
- Tezkan, B., 1999, A review of environmental applications of quasi-stationary electromagnetic techniques: *Surveys in Geophysics*, **20**, 279–308.
- Turberg, P., Müller, I., und Flury, F., 1994, Hydrogeological investigation of porous environments by radio magnetotelluric-resistivity (RMT-R 12-240 kHz): *Journal of Applied Geophysics*, **31**, 133–143.
- Vereecken, H., Döring, U., Hardelauf, H., Jaekel, U., Hashagen, U., Neuendorf, O., Schwarze, H., und Seidemann, R., 2000, Analysis of solute transport in a heterogeneous aquifer: the Krauthausen field experiment: *Journal of Contaminant Hydrology*, **45**, 329–358.