

Kombination von Gleichstromgeoelektrik und Elektromagnetik anhand von Beispielen aus der Praxis

M. Grinat, NLFB-GGA Hannover

1 Einleitung

Der wichtigste Parameter geoelektrischer Verfahren ist der spezifische elektrische Widerstand, der bei den im Untergrund anzutreffenden Gesteinen über mehrere Dekaden variieren kann: von wenigen Ωm bei Tonen oder Salzwässern bis zu mehreren Tausend Ωm bei trockenen Sanden, Kalksteinen oder magmatischen Gesteinen.

Aus Messungen an der Erdoberfläche ergibt sich der scheinbare spezifische Widerstand. Hieraus können Aussagen über den (geoelektrischen) Schichtaufbau des Untergrundes abgeleitet werden. Dies ist jedoch häufig problematisch, da es zu einer geoelektrischen Meßkurve insbesondere aufgrund der Meßungenauigkeiten eine Vielzahl äquivalenter Modelle gibt. Die Auswahl eines Modells ist möglich durch Einbeziehen von Bohrergebnissen oder von geologischen Kenntnissen in die Auswertung.

In vielen Untersuchungsgebieten werden Bohrungen jedoch erst im Anschluß an geoelektrische Messungen abgeteuft. In diesen Fällen könnte eine Verbesserung der Interpretation durch eine Kombination von Verfahren möglich sein.

Häufig sind die Geologischen Landesämter an Informationen über den Tiefenbereich zwischen der Erdoberfläche und etwa 100 m Tiefe interessiert. In diesem Teufenintervall können sowohl Verfahren der Gleichstromgeoelektrik als auch der Elektromagnetik eingesetzt werden. Gleichstromgeoelektrische Messungen sind beispielsweise möglich in der Schlumberger- (GTS) oder der Dipol-Dipol-Elektrodenanordnung (DD); zur Elektromagnetik zählt das elektromagnetische Horizontalspulen-Verfahren (HLEM).

Anhand von Messungen im Neuwieder Becken (Rheinland-Pfalz) und am Rietzer See (Brandenburg) soll dargestellt werden, welche Möglichkeiten eine Kombination von geoelektrischen Verfahren bietet. In beiden Fällen finden sich zumindest bereichsweise gutleitfähige Schichten im Untergrund. Im Neuwieder Becken handelt es sich dabei um Tone, am Rietzer See vorwiegend um Salzwässer.

Vorab ist jedoch zu untersuchen, welche Informationen über den Schichtaufbau des Untergrundes den einzelnen Verfahren zu entnehmen sind. Dabei ist zu berücksichtigen, daß die Definition des scheinbaren spezifischen Widerstandes bei Gleichstrom- und Wechselstrom-Verfahren unterschiedlich ist (SPIES & EGGERS 1986) und daß die mit diesen Verfahren ermittelten spezifischen Widerstände sich beispielsweise bei anisotropen Schichten unterscheiden können.

2 Modellrechnungen

Die gleichstromgeoelektrischen Messungen in Schlumberger- und Dipol-Dipol-Elektrodenanordnung sowie das elektromagnetische Horizontalspulen-Verfahren können als Tiefensondierungen ausgewertet werden und liefern zumindest eindimensionale Modelle für den Untergrund. Zur Klärung der Genauigkeit einer derartigen Auswertung sind Rechnungen mit synthetischen Daten hilfreich.

Das in Abb. 1 gezeigte Modell gibt in vereinfachter Form die Verhältnisse im Untergrund des Neuwieder Beckens wieder, einer vom Rhein durchflossenen tektonischen Depression zwischen Koblenz im Südosten und Andernach im Nordwesten (MEYER 1986). Hier liegen unter der wenige Meter mächtigen quartären Deckschicht grundwasserführende Sande und

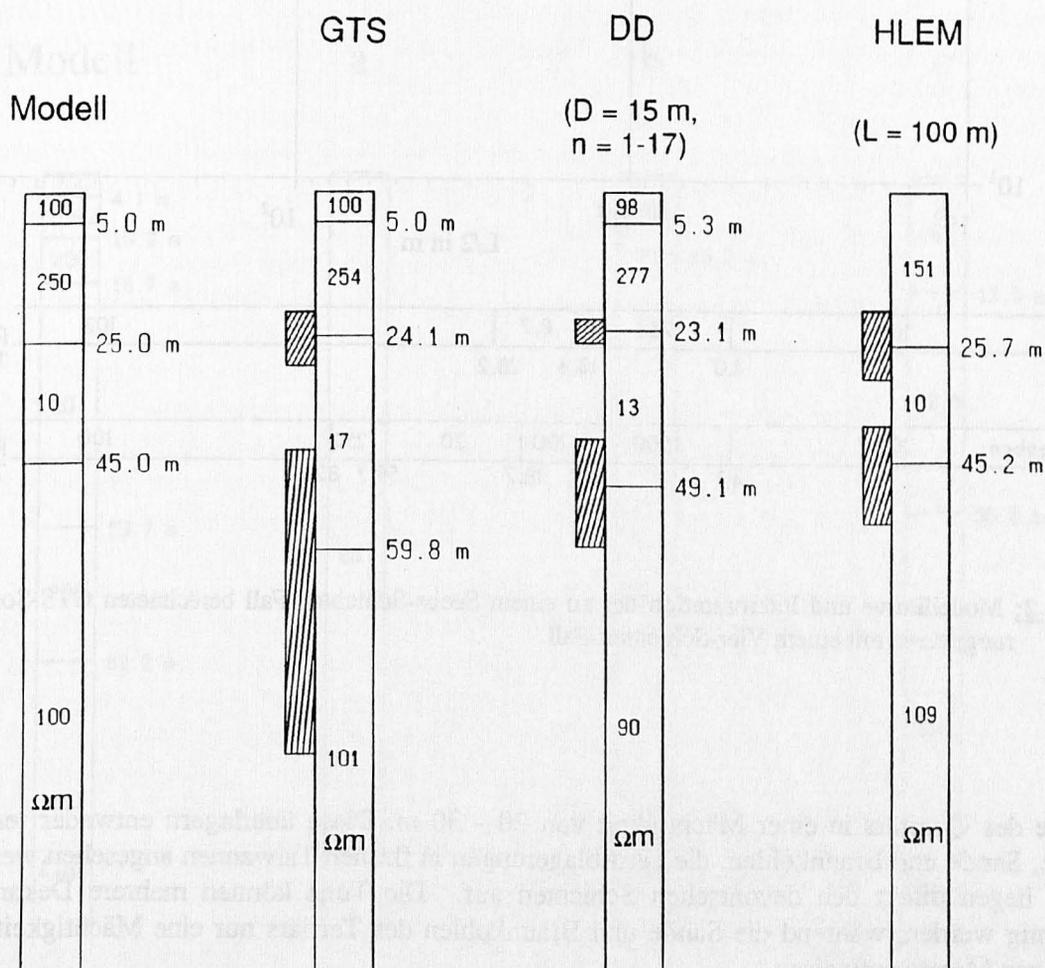
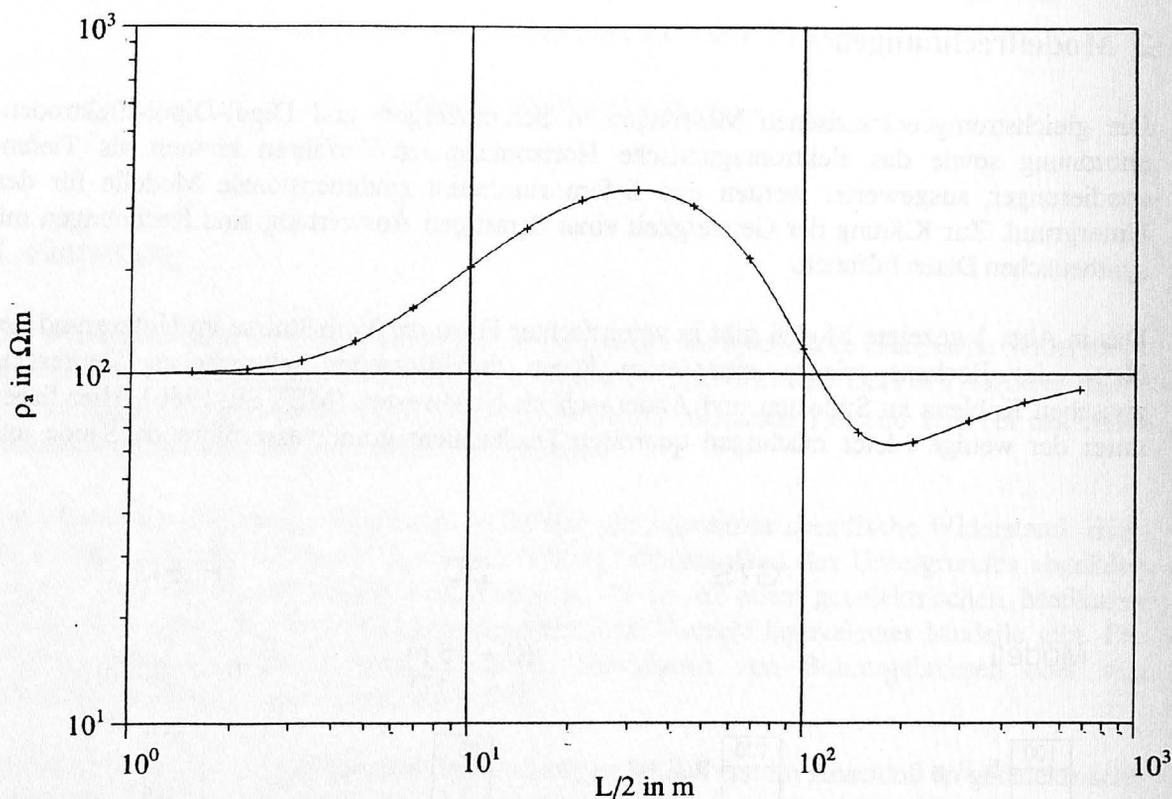


Abb. 1: Vorgegebenes Vier-Schichten-Modell zusammen mit den Modellen für die Gleichstromgeoelektrik in Schlumberger- (GTS) und Dipol-Dipol-Elektrodenanordnung sowie für das elektromagnetische Horizontalspulen-Verfahren (HLEM), die sich aus den jeweiligen synthetischen Daten ergeben (schraffierte Bereiche geben die Änderungen in der Tiefenlage für die Ober- und Unterkante des guten Leiters bei äquivalenten Modellen an; D Dipolabstand, n Abstand zwischen Strom- und Potentialdipol in Vielfachen des Dipolabstandes, L Sender-Empfänger-Abstand)



100	1266	8,7	102	ρ in Ωm
	4,0	13,4	28,2	Tiefe in m

vorgegeben:	100	1500	200	20	250	100	ρ in Ωm
		4,1	10,9	18,7	59,7	82,2	Tiefe in m

Abb. 2: Modellkurve und Interpretation der zu einem Sechs-Schichten-Fall berechneten GTS-Sondierungskurve mit einem Vier-Schichten-Fall

Kiese des Quartärs in einer Mächtigkeit von 20 - 30 m. Diese überlagern entweder tertiäre Tone, Sande und Braunkohlen, die als Ablagerungen in flachen Talwannen angesehen werden, oder liegen direkt den devonischen Schichten auf. Die Tone können mehrere Dekameter mächtig werden, während die Sande und Braunkohlen des Tertiärs nur eine Mächtigkeit von wenigen Metern aufweisen.

Aus diesem geologischen Modell wurde ein Vier-Schichten-Fall abgeleitet, der aus der quartären Überdeckung, den grundwasserführenden Kiesen und Sanden des Quartärs, dem tertiären Ton und dem Devon aufgebaut ist. Die Beobachtung, daß die grundwasserführende Schicht des Quartärs aufgrund des teilweise über 10 m tief liegenden Grundwasserspiegels geoelektrisch in einen trockenen und einen wasserführenden Bereich unterteilt werden muß, ist hierbei zunächst nicht berücksichtigt worden. Für die Modellrechnungen ist den einzelnen

Schichten ein plausibler Literaturwert für den spezifischen elektrischen Widerstand sowie eine Mächtigkeit zugeordnet worden, wie sie im Neuwieder Becken anzutreffen ist.

Für das in Abb. 1 gezeigte Vier-Schichten-Modell wurden die Sondierungskurven für die Schlumberger-Elektrodenanordnung (GTS), für die Dipol-Dipol-Elektrodenanordnung (DD) bei einer Dipollänge D des Strom- und Potentialdipols von 15 m und Abständen zwischen dem Strom- und dem Potentialdipol von 1 bis 17 Dipolabständen und für das elektromagnetische Horizontalspulen-Verfahren (HLEM) bei den Frequenzen 110 Hz, 220 Hz, 440 Hz, 880 Hz, 1760 Hz, 3520 Hz, 7040 Hz und 14080 Hz und einem Sender-Empfänger-Abstand von 100 m berechnet. Die Berechnung der synthetischen Werte der Gleichstrom-Verfahren erfolgte mit den Softwareprogrammen INGESO (GTS; MUNDY & DENNERT 1980) und RESIX-IP (DD; INTERPEX 1993); die HLEM-Daten wurden mit einem Programm von EADIE (1979) ermittelt. Diese Modelldaten wurden anschließend mit den Auswerteverfahren INGESO (GTS), RESIX-IP (DD) und EMIX-MM (HLEM; INTERPEX 1988) ausgewertet (Abb. 1).

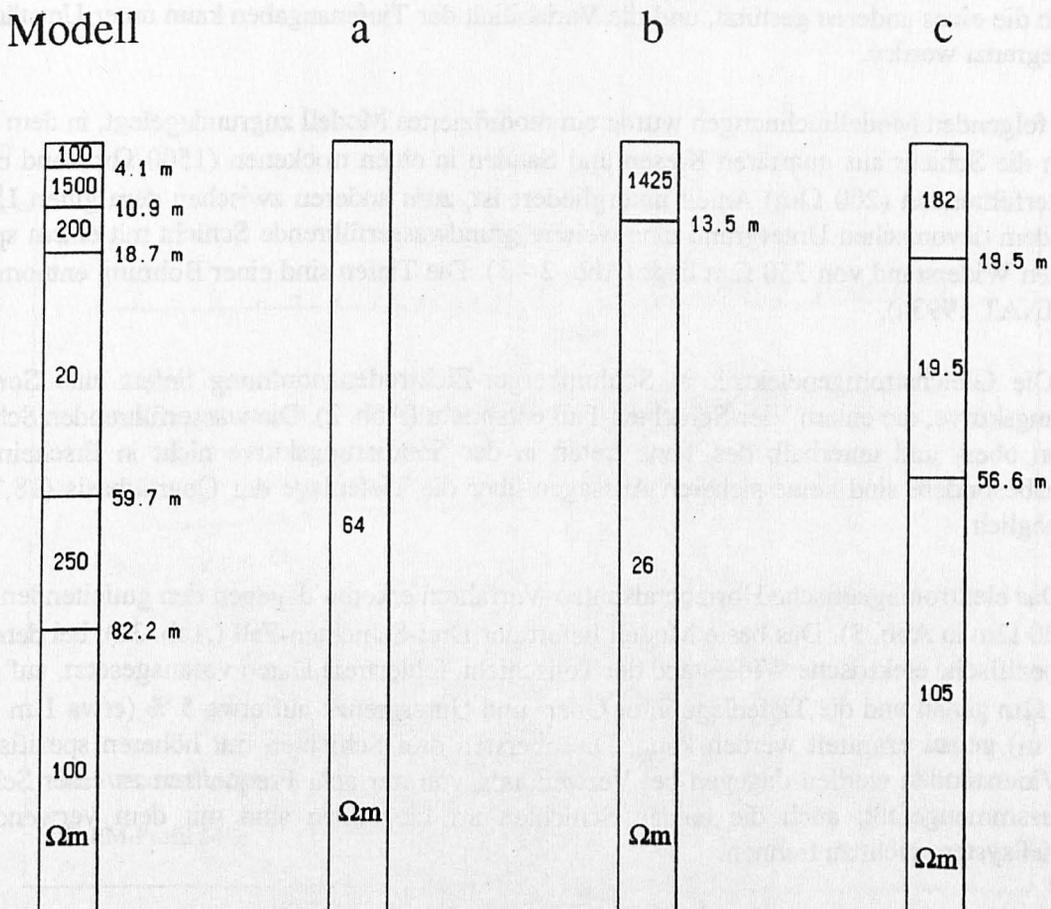


Abb. 3: Auswertung der zu dem gezeigten Modell berechneten Werte für das elektromagnetische Horizontalspulen-Verfahren mit den Modellen "homogener Halbraum" (a), "Zwei-Schichten-Fall" (b) und "Drei-Schichten-Fall" (c) (Spulenabstand 100 m)

Der vorgegebene Vier-Schichten-Fall konnte mit der Schlumberger-Elektrodenanordnung und der Dipol-Dipol-Elektrodenanordnung aufgelöst werden. Die maximalen Abweichungen der berechneten Schichttiefen vom vorgegebenen Modell betragen für die Oberkante des guten Leiters etwa 2 m, für die Unterkante bis zu 15 m. Bei einem vorgegebenen Anpassungsfehler von 2 % zwischen den "Meß-" und den Modelldaten ergeben sich äquivalente Modelle, bei denen beispielsweise die Unterkante des guten Leiters in Tiefen zwischen 43 m und 94 m (Schlumberger) bzw. 41 m und 59 m (Dipol-Dipol) liegt.

Das elektromagnetische Horizontalspulen-Verfahren erkennt bei Verwendung der genannten acht Frequenzen einen Drei-Schichten-Fall mit einem guten Leiter zwischen zwei schlechter leitenden Bereichen. Bei 2 % Anpassungsfehler liegt die Oberkante des guten Leiters bei den äquivalenten Modellen in Tiefen zwischen 19 m und 31 m, die Unterkante zwischen 39 m und 56 m.

Liegen Ergebnisse aller drei Verfahren vor, so können bei diesem Modell die Tiefen der Ober- und Unterkante des guten Leiters eingeschränkt werden, indem aus den drei Verfahren die Schnittmenge der Tiefenintervalle gebildet wird. Die Ergebnisse eines Verfahrens werden durch die eines anderen gestützt, und die Variabilität der Tiefenangaben kann unter Umständen eingegrenzt werden.

Den folgenden Modellrechnungen wurde ein modifiziertes Modell zugrundegelegt, in dem zum einen die Schicht aus quartären Kiesen und Sanden in einen trockenen ($1500 \Omega\text{m}$) und einen wasserführenden ($200 \Omega\text{m}$) Anteil untergliedert ist, zum anderen zwischen dem guten Leiter und dem devonischen Untergrund eine weitere grundwasserführende Schicht mit einem spezifischen Widerstand von $250 \Omega\text{m}$ liegt (Abb. 2 - 3). Die Tiefen sind einer Bohrung entnommen (GRINAT 1993a).

- (a) Die Gleichstromgeoelektrik in Schlumberger-Elektrodenanordnung liefert eine Sondierungskurve, die einem Vier-Schichten-Fall entspricht (Abb. 2). Die wasserführenden Schichten ober- und unterhalb des Tons treten in der Sondierungskurve nicht in Erscheinung. Insbesondere sind keine sicheren Aussagen über die Tiefenlage der Quartärbasis (18,7 m) möglich.
- (b) Das elektromagnetische Horizontalspulen-Verfahren erkennt dagegen den gutleitenden Ton ($20 \Omega\text{m}$ in Abb. 3). Das beste Modell liefert der Drei-Schichten-Fall (Abb. 3c), bei dem der spezifische elektrische Widerstand der Tonschicht, fehlerfreie Daten vorausgesetzt, auf etwa $1 \Omega\text{m}$ genau und die Tiefenlage ihrer Ober- und Untergrenze auf etwa 5 % (etwa 1 m bzw. 3 m) genau ermittelt werden kann. Die obersten drei Schichten mit höheren spezifischen Widerständen werden dagegen bei Verwendung von nur acht Frequenzen zu einer Schicht zusammengefaßt; auch die beiden Schichten im Liegenden sind mit dem verwendeten Meßsystem nicht zu trennen.

Im Zwei-Schichten-Modell (Abb. 3b) weicht der spezifische Widerstand des guten Leiters 30 % vom wahren Wert ab. Auch die ermittelte Mächtigkeit der Überdeckung ist geringer als die wahre Mächtigkeit. Der homogene Halbraum (Abb. 3a) kann aufgrund des hohen Anpassungsfehlers von mehr als 10 % zwischen den "Meß-" und den Modelldaten als nicht geeignetes Modell ausgeschlossen werden.

Die Schlumberger-Geoelektrik ist also bei Untergrundmodellen, in denen ein tiefliegender Grundwasserspiegel zusammen mit einer gutleitfähigen Deckschicht auftritt, nicht in der Lage, die Basis der wasserführenden Schicht, die der Oberkante eines guten Leiters entspricht, hinreichend genau festzulegen. Hier ermöglicht das elektromagnetische Horizontalspulen-Verfahren, mit dem die Tiefenlage des guten Leiters recht genau ermittelt werden kann, weiterführende Aussagen.

3 Ergebnisse von Messungen

Abb. 4 zeigt als Beispiel die Ergebnisse der Inversionsrechnungen für das Profil 5416 aus dem Neuwieder Becken. Da die Meßwerte der Frequenzen 110 Hz und 220 Hz gestört sind, mußte die Auswertung auf sechs Frequenzen zwischen 440 Hz und 14080 Hz beschränkt werden. Das verwendete Kriterium zur Beurteilung des ermittelten Modells ist der Anpassungsfehler zwischen den Meßwerten und der Modellkurve. Dies ist nach PALACKY & STEPHENS (1990) jedoch kein hinreichendes Kriterium für dessen Richtigkeit.

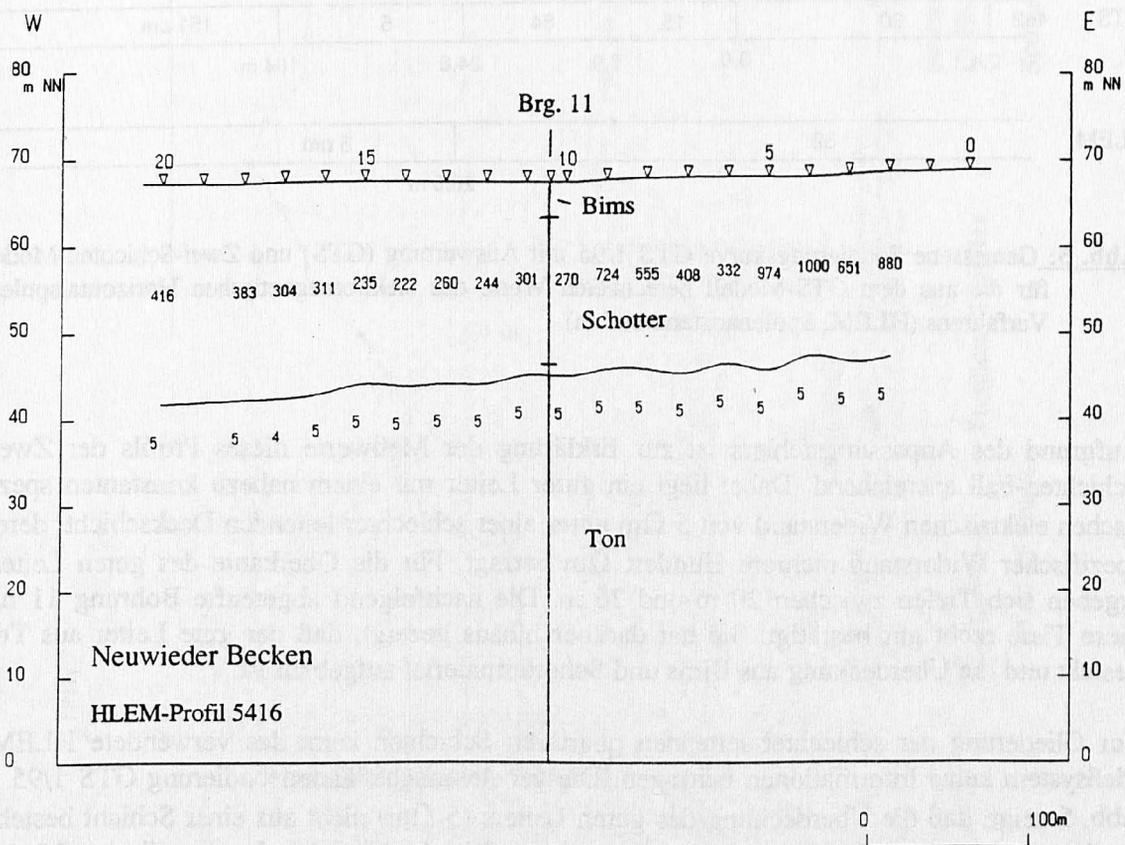
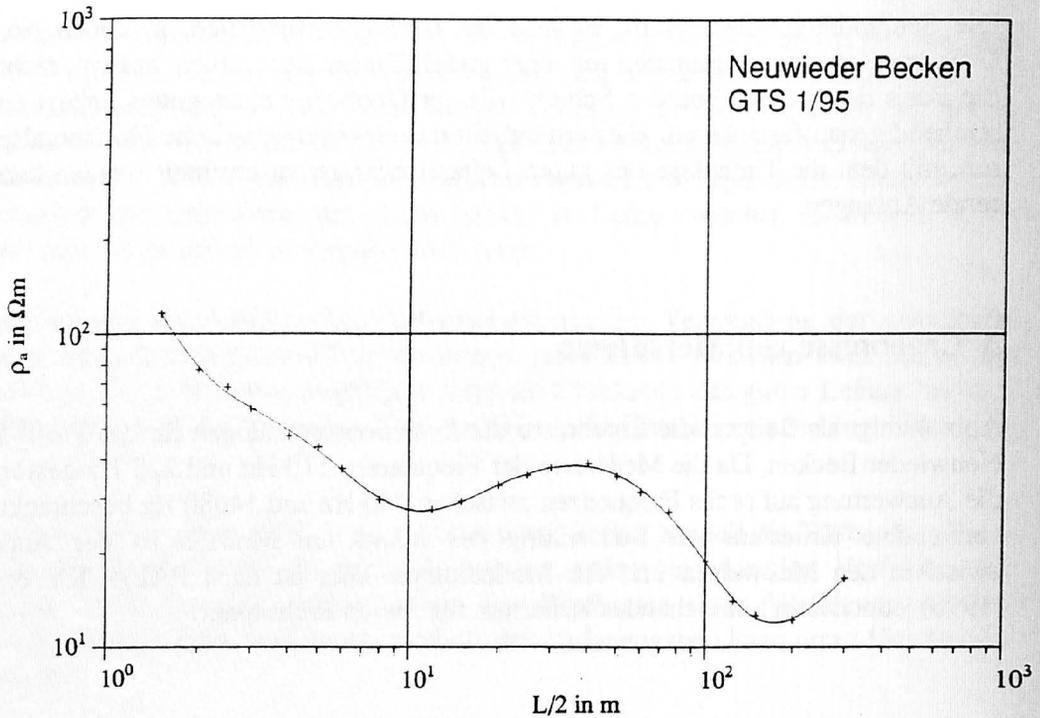


Abb. 4: Ergebnisse der Modellrechnungen für das HLEM-Profil 5416 im Neuwieder Becken zusammen mit denen der Bohrung 11 (GRINAT 1993b)



GTS	482	60	15	84	5	151 Ωm
	0,4	3,0	7,9	24,6	104 m	
HLEM	32			5 Ωm		
	26,6 m					

Abb. 5: Gemessene Sondierungskurve GTS 1/95 mit Auswertung (GTS) und Zwei-Schichten-Modell für die aus dem GTS-Modell berechneten Werte des elektromagnetischen Horizontalspulen-Verfahrens (HLEM, Spulenabstand 100 m)

Aufgrund des Anpassungsfehlers ist zur Erklärung der Meßwerte dieses Profils der Zwei-Schichten-Fall ausreichend. Dabei liegt ein guter Leiter mit einem nahezu konstanten spezifischen elektrischen Widerstand von $5 \Omega\text{m}$ unter einer schlechter leitenden Deckschicht, deren spezifischer Widerstand mehrere Hundert Ωm beträgt. Für die Oberkante des guten Leiters ergeben sich Tiefen zwischen 20 m und 26 m. Die nachfolgend abgeteufte Bohrung 11 hat diese Tiefe recht gut bestätigt. Sie hat darüber hinaus gezeigt, daß der gute Leiter aus Ton besteht und die Überdeckung aus Bims und Schottermaterial aufgebaut ist.

Zur Gliederung der schlechter leitenden quartären Schichten kann das verwendete HLEM-Meßsystem keine Informationen beitragen: Die geoelektrische Tiefensondierung GTS 1/95 in Abb. 5 zeigt, daß die Überdeckung des guten Leiters ($5 \Omega\text{m}$) nicht aus einer Schicht besteht, sondern in vier Schichten unterteilt werden kann. Die Auswertung der aus diesem Modell berechneten Werte für das elektromagnetische Horizontalspulen-Verfahren liefert dagegen (ebenso wie die Auswertung der HLEM-Messungen im Umfeld der Sondierung GTS 1/95) lediglich ein Zwei-Schichten-Modell, bei dem ein guter Leiter (Ton) unter einer schlechter leitenden Überdeckung liegt. Die Oberkante des guten Leiters wird mit beiden Verfahren erfaßt.

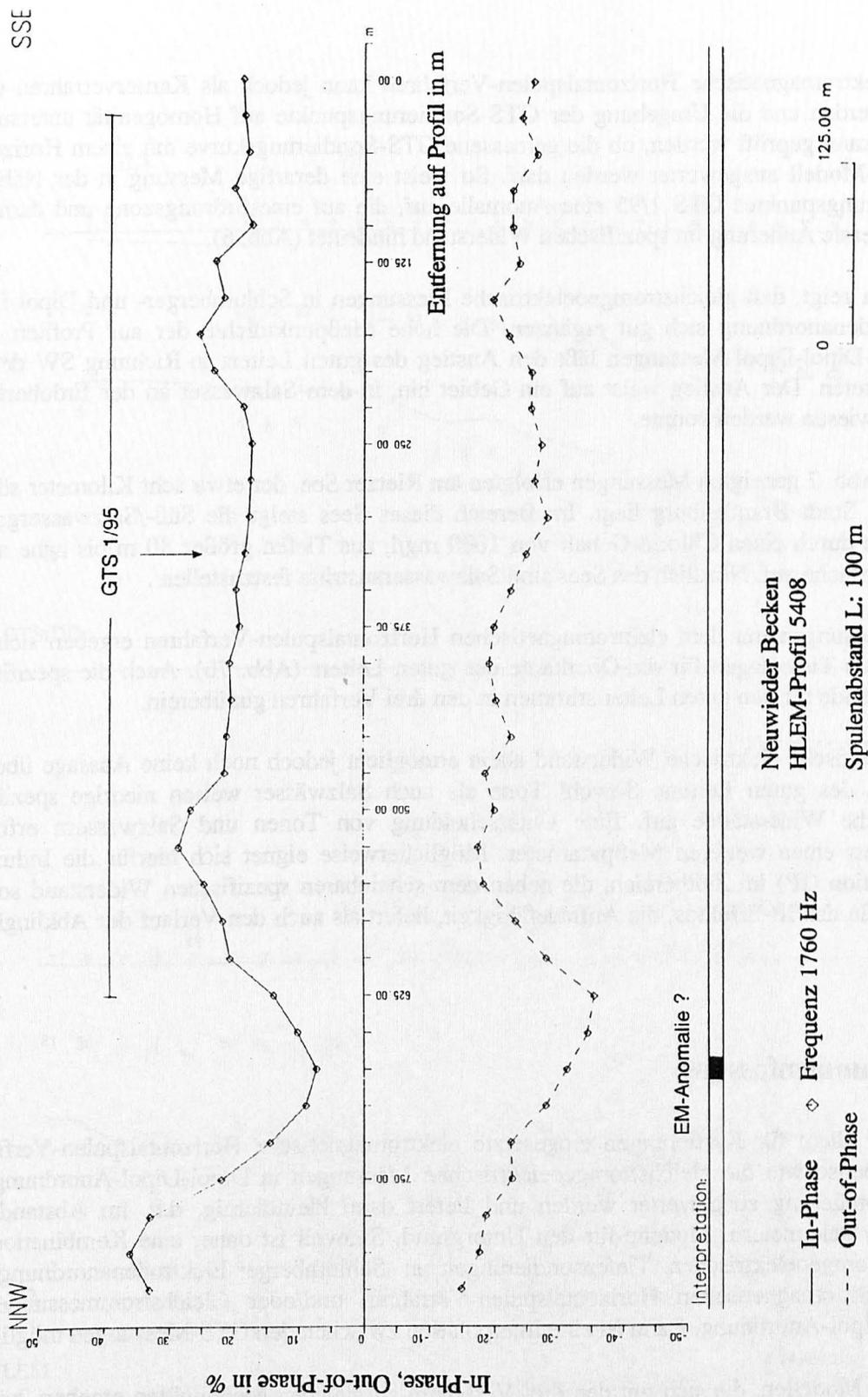


Abb. 6: Meßwerte der Frequenz 1760 Hz des elektromagnetischen Horizontalspulen-Verfahrens (HLEM) im Umfeld der Sondierung GTS 1/95 mit vermuteter Anomalie

Das elektromagnetische Horizontalspulen-Verfahren kann jedoch als Kartierverfahren eingesetzt werden und die Umgebung der GTS-Sondierungspunkte auf Homogenität untersuchen. Damit kann geprüft werden, ob die gemessene GTS-Sondierungskurve mit einem Horizontalschicht-Modell ausgewertet werden darf. So weist eine derartige Messung in der Nähe des Sondierungspunktes GTS 1/95 eine Anomalie auf, die auf eine Störungszone und damit auf eine laterale Änderung im spezifischen Widerstand hindeutet (Abb. 6).

Abb. 7a zeigt, daß gleichstromgeoelektrische Messungen in Schlumberger- und Dipol-Dipol-Elektrodenanordnung sich gut ergänzen. Die hohe Meßpunktdichte der auf Profilen erfolgenden Dipol-Dipol-Messungen läßt den Anstieg des guten Leiters in Richtung SW deutlich hervortreten. Der Anstieg weist auf ein Gebiet hin, in dem Salzwasser an der Erdoberfläche nachgewiesen werden konnte.

Die in Abb. 7 gezeigten Messungen erfolgten am Rietzer See, der etwa acht Kilometer südöstlich der Stadt Brandenburg liegt. Im Bereich dieses Sees steigt die Süß-/Salzwassergrenze, gegeben durch einen Chlorid-Gehalt von 1000 mg/l, aus Tiefen größer 80 m bis nahe an die Erdoberfläche auf. Nördlich des Sees sind Salzwasseraustritte festzustellen .

Aus Messungen mit dem elektromagnetischen Horizontalspulen-Verfahren ergeben sich vergleichbare Tiefenlagen für die Oberkante des guten Leiters (Abb. 7b). Auch die spezifischen Widerstände für den guten Leiter stimmen in den drei Verfahren gut überein.

Der spezifische elektrische Widerstand allein ermöglicht jedoch noch keine Aussage über die Ursache des guten Leiters. Sowohl Tone als auch Salzwässer weisen niedrige spezifische elektrische Widerstände auf. Eine Unterscheidung von Tonen und Salzwässern erfordert zumindest einen weiteren Meßparameter. Möglicherweise eignet sich hierfür die Induzierte Polarisation (IP) im Zeitbereich, die neben dem scheinbaren spezifischen Widerstand sowohl die Größe des IP-Effektes, die Aufladefähigkeit, liefert als auch den Verlauf der Abklingkurve erfaßt.

4 Zusammenfassung

Das vor allem für Kartierungen eingesetzte elektromagnetische Horizontalspulen-Verfahren kann, ebenso wie die gleichstromgeoelektrischen Messungen in Dipol-Dipol-Anordnung, als Tiefensondierung ausgewertet werden und liefert dann kleinräumig, d.h. im Abstand von wenigen Dekametern, Modelle für den Untergrund. Sinnvoll ist daher eine Kombination der gleichstromgeoelektrischen Tiefensondierungen in Schlumberger-Elektrodenanordnung mit dem elektromagnetischen Horizontalspulen-Verfahren und/oder Gleichstrommessungen in Dipol-Dipol-Anordnung. Dann ist eine Interpolation zwischen den GTS-Messungen möglich.

Aus den Modellen, die sich mit den drei Verfahren an gleichen Meßpunkten ergeben, können Aussagen über die Variabilität der Schichttiefen abgeleitet werden.

Darüber hinaus kann dann für die einzelnen GTS-Messungen entschieden werden, ob das Modell einer horizontalen Schichtung angewendet werden darf oder ob laterale Änderungen im spezifischen elektrischen Widerstand auftreten, die mehrdimensionale Auswerteverfahren erfordern.

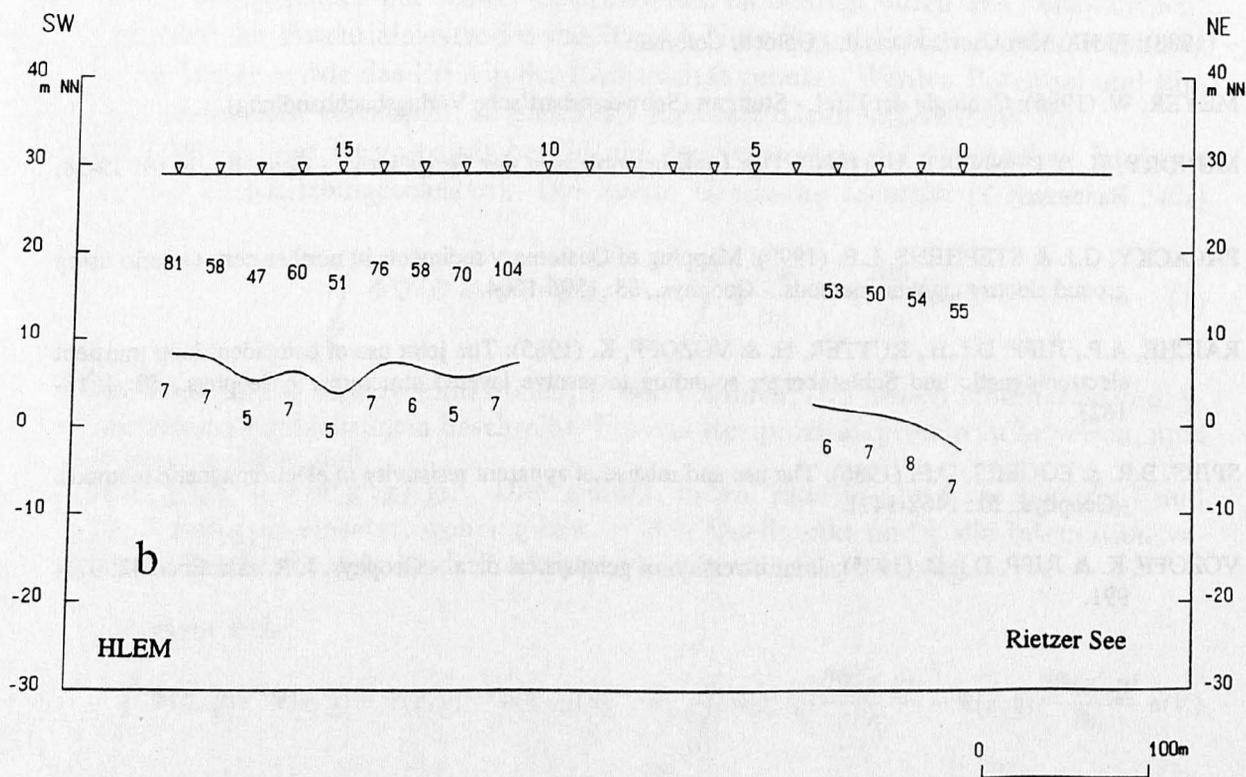
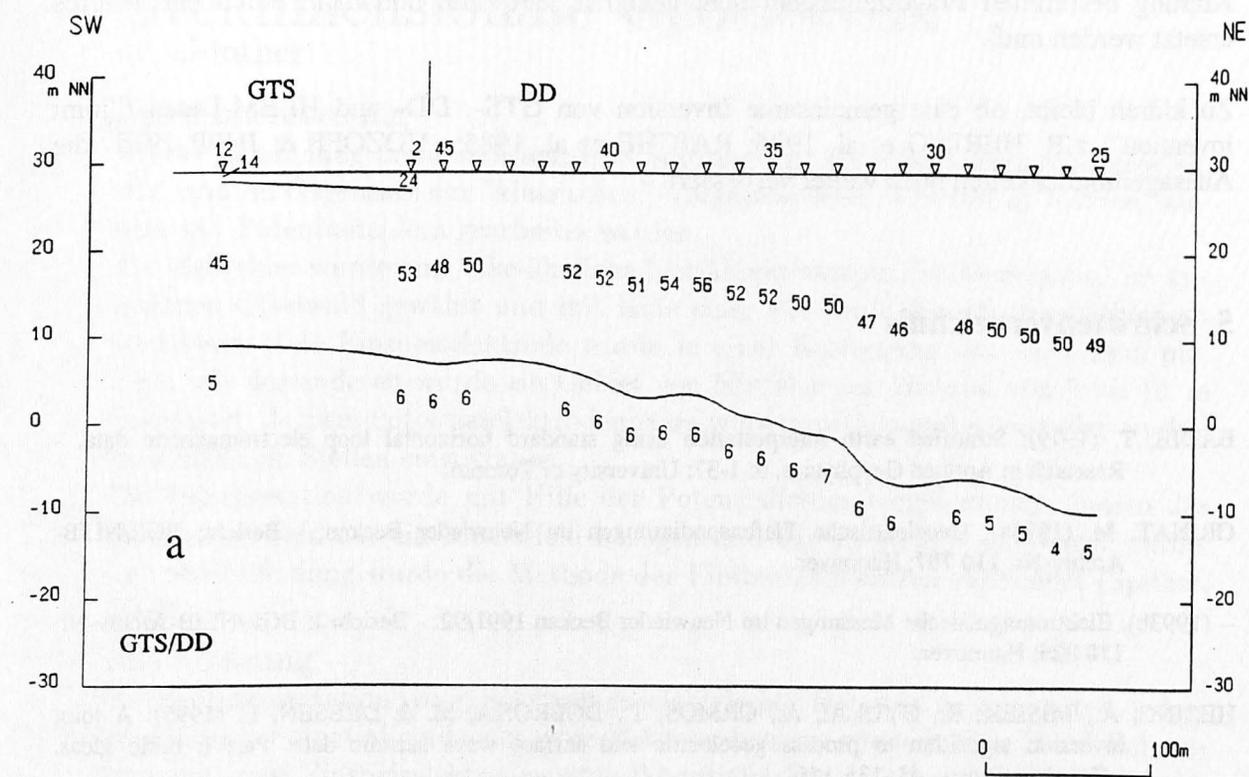


Abb. 7: Ergebnisse von Messungen nördlich des Rietzer Sees in Brandenburg: (a) Geoelektrische Tiefensondierungen in Schlumberger- (GTS) und Dipol-Dipol-Elektrodenanordnung (DD) (b) Tiefensondierungen mit dem elektromagnetischen Horizontalspulen-Verfahren (HLEM, Spulenabstand 100 m)

Die Untersuchungen haben jedoch auch gezeigt, daß in einigen Gebieten ein Verfahren zur Klärung bestimmter Fragestellungen nicht geeignet sein kann und dann durch ein anderes ersetzt werden muß.

Zu klären bleibt, ob eine gemeinsame Inversion von GTS-, DD- und HLEM-Daten ("joint inversion"; z.B. HERING et al. 1995; RAICHE et al. 1985; VOZOFF & JUPP 1975) die Aussagemöglichkeiten noch weiter verbessert.

5 Schriftenverzeichnis

- EADIE, T. (1979): Stratified earth interpretation using standard horizontal loop electromagnetic data. - *Research in Applied Geophysics*, **9**: 1-37; University of Toronto.
- GRINAT, M. (1993a): Geoelektrische Tiefensondierungen im Neuwieder Becken. - Bericht; BGR/NLFB-Archiv-Nr. **110 707**; Hannover.
- (1993b): Elektromagnetische Messungen im Neuwieder Becken 1991/92. - Bericht I; BGR/NLFB-Archiv-Nr. **110 025**; Hannover.
- HERING, A., MISIEK, R., GYULAI, A., ORMOS, T., DOBROKA, M. & DRESEN, L. (1995): A joint inversion algorithm to process geoelectric and surface wave seismic data. Part I: basic ideas. - *Geophys. Prosp.*, **43**: 135-156.
- INTERPEX (1993): RESIX-IP User's Manual. - Golden, Colorado.
- (1988): EMIX-MM User's Manual. - Golden, Colorado.
- MEYER, W. (1986): Geologie der Eifel. - Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- MUNDRY, E. & DENNERT, U. (1980): Das Umkehrproblem in der Geoelektrik. - *Geol. Jb.*, **E 19**: 19-38; Hannover.
- PALACKY, G.J. & STEPHENS, L.E. (1990): Mapping of Quaternary sediments in northeastern Ontario using ground electromagnetic methods. - *Geophys.*, **55**: 1596-1604.
- RAICHE, A.P., JUPP, D.L.B., RUTTER, H. & VOZOFF, K. (1985): The joint use of coincident loop transient electromagnetic and Schlumberger sounding to resolve layered structures. - *Geophys.*, **50**: 1618-1627.
- SPIES, B.R. & EGGERS, D.E. (1986): The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods. - *Geophys.*, **51**: 1462-1471.
- VOZOFF, K. & JUPP, D.L.B. (1975): Joint inversion of geophysical data. - *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **42**: 977-991.