

Aerogeophysikalische Erkundung von Salzwasserintrusionen und Küstenaquiferen im Gebiet Bremerhaven-Cuxhaven – Verifizierung der AEM-Ergebnisse –

Bernhard Siemon ¹ und Franz Binot ²

¹⁾ Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, D-30655 Hannover

²⁾ Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Stilleweg 2, D-30655 Hannover

1 Einleitung

In einem gemeinsamen Forschungsvorhaben des Instituts für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA) und des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (NLfB) werden zwischen Bremerhaven und Cuxhaven umfangreiche geowissenschaftliche Untersuchungen mit dem Ziel durchgeführt, für diesen Bereich (**Coastal-Aquifer-Test-Field**) ein detailliertes Grundwassermodell zu erstellen (Kessels et al., 2000). Von besonderem Interesse ist dabei die Erkundung der Bremerhaven-Cuxhavener Rinne und die Salzwasserintrusion. Zwischen Lüdingworth (2 km südlich von Altenbruch) und der A 27 auf Höhe der Abfahrt Altenwalde, wo beides aufeinander trifft, wurden als Vorbereitung und Begleitung zu einigen Forschungsbohrungen und -brunnen, die seit Mitte 2000 abgeteuft und eingebaut worden sind, vielfältige geophysikalische Messungen vorgenommen (Binot et al., 2001).

Im Rahmen dieses Forschungsvorhabens wurde eine etwa 530 km² große Küstenregion südlich von Cuxhaven (Abb. 1) von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) im Mai 2000 innerhalb von zwei Wochen aerogeophysikalisch vermessen. Ziel dieser Befliegung war es, die dreidimensionale Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit zu bestimmen und Hinweise auf den strukturellen Bau zu gewinnen, um daraus Informationen für die Grundwassermodellierung abzuleiten.

Das Hubschrauber-Messsystem, das Messgebiet sowie die Durchführung und Auswertung der Messungen sind bei Siemon et al. (2001a) beschrieben. Die Methode und die bisherigen Ergebnisse sind bereits mehrfach präsentiert worden (z. B. Eberle & Siemon, 2001; Siemon, 2002) und werden hier nicht im Detail, sondern nur kurz vorgestellt. Schwerpunkt dieses Beitrages ist die Verifizierung der Inversionsergebnisse der Aeroelektromagnetik (AEM) anhand von Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen am Boden.

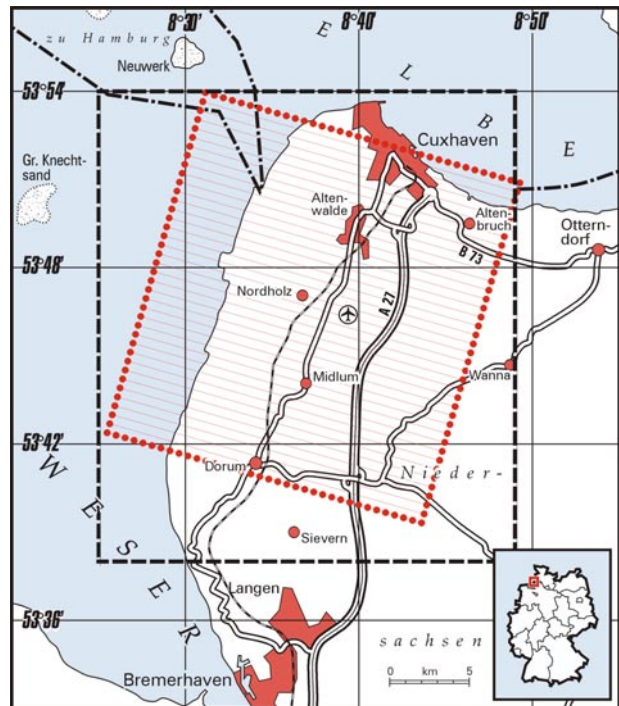


Abb. 1: Messgebiet Cuxhaven: Lageplan (mit roten Punkten umrandete Fläche) und Blattschnitt (gestrichelt eingerahmte Fläche).

2 Ergebnisse der AEM

Eine erste Übersicht über die Leitfähigkeitsverteilung im Messgebiet geben die Karten des scheinbaren spezifischen Widerstandes (Kehrwert der Scheinleitfähigkeit, auch Halbraumwiderstände genannt) für die fünf eingesetzten Messfrequenzen (0,38, 1,8, 8,6, 41 und 193 kHz). Die wesentlichen Strukturen sind der Abb. 2, die die Halbraumwiderstände für die zweite Messfrequenz (1,8 kHz) zeigt, zu entnehmen. Die salzwasserhaltigen Priele im Watt (bei Ebbe) und die Fahrrinne der Elbe weisen sehr niedrige Halbraumwiderstände ($< 1 \Omega\text{m}$, violett) auf. Die Salzwasserintrusion (SI) von SW und NO sowie eine SO-NW streichende Struktur im NW, die aus Tonen und Schluffen besteht, ist ebenfalls durch niedrige Widerstände ($< 10 \Omega\text{m}$, rot bis orange) gekennzeichnet. Ferner sind in diesem Widerstandsbereich einige kleinräumige, linsenförmige Strukturen im Zentrum des Messgebietes zu beobachten, die auf anthropogene Ursachen zurückzuführen sind. Mit mittleren Widerständen ($10 - 40 \Omega\text{m}$,

gelb und hellgrün) deuten sich die Schluffe und Tone an, die sich in der etwa SSW-NNO verlaufenden Bremerhaven-Cuxhavener Rinne (BCR) und der Oxstedter Rinne (OR) abgelagert haben. Die mit Süßwasser erfüllten Sande der Geest sind durch hohe Widerstände (> 100 Ωm , blau) gekennzeichnet. Die gelbgrüne (10 – 30 Ωm) Struktur im Watt wird offensichtlich durch eine Süßwasserlinse (SWL) hervorgerufen.

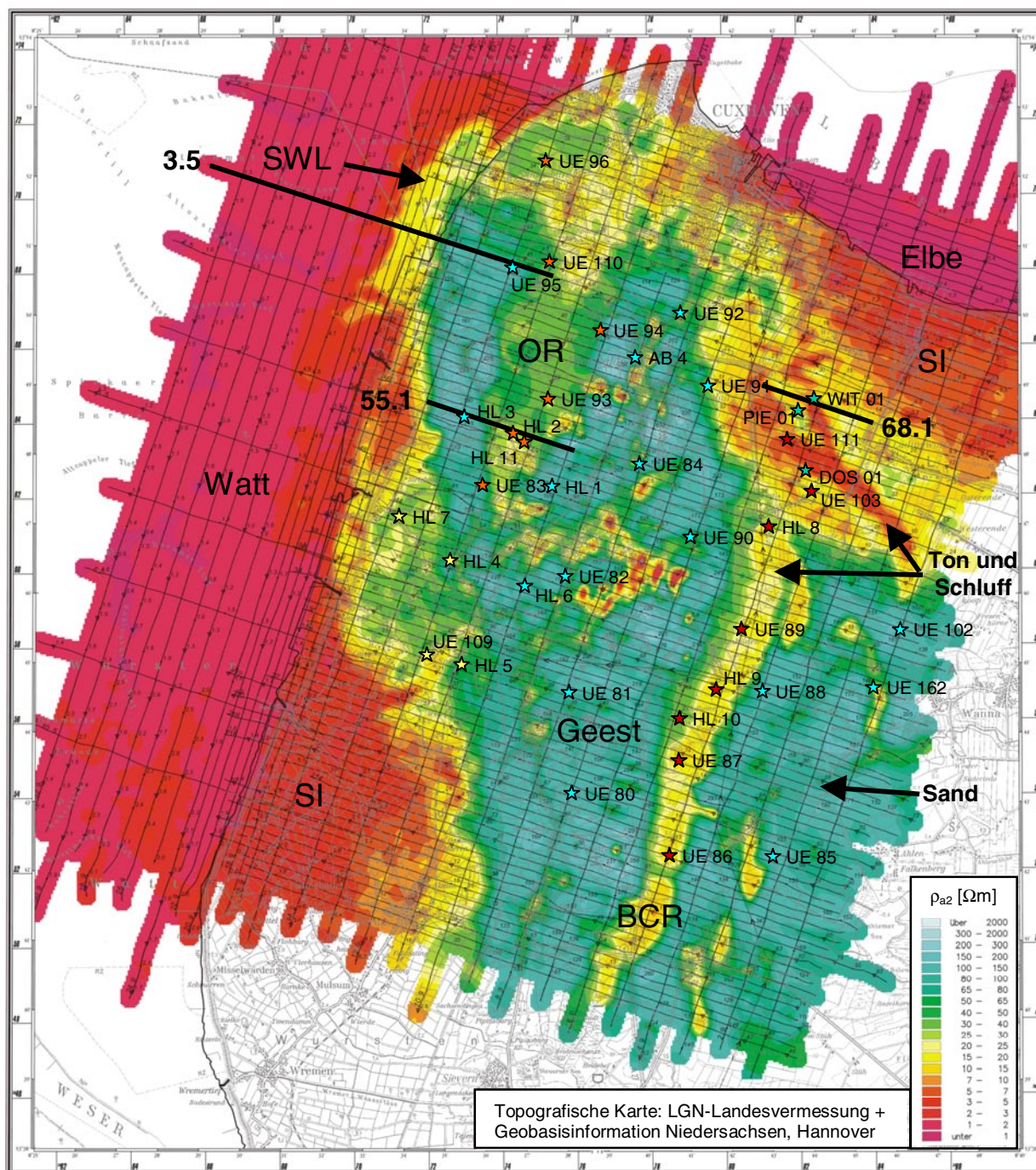


Abb. 2: Karte des scheinbaren spezifischen Widerstandes ρ_{a2} für die zweite Messfrequenz (1,8 kHz) des AEM-Systems. Eingezeichnet sind die markantesten Leitfähigkeitsstrukturen (Elbe, Watt, Salzwasserintrusion (SI), Rinnen (BCR und OR) und Geest) sowie die Bohrungen, die für den Vergleich mit den AEM-Ergebnissen von Siemon (2001a) ausgewählt wurden. Ferner sind drei Profile markiert, auf denen die AEM-Inversionsergebnisse näher diskutiert werden.

Für eine weiter gehende Interpretation ist eine Verifizierung der AEM-Resultate notwendig, die anhand von Ergebnissen aus Bohrungen oder geophysikalischen Untersuchungen am oder im Boden von Siemon (2001a) vorgenommen wurde. In Abb. 2 und 3 sind die Bohrungen eingetragen, die mit den AEM-Inversionsergebnissen verglichen worden sind. Einige Beispiele werden im Folgenden diskutiert.

3 Inversion der AEM-Daten

Die 1D-Inversion der AEM-Daten in die Parameter eines geschichteten Halbraums (spezifischer Widerstand und Mächtigkeit) für ein großes Messgebiet wie Cuxhaven kann nur pauschal erfolgen, d. h. eine Sonderbetrachtung von einzelnen Messpunkten unterbleibt im Allgemeinen. Die Optimierung für den gesamten Datensatz besteht im Wesentlichen in der Suche nach dem besten Start und Ende des Inversionsprozesses.

Der hier verwendete Inversionsalgorithmus (Sengpiel & Siemon, 2000) beruht auf dem Marquardt-Verfahren. Daher ist ein Startmodell notwendig, das iterativ verbessert wird, bis ein vorgegebenes Abbruchkriterium erfüllt ist. Das Startmodell wird automatisch aus den Sondierungskurven des scheinbaren spezifischen Widerstandes ρ_a gegenüber der Schwerpunktstiefe z_p^* (Siemon, 2001b) für jeden Messpunkt neu berechnet. Die Optimierung besteht in der Art und Weise, wie die quasi kontinuierliche Sondierungskurve für die Startmodellgenerierung in horizontale Schichten unterteilt wird. Hierzu müssen die Anzahl der Modellschichten, der Tiefenbereich der Schichtgrenzen und die Unterteilungsart festgelegt werden. Das Abbruchkriterium besteht aus der Angabe einer Schranke für die prozentuale Änderung des Anpassungsfehlers. Wird diese unterschritten oder die vorgegebene maximale Anzahl von Iterationsschritten erreicht, wird der Inversionsprozess beendet und das Modell ausgegeben. Die Wahl des Abbruchkriteriums stellt einen Kompromiss zwischen der optimalen Anpassung der Messdaten durch ein Modell und der Vermeidung einer Interpretation von Datenfehlern dar.

Aufgrund der geringen Anzahl von Messfrequenzen N_F würde eine reine Ausgleichsrechnung nur die Berechnung von wenigen Modellschichten N_M erlauben ($N_M \leq N_F$). Der hier verwendete Inversionsalgorithmus benutzt zur Lösung der regularisierten Gleichungssysteme die verallgemeinerte Matrixinversion. Daher ist auch die Behandlung von unterbestimmten Gleichungssystemen möglich, d. h. es können mehr Modellparameter ($2N_M - 1$) berechnet werden als Datenparameter ($2N_F$) zur Verfügung stehen. Dies hat sich besonders bei Leitfähigkeitsstrukturen bewährt, die mehrere leitende Schichten aufweisen. Zahlreiche Modellstudien haben gezeigt, dass $N_F - 1$ Leiter im Bereich der Erkundungstiefen mit diesem Algorithmus erkannt werden können, sofern sie nicht zu nahe zusammenliegen und mächtig genug sind. Wesentlich für eine zufriedenstellende Inversion ist eine hohe Datenqualität und ein gutes Startmodell. Dies ist durch die wiederholte Kalibrierung des Messsystems im Fluge und die Ableitung der Startmodelle aus den $\rho_a(z_p^*)$ -Sondierungskurven gewährleistet.

Die Inversion der AEM-Daten erfolgt auf Basis von 1D-Modellen, die lateral „unendlich“ ausgedehnt sind. Obwohl eine derartige Schichtung in der Natur eher selten vorkommt, liefern die Inversionsergebnisse dennoch für die meisten Fälle gute Ergebnisse (Sengpiel und Siemon, 1998), da der horizontale Einflussbereich gering ist (ca. 50 – 100 m). Selbst geneigte Strukturen lassen sich oft zufriedenstellend interpretieren (Sengpiel & Siemon, 2000; Siemon et al., 2001b), sofern sie eine ausreichende Ausdehnung in Fallrichtung besitzen. Bei kleinen oder an den Rändern von ausgedehnten Strukturen treten jedoch in den Daten – und somit auch in den Inversionsergebnissen – deutliche 3D-Effekte auf. An den Rändern von gut leitenden Bereichen setzen sich beispielsweise die niedrigen spezifischen Widerstände über die Ränder hinaus fort und tauchen zur Tiefe hin ab, d. h. seitlich liegende gute Leiter werden in die Tiefe projiziert. Besonders ist dies bei anthropogen verursachten Anomalien, wie z. B. bei Gebäuden, zu beobachten. In den Inversionsergebnissen erscheinen diese an der Erdoberfläche befindlichen Objekte als gut leitende Bereiche in großer Tiefe als nach unten offene Hyperbeln. In einem Objekt mit metallischen Bauteilen oder Installationen kann sich ein eigenes, kräftiges Stromsystem ausbilden, das eine vergleichsweise geringe Frequenzabhängigkeit besitzt. Es überlagert sich dem geogen verursachten Stromsystem, dessen Stärke extrem frequenzabhängig ist. Bei hohen Frequenzen dominiert der geogene, bei niedrigen oft der anthropogene Anteil, so dass auch das Zentrum der extrem gut leitenden Struktur in die Tiefe projiziert wird.

Die Inversion der AEM-Daten des Messgebietes Cuxhaven wurde ohne die höchste Messfrequenz (192,6 kHz) durchgeführt, da die Datenqualität den Anforderungen nicht entsprach. Zunächst erfolgte die Inversion mit einem eher extremen Startmodelltyp (Siemon, 2000). Dazu wurde das Startmodell mit fünf Schichten zu größeren Tiefen ausgedehnt, d. h. die unterste Schichtgrenze z_{\max} lag 50 % tiefer als die größte Schwerpunktstiefe z_1^* , und die Iteration wurde spät abgebrochen, d. h. eine weitere Verbesserung des Anpassungsfehlers lag unterhalb von 0,1 %. Mit diesem Ansatz gelang es, auch tiefer gelegene gute Leiter (z. B. Salzwasser) zu erkennen. Es zeigte sich andererseits, dass die In-

versionsergebnisse nicht immer plausibel waren. Daher wurde die Inversion mit einem konservativeren Startmodell, bei dem die unterste Schichtgrenze bei der größten Schwerpunkstiefe lag, und mit einer Abbruchschranke von 1 % wiederholt.

4 Verifizierung der AEM-Inversionsergebnisse

Für die Beurteilung der AEM-Ergebnisse sind zahlreiche (>50) Bohrungen im Messgebiet Cuxhaven herangezogen worden, die im Wesentlichen in den 70er Jahren als hydrogeologische Aufschlussbohrungen (UE, HL) im Auftrage des NLFB oder in den letzten beiden Jahren als CAT-Field-Bohrungen im Auftrage des GGA-Instituts abgeteuft wurden (vgl. Abb. 2). Ferner sind einzelne ältere geoelektrische Sondierungen und zwei neuere DC-Messungen längs eines Profils betrachtet worden. Das Hauptaugenmerk des Vergleichs lag auf der Betrachtung der elektrisch gut leitenden Bereiche, da die Elektromagnetik hierfür besonders sensibel ist und sich die für das Messgebiet bedeutsamen hydrogeologischen Merkmale wie Grundwasserstauer (Ton, Schluff, etc.) oder Salzwasser durch eine hohe elektrische Leitfähigkeit auszeichnen. Im Folgenden werden einige charakteristische Regionen des Messgebietes Cuxhaven diskutiert.

CAT-Field

Für den Vergleich mit den AEM-Ergebnissen wurden die CAT-Field-Bohrungen ausgewählt, die längs der Norderscheidung liegen, einem Weg zwischen der Autobahnabfahrt „Altenwalde“ und der Ortschaft Lüdingworth (siehe Abb. 3). Die Hubschrauber-Messprofile, die der Norderscheidung am nächsten liegen, sind die Linien 68.1 und 69.1. Letztere konnte jedoch nicht für einen Vergleich herangezogen werden, da die Flughöhe bei diesem Profil aufgrund der dort vorhandenen Windmühlen viel zu hoch und somit keine zufriedenstellende Auswertung der AEM-Daten möglich war. Die Linie 68.1 liegt im Westen etwa 300 m südlich der Norderscheidung und kreuzt diese im Osten auf Höhe des Altenbrucher Kanals.

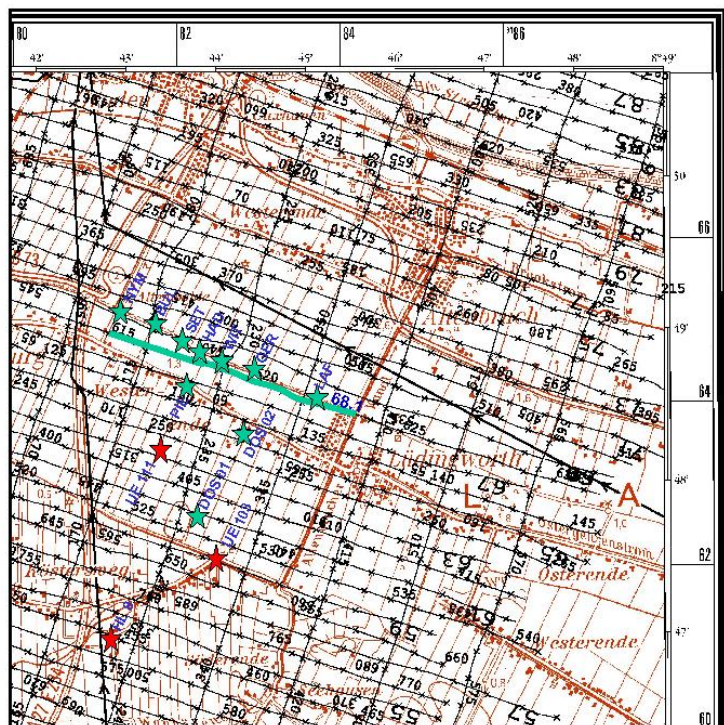


Abb. 3: Ausschnitt aus dem Fluglinienplan (vgl. Siemon et al., 2001a) für das Messgebiet Cuxhaven. Eingezeichnet sind die CAT-Field-Bohrungen (grüne Sterne) sowie einige ältere Bohrungen (rote Sterne) im Bereich der Bremerhaven-Cuxhavener Rinne.

Das betrachtete Teilgebiet ist gekennzeichnet durch oberflächennahe Kleiablagerungen und eine NW-SO verlaufende Ton-/Schluffschicht variabler Mächtigkeit bei -10 bis -20 m NN in einer ansonsten sandigen Umgebung.

Bei den Bohrungen im Bereich der BCR (NYM, BUL, SET, HAD, PIE) tritt zusätzlich noch eine weitere, mächtigere Tonschicht (Lauenburger Ton) ab etwa -45 m NN auf, die allerdings von den CAT-Field-Bohrungen nicht durchteuft worden ist. Anhand von anderen Bohrungen, eines reflexionsseismischen Profils und einer gravimetrischen Modellrechnung entlang der Norderscheidung lässt sich die Mächtigkeit der Lauenburger Schichten auf bis zu 200 m abschätzen (Binot et al., 2001).

Generell ist in den 1D-Inversionsmodellen ein extremer Widerstandscontrast bei etwa 0 m NN zu erkennen (Abb. 4), was offensichtlich durch die Lage des Grundwasserspiegels verursacht wird.

Die NW-SO verlaufende Ton-/Schluffschicht ist klar in den AEM-Inversionsmodellen zu erkennen. Aufgrund der teilweise großen Entfernung (>200 m) des Profils von den Bohrpunkten ist der Vergleich nur bedingt möglich, da die Mächtigkeit der Ton-/Schluffschicht offenbar auch auf kurze Entfernungen, wie durch Bohrungen weiter südlich nachgewiesen worden ist, erheblich variiert, so dass der auf das

jeweilige AEM-Profil projizierte Bohrpunkt die Verhältnisse am Ort der Bohrung nicht immer korrekt wiedergibt (z. B. für BUL, Abb. 4).

Bei den meisten Modellen sind ab etwa -50 m NN sehr niedrige spezifische Widerstände ($< 7 \Omega\text{m}$) zu beobachten. Diese können sowohl durch Ton als auch durch eine Grundwasserversalzung oder eine Kombination aus beiden hervorgerufen werden. Eine Unterscheidung scheint nicht möglich in Bereichen, wo beides vorkommen kann. Im östlichen Teil des Profils ist die Ursache für die geringen spezifischen Widerstände jedoch klar auf den Einfluss des Salzwassers zurückzuführen, da kein Ton erbohrt worden ist.

Die dünne Kleibedeckung wird nicht erkannt. Dies kann verschiedenen Ursachen haben: a) Die beiden gut leitenden Schichten (Klei und Ton/Schluff) sind nicht aufzulösen und erscheinen somit als eine (mächtigere) Modellschicht; b) Der Widerstandscontrast bei der ersten Modellschichtgrenze wird durch den Grundwasserspiegel verursacht, so dass die Oberkante dieser gut leitenden Schicht zu tief liegt; c) Oberhalb der Tonschicht ist der Mineralgehalt des Wassers (aufgrund früherer Überschwemmungsereignisse?) erhöht; d) Die dünne Kleischicht ist mit der 41-kHz-Frequenz als höchste bei der Inversion berücksichtigte Messfrequenz nicht zu erfassen. Es ist zwar möglich, den gut leitenden Bereich bis -20 NN durch Hinzunahme weiteren Modellschichten derart besser aufzulösen, dass in diesem Bereich eine weniger gut leitende Zwischenschicht erscheint, aber die Oberkante der obersten gut leitenden Schicht bleibt nahezu unverändert.

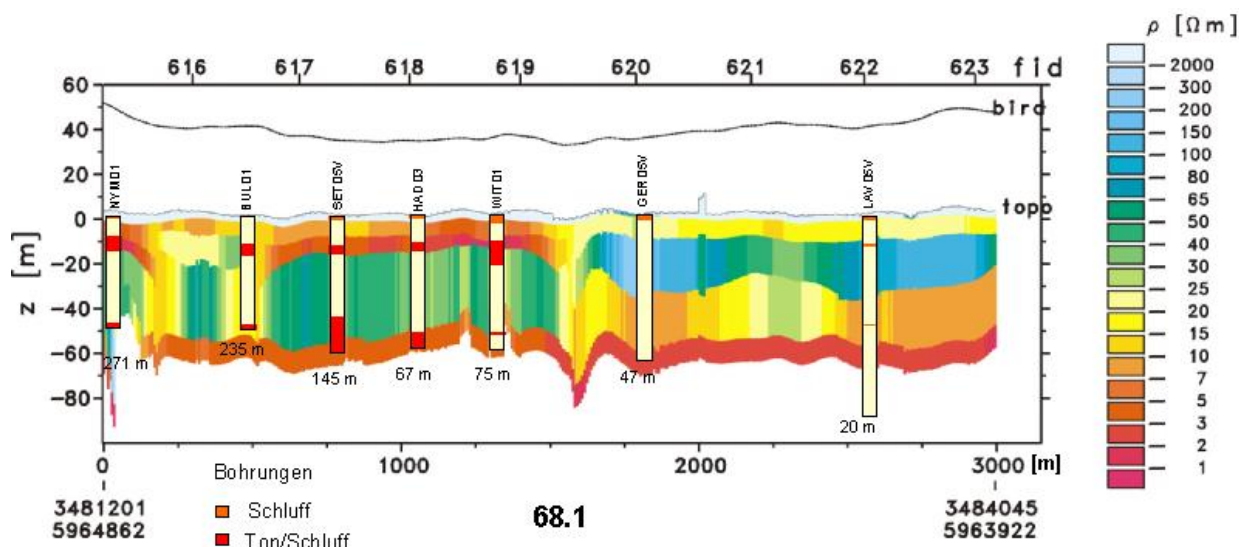


Abb. 4: AEM-Inversionsergebnisse auf der Basis von 1D-Modellen mit fünf Schichten ($z_{\text{max}} = 1,5 z^*$) entlang des WNW-OSO-Profiles 68.1 (vgl. Abb. 3) im Vergleich mit sieben nahe gelegenen Bohrungen. Die Entfernungen zum Profil sind unter den Bohrungen angegeben. Für jeden Messpunkt sind die farbcodierten 1D-Inversionsmodelle bezüglich ihrer topografischen Höhe nebeneinander gestellt. Die Mächtigkeit des Substratums ist in der Darstellung auf 10 m beschränkt. Der Flugweg des AEM-Sensors (bird) und die aus den Höhenmessungen abgeleitete Topografie (topo), die durch Bewuchs verfälscht sein kann, sind durch schwarze Linien markiert. Neben der Zeitachse (1 fid = 10 s), der Entfernungsachse in [m] und dem Farbkeil in $[\Omega\text{m}]$ sind auch die GK-Koordinaten für die Profilen den angegeben.

Entlang der Norderscheidung fanden auch gleichstromgeoelektrische Messungen statt, die von Mitarbeitern des GGA-Instituts durchgeführt und ausgewertet wurden. In Abb. 5 sind die Ergebnisse der Schlumberger-Sondierungen den Dipol-Dipol-Ergebnissen überlagert dargestellt.

Beide Verfahren liefern übereinstimmend einen lateral begrenzten guten Leiter nahe der Erdoberfläche (-10 bis -20 m NN) und einen ausgedehnten guten Leiter in großer Tiefe (ab -50 m NN). Die Dipol-Dipol-Inversionsergebnisse, die mit dem Programm RES2DINV (Loke & Barker, 1996) erstellt worden sind, erscheinen jedoch gegenüber den 1D-Schlumberger-Inversionsergebnissen, die mit dem Programm INGESO (Mundry & Dennert, 1980) erhalten worden sind, zu größeren Tiefen hin verschoben. Außerdem zeigen sie aufgrund des großen Dipolabstandes von 25 m nicht die in den 1D-Inversionsergebnissen zu beobachtende Deckschicht mit verringerten spezifischen Widerständen.

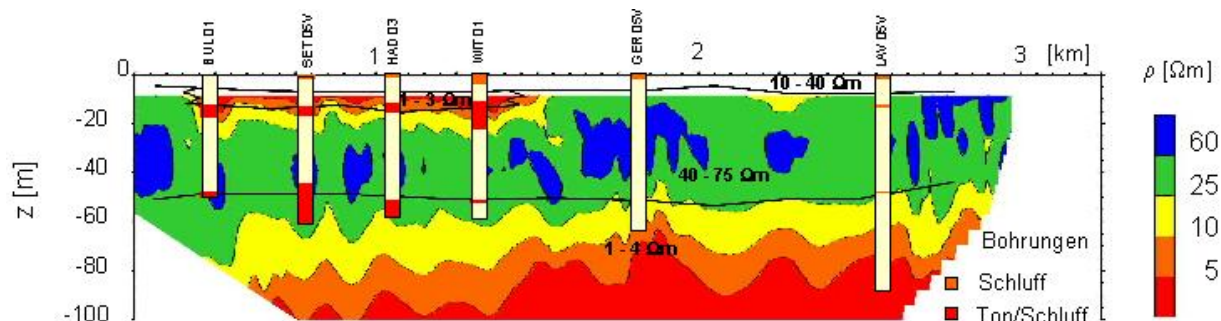


Abb. 5: 1D-Schlumberger-Inversionsergebnisse (schwarze Linien) im Vergleich zu 2D-Dipol-Dipol-Inversionsergebnissen (Farbe) entlang der Norderscheidung (nach Worzyk bzw. Grinat in Binot et al., 2001).

Die strukturelle Übereinstimmung der AEM- (Abb. 4) und der DC-Inversionsergebnisse (Abb. 5) ist gut. Die jeweiligen guten Leiter werden erkannt und in übereinstimmender Tiefe reproduziert. Darüber hinaus liefern die AEM-Ergebnisse im oberflächennahen Bereich noch einen weiteren, ganz markanten Widerstandskontrast, der offensichtlich mit dem Grundwasserspiegel im Zusammenhang steht.

Rinnen

Die Lage der bis über 300 m tiefen BCR (Kuster & Meyer, 1995) stimmt sehr gut mit der SSW-NNO verlaufenden, gut leitenden Struktur (vgl. Abb. 2) im südlichen und mittleren Teil des Messgebietes überein. Aufgrund der Ablagerungen von mächtigen Schluff- und Tonschichten (Lauenburger Schichten) im oberen Rinnenbereich ist die BCR klar von ihrer eher sandigen Umgebung zu unterscheiden. Die Tiefe der Schluff- und Tonablagerungen wurde an den in Abb. 2 mit roten Sternen gekennzeichneten Bohrungen im Bereich der BCR mit den gut leitenden Schichten in den AEM-Inversionsmodellen verglichen. Es zeigte sich zwar eine prinzipielle Bestätigung, dass die Schluffe und Tone klar die Ursache für die gut leitenden Schichten sind, doch eine genaue Korrelation der Tiefen war nicht möglich: Einerseits weisen die Lauenburger Schichten stark variierende Mächtigkeiten und Tiefen sowie Sandeinlagen auf und andererseits lagen die Bohrungen oft zu weit von AEM-Messprofilen entfernt.

Die Tiefe der im Nordwesten des Messgebietes sichelförmig verlaufenden OR wird auch mit über 300 m angegeben (Kuster & Meyer, 1995). In den Widerstandskarten der AEM erscheint die OR, d. h. die in ihr abgelagerten Schluff- und Tonschichten, nicht so prägnant wie die BCR (vgl. Abb. 2). Die zugehörigen Widerstände erscheinen etwas höher als in der BCR, was vermutlich durch die bis zu 30 m mächtigere Quartärbedeckung verursacht wird, die auch den Geestrücken bildet. Die OR wirkt breiter und weist eine V-Form in lateraler Richtung auf, welche besonders in den Horizontalschnitten basierend auf den 1D-Inversionsergebnissen gut zu beobachten ist (Eberle & Siemon, 2001). In vertikaler Richtung ist eine flache U-Form zu erkennen (Abb. 6), die sich nach Norden hin ausweitet und abtaucht. Die gut leitende Struktur erscheint somit wie eine große Wanne, die von S nach N immer breiter und tiefer wird. Ihr Verlauf stimmt im Süden nicht mit dem nach Kuster & Meyer (1995) postulierten Verlauf überein, da ein Abknicken zur Küste hin in den AEM-Daten nicht zu sehen ist. Dies bedeutet jedoch lediglich, dass in diesem Bereich keine Schluffe oder Tone abgelagert wurden oder diese bereits wieder erodiert worden sind.

In Abb. 6 sind entlang eines Ausschnittes der Linie 55.1, die die OR quert, einige Bohrungen den AEM-Modellen gegenübergestellt. Es ist klar zu erkennen, dass nur die Bohrungen in der OR bis über 20 m mächtige Schluff- und Tonschichten aufweisen und dass nur dort in den AEM-Modellen ein guter Leiter mit spezifischen Widerständen von 5 bis 25 Ωm erscheint. Die mittlere Tiefe dieser gut leitenden Struktur ist zwar korrekt, aber deren Mächtigkeit weicht zum Teil deutlich von den erbohrten Mächtigkeiten der Schluff- und Tonschichten ab. Die Ursache hierfür könnte auf das Äquivalenzproblem zurückzuführen sein, d. h. Schichtmächtigkeit und -widerstand sind nicht gleichzeitig gut aufzulösen, so dass eine mächtige Schicht mit einem höheren spezifischen Widerstand den gleichen Effekt hätte wie eine dünnere Schicht mit entsprechend geringerem spezifischen Widerstand. Es könnte aber auch ein Problem der Schichtauflösung selbst sein, d. h. die zahlreichen Schluff- und Tonschichten sind nicht einzeln zu erkennen und nur gebündelt zu erfassen. Des Weiteren können anthropogene Störungen

(die Ortschaft Oxstedt befindet sich nur etwa 500 m südlich der Bohrungen HL 2, HL 11 und HL 12) die Inversionsergebnisse verfälschen und gut leitende Bereiche in großer Tiefe vortäuschen.

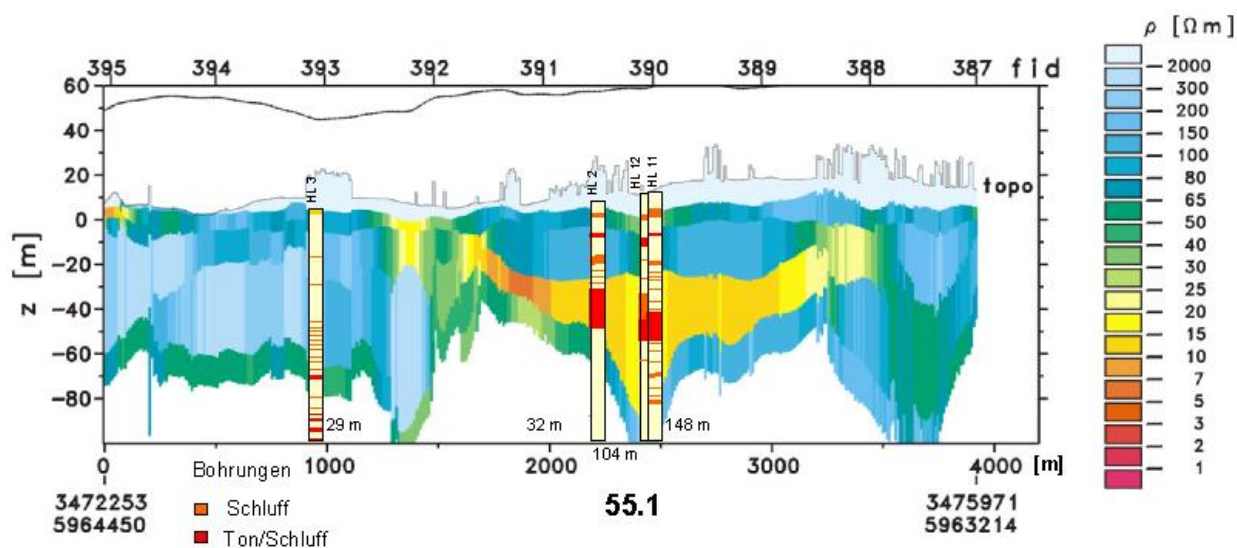


Abb. 6: AEM-Inversionsergebnisse (vgl. Abb. 4) auf der Basis von 1D-Modellen mit fünf Schichten ($z_{\max} = 0,7 z_*$) entlang des WNW-OSO-Profiles 55.1, das die Oxstedter Rinne quert, im Vergleich mit nahe gelegenen (< 150 m) Bohrungen (zur Lage vgl. Abb. 2).

Geest

Die Geest außerhalb der bekannten, großen Rinnen BCR und OR ist im Bereich der AEM-Erkundungstiefen (bis etwa 150 m unter Geländeoberkante) gekennzeichnet durch einen vorwiegend sandigen Untergrund mit einzelnen, dünnen Geschiebemergel-, Schluff- oder Tonschichten. Generell lässt sich sagen, dass sich das Fehlen von ausgeprägten Schluff- und Tonschichten in den AEM-Modellen durch hohe spezifische Widerstände widerspiegelt. Hingegen korrelieren Widerstandsniedrigungen meist mit den dünnen Geschiebemergel-, Schluff- oder Tonschichten, insbesondere dann, wenn sie oberflächennah sind. Tiefer liegende Schichten mit feinkörnigem Material sind in den AEM-Modellen oft nur zu erkennen, wenn sie gehäuft vorkommen oder doch etwas mächtiger sind. Ein typisches Beispiel für den ersten Fall ist in der Umgebung der Bohrung HL 3 in Abb. 6 zu sehen. Dort, wo die Schluff- oder Tonschichten zahlreicher werden, erscheint auch in den Widerstandsmodellen eine geringfügig besser leitende Struktur.

In den vier betrachteten Bohrungen am SW-Rand der Geest (gelbe Sterne in Abb. 2) ist jeweils Schluff oder Ton bis etwa -10 m NN erbohrt worden, wobei die Mächtigkeit nach Norden abnimmt (von etwa 12 m auf 3 m). In den AEM-Modellen ist diese Schicht meist in plausibler Tiefe zu erkennen, wobei jedoch bei den beiden nördlichen Bohrungen (HL 4 und HL 7) die gut leitende Schicht in den Modellen zu hoch liegt. Ursache hierfür könnte der durch den Grundwasserspiegel hervorgerufene starke Widerstandscontrast sein.

Süß-/Salzwassergrenze

Die Süß-/Salzwassergrenze wird im Bereich der Marschen klar erfasst, wobei beachtet werden muss, dass es im Grunde keine scharfe Grenze, sondern einen Übergangsbereich gibt. In den AEM-Modellen – wie auch in den DC-Modellen – erscheint jedoch ein klarer Widerstandscontrast.

Am SW-Rand der Geest deutet sich die Süß-/Salzwassergrenze in den AEM-Modellen um die Bohrungen UE 109, HL 5 und HL 7 zwar an, sie liegt jedoch tiefer als -100 m NN und wird somit nicht zufriedenstellend erfasst. Erschwerend kommt hinzu, dass hier die AEM-Daten oft anthropogen gestört sind, was sich in den unteren Schichten der AEM-Inversionsmodelle durch niedrige spezifische Widerstände bemerkbar macht.

Im Bereich der Geest wird die Süß-/Salzwassergrenze in den AEM-Modellen nicht erkannt, da sie viel zu tief liegt. Anhand von Bohrungen und Geoelektrik-Sondierungen (z. B. Tegtmeyer, 1950) ist mit Tiefen von -160 bis -230 m NN zu rechnen.

Süßwasserlinse im Watt

An der NW-Küste zeigt sich in Abb. 2 deutlich eine etwa 1 km breite und 6 km lange Struktur mit gegenüber den umliegenden Wattsedimenten deutlich erhöhten Halbraumwiderständen. Ursache hierfür ist offensichtlich aus der Geest in den Wattsedimentkörper einströmendes Süßwasser, welches unter geringer Bedeckung von rezenten Wattsedimenten ansteht. In der ρ_a -Karte für die vierte Messfrequenz (41 kHz) sind nur kleine Bereiche mit erhöhtem Widerstand im nördlichen Teil der Süßwasserlinse etwa 1 km vor der Küste zu erkennen (vgl. Siemon et al., 2001a). Eine dieser Stellen, wo das Süßwasser der Wattoberfläche am nächsten kommt, wurde aufgesucht und beprobt, indem Wasser aus etwa einem Meter Tiefe entnommen, einer Geschmacksprobe unterzogen und analysiert wurde. Sowohl die Geschmacksprobe als auch die chemische Analyse betätigten, dass es sich hier um Süßwasser handelt. Die Leitfähigkeit des Wassers 1 m unter Wattboden beträgt $1350 \mu\text{S}/\text{cm}$.

Abb. 7 zeigt eine Vertikalsektion, die diese Süßwasserlinse quert. Im Westen sind die mit Salzwasser gesättigten Wattsedimente, im Osten die mit Süßwasser gefüllten Sande der Geest zu sehen. In der Mitte zwischen fid 335 und fid 340 erkennt man unterhalb einer dünnen, gut leitenden Deckschicht den Süßwasserübertritt von der Geest ins Wattengebiet und die nach Osten hin leicht abtauchende Süß-/Salzwassergrenze, die bis in 80 m Tiefe zu beobachten ist, aber kurz hinter der Küstenlinie bei fid 335 verschwindet. Landeinwärts ist auf diesem Profil im Bereich der Geest der durch die Lage des Grundwasserspiegels verursachte Widerstandscontrast bei wenigen Metern über NN zu erkennen. Am östlichen Rand des Profils deutet sich die Lauenburger Schluff-/Tonschicht in der OR als eine abtauchende, relativ gut leitende Schicht ($25 - 40 \Omega\text{m}$) an.

Vermutliche Ursache für die Ausbildung dieser Süßwasserlinse, die anhand der AEM-Inversionsergebnisse auf etwa 40 m abgeschätzt werden kann, ist zum einen der von der Geest ausgehende starke hydrostatische Druck des Süßwassers in Richtung Wattenmeer und zum anderen die Existenz einer Kleischicht im Watt, die sich nach Linke (1979) bei etwa -2 bis -5 m NN befindet. Die laterale Verbreitung dieser Kleischicht korreliert in etwa mit der aus den AEM-Ergebnissen abgeleiteten Ausbreitung der Süßwasserlinse im Watt, so dass anzunehmen ist, dass sie eine schützende Wirkung gegenüber dem von den Gezeiten abhängigen Oberflächensalzwater besitzt.

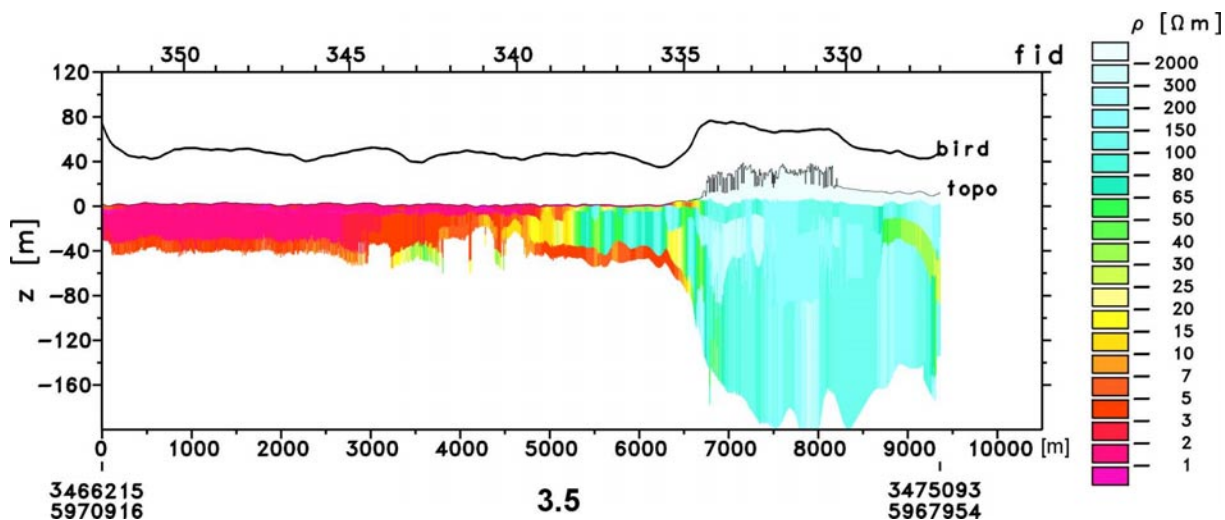


Abb. 6: AEM-Inversionsergebnisse (vgl. Abb. 4) auf der Basis von 1D-Modellen mit fünf Schichten ($z_{\text{max}} = z_i^*$) entlang des WNW-OSO-Profiles 3.5 über die Süßwasserlinse im Watt (zur Lage vgl. Abb. 2).

5 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Die AEM-Inversionsergebnisse im Messgebiet Cuxhaven sind mit den Ergebnissen aus Bohrungen und geoelektrischen Sondierungen in Beziehung gebracht worden. Dadurch konnte das Verständnis des geologischen Aufbaus und der Salz-/Süßwasserverteilung vertieft werden. Besonders die Raumbezüge im flachen und mitteltiefen Untergrund werden in einem Maße deutlich, dass sie für den Aufbau von geologischen und hydraulischen Modellen günstige Eingangsvoraussetzungen bieten.

Der große Vorteil der Aerogeophysik gegenüber Bohrungen oder Geophysik an oder unterhalb der Erdoberfläche liegt in der hohen lateralen Aussagekraft, insbesondere auch in großen Gebieten. Deutlich geringer ist die vertikale Aussagekraft, da in der AEM nur wenige (derzeit max. 5) Messfrequenzen (= Messpunkte in vertikaler Richtung) zur Verfügung stehen. Hier haben geoelektrische Methoden am Boden und vor allem Bohrungen deutliche Vorteile gegenüber der AEM.

Der Vergleich mit Bohrungen zeigte, dass die AEM die dominanten gut leitenden Strukturen wie z. B. Ton-, Schluff- und Geschiebemergelablagerungen oder Salzwasser erkennt, sofern der zugehörige Leitwert des Schichtpaketes hoch genug ist. Da der Leitwert das Produkt aus Mächtigkeit und elektrischer Leitfähigkeit ist, lässt sich beispielsweise eine gering mächtige (gut leitende) Tonschicht nahe der Erdoberfläche mit einiger Sicherheit isoliert erfassen, nicht aber eine (schlecht leitende) Sandschicht. Daher wurde der Schwerpunkt auf den Vergleich der elektrisch gut leitenden Bereiche gelegt.

Für die Erkennbarkeit der gut leitenden Schichten mittels AEM lassen sich nur qualitative Aussagen treffen. So ist neben einem ausreichend großen Widerstandskontrast auch die Zunahme des Leitwertes mit der Tiefe notwendig. Beispielsweise kann man eine Tonschicht mit einiger Sicherheit in sonst sandiger Umgebung erkennen, wenn deren Mächtigkeit etwa 20 % ihrer Tiefenlage überschreitet. Die Auflösung, d. h. die Trennbarkeit, von gut leitenden Schichten ist im Bereich der AEM-Erkundungstiefen möglich, wenn die Anzahl der Leiter geringer als die Anzahl der benutzten Messfrequenzen ist und außerdem die Schichten nicht zu nahe zusammenliegen. Auch hier gilt, dass der Abstand der Schichten mit der Tiefe zunehmen muss, um sie auflösen zu können.

Die Betrachtung der Bohrerergebnisse hat deutlich gemacht, dass häufig Wechsellagerungen von Sand- und Schluff- oder Tonschichten vorkommen, die mit den AEM-Modellen in der hohen Auflösung nicht reproduziert werden können. Stattdessen erhält man eher mächtige Modellschichten mit einem mittleren spezifischen Widerstand. In diesen Fällen, wie auch bei geringen Widerstandskontrasten, fassen die jeweiligen Schichten der AEM-Inversionsmodelle die Leitwerte der lithologischen Schichten in Bereichen zusammen, die stark von der Diskretisierung des Startmodells abhängen.

Die Erkennung von Zwischenschichten, deren spezifischer Widerstand zwischen denen der Nachbarschichten liegt, ist kaum möglich. So ist z. B. eine Schluffschicht zwischen einer Sand- und einer Tonschicht nur schwer zu identifizieren und wird meist mit der Tonschicht zu einer Schicht zusammengefasst. Dies gilt auch für eine Tonschicht, die Salz- und Süßwasser voneinander trennt.

Schwierig gestaltet sich auch die Erkennung von dünnen, gut leitenden Schichten im Bereich des Grundwasserspiegels, da der Widerstandskontrast zwischen nassen und eher trockenen Sanden meist extremer ist als beispielsweise zwischen Sanden und Schluffen. Liegt eine solche Schicht auch noch oberhalb des Grundwasserspiegels, so ist sie meist in den AEM-Modellen nicht zu erkennen, höchstens durch eine Aufwölbung der obersten Schichtgrenze, die ja oft mit der Lage des Grundwasserspiegels korreliert.

Aufgrund der geringen AEM-Signale, die von einem schlecht leitenden Untergrund hervorgerufen werden, ist deren Anfälligkeit gegenüber messtechnischen Problemen, wie z. B. die Bestimmung des korrekten Nullniveaus, und anthropogenen Störungen besonders bei den niedrigen Messfrequenzen groß. Die Folge hiervon ist, dass in den unteren Modellschichten geringe spezifische Widerstände auftreten können, die keine geogene Ursache haben. Daher sind die AEM-Ergebnisse besonders im Bereich von Ortschaften und anderen technischen Installationen (Hochspannungsleitungen, Straßen, Eisenbahn) mit Vorsicht zu interpretieren.

In Anbetracht der oben diskutierten Schwierigkeiten bezüglich der vertikalen Aussagekraft der AEM-Modelle, die im Übrigen in analoger Weise auch für die anderen geoelektrischen Verfahren gelten, sind die AEM-Inversionsergebnisse dennoch als sehr informativ einzustufen, da die prinzipiellen Leit-

fähigkeitsstrukturen (vgl. Abb. 2) erkannt werden. Die Vergleichstudien haben auch gezeigt, dass die Aussagekraft der AEM-Modelle ähnlich hoch ist wie bei den Gleichstrommodellen. Die Gleichstromsondierungen haben jedoch den Vorteil, dass die Erkundungstiefe den Anforderungen des Untersuchungszieles angepasst werden kann.

Die Aeroelektromagnetik mit ihrer hohen lateralen und akzeptablen vertikalen Auflösung stellt somit in Verbindung mit einzelnen Bohrungen oder geophysikalischen Messungen am Boden ein hervorragendes Verfahren sowohl zur Übersichts- als auch zur Detailerkundung dar.

6 Literatur

- Binot, F., Gabriel, G., Grinat, M., Kurstedt, A., Siemon, B., Wiederhold, H., Wonik, T. & Worzyk, P. (2001): Geophysikalische Erkundung der Bremerhaven-Cuxhavener Rinne. Poster, 61. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 19.-23.3.2001, Frankfurt.
- Eberle, D.G. & Siemon, B. (2001): Identification of saltwater intrusions and coastal aquifers using the BGR helicopter-borne geophysical system. In: Proceedings of SAGEEP 2001, The Environmental and Engineering Society, Denver CO.
- Kessels, W., Dörhöfer, G., Fritz, J. & Fulda, C. (2000): Das Forschungsprojekt „Bremerhavener-Cuxhavener Rinne“ zur Beurteilung von Grundwasservorkommen in Rinnensystemen. Arbeitshefte Wasser 2000/1, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, 189-203.
- Kuster, H. & Meyer, K.-D. (1995): Karte der Lage der Quartärbasis in Niedersachsen und Bremen. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- Linke, G. (1979): Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Küstenbereich südlich Cuxhaven – Ein Beitrag zur Diskussion holozäner Fragen. In: Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, Band 13. Niedersächsisches Landesinstitut für Marschen und Wurtenforschung, Wilhelmshaven, 39-83.
- Loke, M.H. & Barker, R.D. (1996): Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
- Mundry, E. & Dennert, U. (1980): Das Umkehrproblem in der Geoelektrik. *Geol. Jb.* **E 19**: 19-38, Hannover.
- Sengpiel, K.-P. & Siemon, B. (1998): Examples of 1-D inversion of multifrequency AEM data from 3-D resistivity distributions. *Exploration Geophysics*, 29, 133-141.
- Sengpiel, K.-P. & Siemon, B. (2000): Advanced inversion methods for airborne electromagnetic exploration. *Geophysics*, 65, 1983-1992.
- Siemon, B. (2000): Pilotstudie zu einer aerogeophysikalischen Landesaufnahme, 2000: Gebiet Cuxhaven. Bericht der Geophysik GGD, Archiv-Nr. 0121359, Hannover.
- Siemon, B. (2001a): Verifizierung der AEM-Inversionsergebnisse im Gebiet Cuxhaven. Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Archiv-Nr. 0121208, Hannover.
- Siemon, B. (2001b): New and improved resistivity-depth profiles for helicopter electromagnetic data. *J. Appl. Geophys.*, 46, 65-76.
- Siemon, B. (2002): Ergebnisse der Aeroelektromagnetik zur Grundwassererkundung im Raum Cuxhaven-Bremerhaven. In: Kirsch, R. (Hrsg.), 7. DGG-Seminar „Ingenieur und Umweltgeophysik“, Sonderband I/2002, 1-9, Flintbek.
- Siemon, B., Voß, W., Röttger, B., Rehli, H.-J. & Pielawa, J. (2001a): Forschungsvorhaben „Detaillierte aerogeophysikalische Landesaufnahme“ (DAGLA), Messgebiet Cuxhaven, 2000 - Technischer Bericht. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Archiv-Nr. 0121236, Hannover.
- Siemon, B., Jordan, H., Sengpiel, K.-P. & Voß, W. (2001b): Einsatz der Aeroelektromagnetik zur geologischen Kartierung. In: Hördt, A., & Stoll, J. (Hrsg.): Protokoll über das 18. Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“, Altenberg, 60-69.
- Tegtmeyer, R. (1950): Geoelektrische Untersuchungen – Wasserwirtschaftliche Rahmenplanungen – Planungsraum „Untere Elbe“. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Archiv-Nr. 66089, Hannover.