

Einsatz geophysikalischer Meßverfahren zur  
Abschätzung der hydraulischen Durchlässigkeit  
tonhaltiger Sedimente - ein Beitrag zum  
Grundwasserschutz

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

vorgelegt von  
**Hajnal Borús**

Kiel 1999



# Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird untersucht, inwieweit aus den petrophysikalischen Parametern eines Sediments Rückschlüsse auf dessen hydraulischen Eigenschaften gezogen werden können. Von den petrographischen Sedimenteigenschaften ist es der Tongehalt, der den größten Einfluß auf die hydraulische Leitfähigkeit aufweist. Es wird daher in dieser Arbeit versucht, über die Ableitung des Tongehalts aus geophysikalischen Meßgrößen Aussagen über die hydraulischen Eigenschaften zu ermöglichen.

Von den geophysikalischen Meßmethoden sind - neben der Messung der natürlichen  $\gamma$ -Aktivität, die leider nur im Bohrloch vorgenommen werden kann - geoelektrische und elektromagnetische Meßverfahren gut zur Bestimmung von Tongehalten geeignet. Bei diesen Meßverfahren wird der spezifische elektrische Widerstand (bzw. die spezifische elektrische Leitfähigkeit) gemessen, der mit dem Tongehalt sehr gut korreliert.

Die Korngrößenverteilung eines Sediments ist kontinuierlich. In eine Modellrechnung zur Bestimmung der hydraulischen Durchlässigkeit bzw. der elektrischen Leitfähigkeit fließt aber mit dem „Tongehalt“ eine einzige petrophysikalische Größe ein. Daher ist eine genauere Definition des Begriffs „Tongehalt“ notwendig. Es konnte gezeigt werden, daß mit nur einem minimalen Fehler in der Bestimmung der hydraulischen Durchlässigkeit die kontinuierliche Korngrößenverteilung durch ein 2-Kornsystem (Sand/Ton) ersetzt werden kann.

Als physikalische Grundlage der Ableitung des Tongehaltes wurden die Modelle von Sen et al. (1988) und von Rhoades et al. (1989) verwendet. Beide Modelle befassen sich mit der Berechnung der elektrischen Leitfähigkeit, allerdings ist dabei nicht der „Tongehalt“ der kritische Parameter, sondern die Kationenaustauschkapazität bzw. die Oberflächenleitfähigkeit. Es wird angenommen, daß diese Größen mit dem Tongehalt in einer linearen Beziehung stehen. Es muß also für jedes Meßgebiet ein Konversionsfaktor zwischen diesen Größen und dem Tongehalt bestimmt werden. Dabei konnte gezeigt werden, daß durch geeignete Wahl der Konversionsfaktoren beide in dieser Arbeit untersuchten physikalischen Modelle nahezu identische Ergebnisse bei der Berechnung der elektrischen Leitfähigkeit liefern.

Zur praktischen Ableitung des Tongehalts wurden geoelektrische Messungen an Lokationen in Schleswig-Holstein und Ungarn durchgeführt und bearbeitet, an denen an Bohrproben oder  $\gamma$ -Logs der Tongehalt bestimmt wurde. Diesen Ergebnissen wurde versucht, ein o.a. physikalisches Modell anzupassen. Dieses war möglich, wenn das physikalische Modell durch eine vom Tongehalt abhängige Porosität erweitert wird. So konnten die in Békés (Ungarn) gemessenen spezifischen elektrischen Widerstände mit einem RMS-Fehler von 29%, die an der schleswig-holsteinischen Steilküste gemessene Widerstände mit einem RMS-Fehler von 13.5% in der Tongehaltsbestimmung angepaßt werden. Dieses führt zu einem Fehler bei

der Ableitung der hydraulischen Durchlässigkeit im Bereich zwischen -43 und +70%. Diese Genauigkeit in der Bestimmung der hydraulischen Durchlässigkeit ist in der Praxis häufig ausreichend, da die Durchlässigkeitswerte für tonhaltige Sedimente ein Intervall von mehreren Dekaden einnehmen können.

Zum Abschluß wurde das Auflösungsvermögen der Geoelektrik gegenüber kleinräumigen Untergrundstrukturen - wie z.B. eine Sandlücke oder Sandeinlagerung in der Mergelschicht, die die geringe hydraulische Durchlässigkeit der bindigen Schicht lokal sehr erhöhen können - durch 2D geoelektrische Modellrechnungen untersucht. Dabei konnte gezeigt werden, daß die 2D-Geoelektrik in weit geringerem Maße vom Äquivalenzprinzip beeinflusst wird als die 1D-Geoelektrik. Ein Beispiel machte deutlich, daß saisonale Änderungen keinen großen Einfluß auf die elektrische Leitfähigkeit im oberflächennahen Bereich haben. Bei einem tonhaltigen Untergrund ist das Haftwasser so stark gebunden, daß sogar langanhaltende Trockenheit nur zu einer minimalen Abnahme des Sättigungsgrades führt.

# Summary

The natural protection of the groundwater against contamination is given by the geological layers covering the groundwater table, the groundwater protective layers. Through these layers surface water is infiltrating leading to the groundwater recharge. During this infiltrating a cleaning of contaminated water can occur due to biological and chemical decomposition of the contaminants or due to sorption processes.

The infiltration time is given by the hydraulic conductivity and the thickness of the strata overlying the aquifer. The hydraulic conductivity of a layer is inversely related to the clay content. So the clay content is a crucial petrophysical parameter for the groundwater protection.

In this work an attempt is made for the assessment of the clay content of near surface material from geophysical measurements. For practical reasons the electrical conductivity was chosen for the clay content estimation.

Theoretical models relating clay content and electrical conductivity of the material make use of the cation exchange capacity to characterize the clay content. In this study a fixed relation between cation exchange capacity and clay content is assumed for each study area. Furthermore a clay content - porosity relationship was incorporated into the theoretical model.

The validity of these assumptions was tested for areas in Hungary and at the North German Baltic coast. It could be shown that a sufficient accuracy for the clay content determination based on electrical conductivity is achieved.

In the second part of this study the resolution of geoelectrical measurements for the detection of leakage zones in a near surface clay layer (sandy inclusions) was demonstrated by model calculations.

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>iii</b>
<b>Summary</b>	<b>v</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Tonhaltige Sedimente</b>	<b>5</b>
2.1 Sedimentpetrologische Charakterisierung . . . . .	5
2.1.1 Tonminerale . . . . .	5
2.1.2 Geschiebemergel . . . . .	8
2.2 Hydraulische Eigenschaften . . . . .	9
2.2.1 Das Darcy-Gesetz . . . . .	9
2.2.2 Die Gültigkeit des Darcy-Gesetzes . . . . .	10
2.2.3 Abschätzung der hydraulischen Durchlässigkeit tonhaltiger Sedimente	12
2.3 Geophysikalische Charakterisierung . . . . .	20
2.3.1 Spezifischer elektrischer Widerstand . . . . .	20
2.3.2 Seismische Geschwindigkeiten . . . . .	36
2.3.3 Dielektrizitätskonstante . . . . .	38
2.3.4 Natürliche $\gamma$ -Aktivität . . . . .	42
2.3.5 Zur Sensitivität der geophysikalischen Parameter gegenüber dem Ton- gehalt . . . . .	44

<b>3 Abschätzung des Tongehalts aus dem spezifischen elektrischen Widerstand</b>	<b>48</b>
3.1 Feldmessungen . . . . .	49
3.1.1 Standorte in Ungarn . . . . .	55
3.1.2 Steilküste des Dänischen Wohlds . . . . .	62
3.1.3 Bösdorf . . . . .	65
3.2 Modellanpassung . . . . .	69
3.3 Fehlerbetrachtung . . . . .	73
<b>4 Praktische Aspekte zum Einsatz der Geoelektrik bei der Kartierung von Deckschichten, Geoelektrische Modellierung</b>	<b>77</b>
4.1 Unterbrochene Schutzschicht . . . . .	79
4.2 Kleinräumige Sandeinlagerung in der Schutzschicht . . . . .	92
4.3 Äquivalenzfälle . . . . .	97
4.4 Saisonaler Einfluß auf die oberflächennahe elektrische Leitfähigkeit . . . . .	99
<b>5 Diskussion und Ausblick</b>	<b>100</b>
<b>A Glossar</b>	<b>104</b>
<b>Zusammenfassung</b>	<b>106</b>
<b>Lebenslauf</b>	<b>107</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>108</b>

# Kapitel 1

## Einleitung

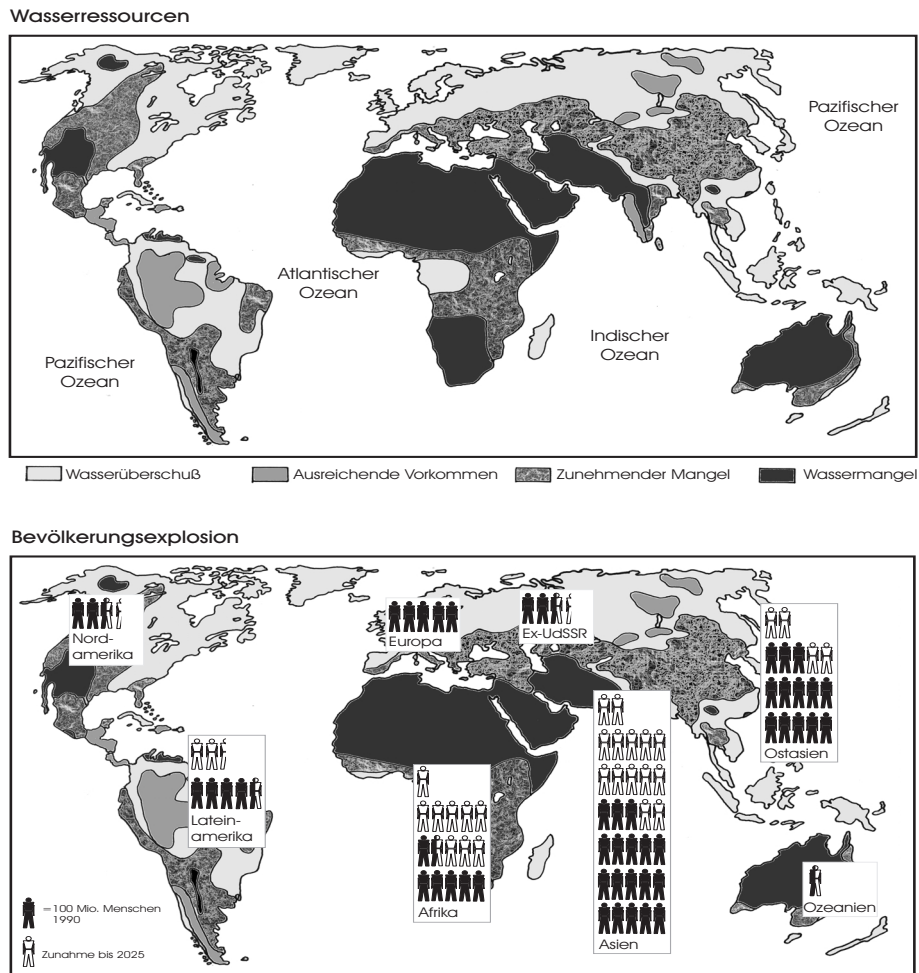
Der Zugang zu sauberem Wasser ist eine materielle Voraussetzung für ein menschenwürdiges Leben. Diese ist für viele Menschen nicht einmal im Ansatz erfüllt. Die Regionen mit Wassermangel sind gleichzeitig auch die Regionen mit stark anwachsender Bevölkerungszahl, der Problemdruck wird sich also verstärken (Abb. 1.1). Die größten Bedrohungen für die Wasserressourcen liegen, neben dem steigendem Verbrauch, in der Verschmutzung durch die Industrie, der Bildung großer urbaner Regionen und dem Pestizid- und Düngemittleinsatz in der Landwirtschaft.

Im Vergleich zum Oberflächenwasser ist das Grundwasser durch die überlagernden Deckschichten vor Kontaminationen verhältnismäßig gut geschützt und sollte daher die bevorzugte Quelle für die Wasserversorgung darstellen. Aber dieser Schutz hängt stark von der Ausbildung der Deckschichten ab. Sandige Schichten geringer Mächtigkeit werden zu einem raschen Eindringen von Kontaminationen ins Grundwasser führen, während bindige, d.h. tonhaltige Schichten aufgrund ihrer geringen hydraulischen Durchlässigkeit ein erhöhtes Schutzpotential aufweisen.

An einem schematisierten geologischen Schnitt durch Schleswig-Holstein sind in Abb. 1.2 einige typische Grundwassersituationen gezeigt. Tertiäre Grundwasserleiter wie z.B. die Braunkohlensande sind i.a. von mächtigen tertiären Glimmertonen überlagert und so gut geschützt. Diese Schichtfolge ist aber im Bereich von Rinnen oder im Aufschleppungsbereich von Salzstöcken gestört; hier ist ein direkter Kontakt der genutzten Grundwasserleiter mit den quartären Ablagerungen möglich. Hier müssen die Deckschichten intensiv untersucht werden, um einen effektiven Schutz des Grundwassers zu gewährleisten.

Ziel dieser Arbeit ist es, einen Beitrag zur Bewertung des Schutzpotentials von Deckschichten auf geophysikalischer Basis zu liefern. Es gibt einige Ansätze zur Bewertung des Schutzpotentials aufgrund der petrographischen Ausbildung der Deckschichten. Für die Niederlande existiert ein Kartensatz, der die flächenhafte Verbreitung bindiger Schichten in Bezug auf Tongehalt und Mächtigkeit zeigt (RIVM, 1987). Diese Karten beruhen auf in-





**Abb. 1.1:** Oben: Wasserressourcen weltweit unten: Verteilung des Bevölkerungswachstums (Quelle: DER SPIEGEL).

terpolierten Bohrerergebnissen. Gleichfalls auf Bohrerergebnissen basiert ein Bewertungsschema für Deckschichten, das für die Bundesrepublik vom Direktorenkreis der Geologischen Landesämter vorgeschlagen wurde (AG-Hydrogeologie, 1993). Hierbei wird den erbohrten Schichten entsprechend ihrem Tongehalt eine Punktzahl  $h$  zugeordnet, so z.B.  $h = 25$  für reinen Sand oder  $h = 500$  für reinen Ton. Diese Punktzahl wird für alle bis zum Grundwasserhorizont erbohrten Schichten mit der jeweiligen Schichtmächtigkeit multipliziert und aufsummiert. Dadurch erhält man eine Bewertungszahl für die Deckschichten, die als Maß für das Schutzpotential angesehen wird.

Diese Bewertungszahl kann natürlich nur an Bohrlokationen bestimmt werden, dazwischen muß interpoliert werden. Die Erfahrung, z.B. aus der Sand und Kiesprospektion, zeigt aber,

daß das quartäre Lockersediment sehr heterogen aufgebaut sein kann und daß durchgängige bindige Ablagerungen selten sind. Insbesondere im Bereich von Stauchmoränen wird eine rasche Abfolge von gut wasserdurchlässigen Sanden und schlecht durchlässigen Geschiebemergeln beobachtet, was eine hydraulische Bewertung dieser Schichten schwierig macht. Die Übertragung von Bohrerergebnissen ist daher nur in sehr geringem Maße möglich.

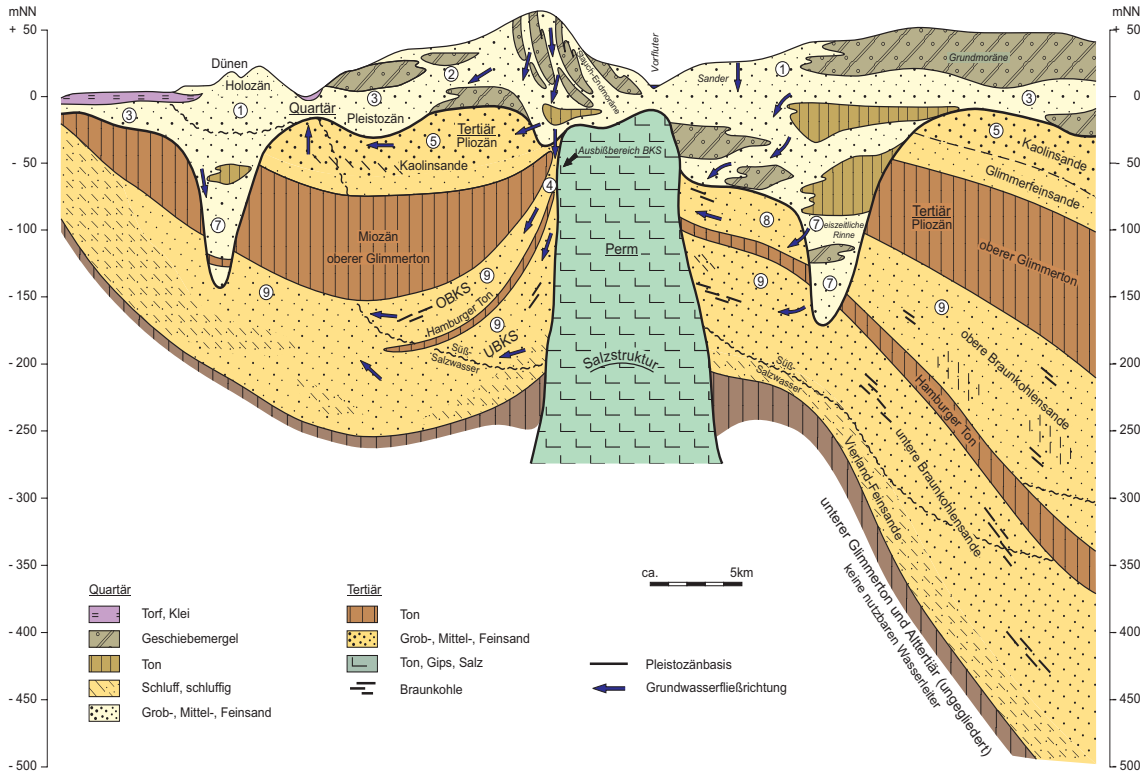
Hier ist der Ansatzpunkt dieser Arbeit zu sehen. Es soll untersucht werden, inwieweit mit geophysikalischen Verfahren eine Bewertung von Deckschichten möglich ist. Es geht dabei nicht um die Ableitung absoluter hydraulischer Durchlässigkeiten, sondern um eine Bestimmung relativer Durchlässigkeitsänderungen. Eine Kalibrierung an Bohrerergebnissen ist unumgänglich, es soll aber eine verbesserte Gewinnung flächenhafter Informationen ermöglicht werden.

Aus dieser Zielsetzung ergibt sich die Gliederung dieser Arbeit.

Nach dieser Einleitung befaßt sich das Kapitel 2 mit der petrographischen und petrophysikalischen Charakterisierung von Grundwasserdeckschichten, insbesondere dem Geschiebemergel. Dabei wird der Einfluß des Tongehaltes auf die geophysikalischen Gesteinsparameter seismische Geschwindigkeit, elektrische Leitfähigkeit und Dielektrizitätskonstante untersucht. Es ergibt sich, daß die Sensitivität von elektrischer Leitfähigkeit und Dielektrizitätskonstante gegenüber Änderungen des Tongehaltes ähnlich sind, aus praktischen Erwägungen werden aber nur Verfahren zur Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit weiter behandelt.

Im dritten Kapitel wird die Ableitung des Tongehaltes aus im Gelände gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten demonstriert. Es handelt sich dabei um Meßgebiete in Ungarn und Schleswig-Holstein, in denen sowohl an Bohrungen der Tongehalt der oberflächennahen Sedimente bestimmt als auch geoelektrische Sondierungen durchgeführt wurden. Es zeigt sich, daß zur Anpassung der Meßwerte eine in Kapitel 2 kritisch untersuchte Widerstands-Tongehaltsfunktion verwendet werden kann. Zur praktischen Durchführung der Tongehaltsbestimmung genügt es dann, anhand einiger Bohrerergebnisse im jeweiligen Meßgebiet eine den lokalen geologischen Gegebenheiten angepaßte Kalibrierung dieser Funktion vorzunehmen; anschließend ist eine Ableitung des Tongehaltes aus den gemessenen spezifischen Widerständen möglich. Eine Abschätzung der Fehlermöglichkeiten bei Anwendung dieses Verfahrens schließt sich an.

Im vierten Kapitel werden einige praktische Aspekte bei der Durchführung geoelektrischer und elektromagnetischer Messungen zur Abschätzung des Tongehaltes behandelt.

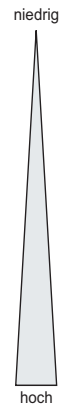


### Wasserleitertypen

- ① Wasserleiter ohne oder mit nur geringmächtiger Überdeckung \*
- ② eiszeitlicher Wasserleiter mit gestauchter oder lokal fehlender Überdeckung \*
- ③ eiszeitlicher Wasserleiter mit einfacher Überdeckung \* > 10m
- ④ Braunkohlensande mit geringmächtiger Überdeckung \*  
Ausblüßbereich BKS
- ⑤ Kaolinsande mit wechselnder Überdeckung \*
- ⑥ eiszeitlicher Wasserleiter mit lückenloser Überdeckung \* > 20m  
(Grundmoräne) oder Mehrfach-Überdeckung \*
- ⑦ Rinnenwasserleiter > 100m Tiefe mit Überdeckung \*
- ⑧ Braunkohlensande ohne hangenden Glimmerton/Hamburger Ton  
jedoch mit quartärer Mehrfach-Überdeckung \*
- ⑨ Braunkohlensande mit Glimmerton/Hamburger Ton Überdeckung \*

\* durch gering wasserdurchlässige Schichten

### Schutzpotential



**Abb. 1.2:** Wasserleitertypen und mögliche Zusammenhänge in Schleswig-Holstein (MNUF, 1998).

# Kapitel 2

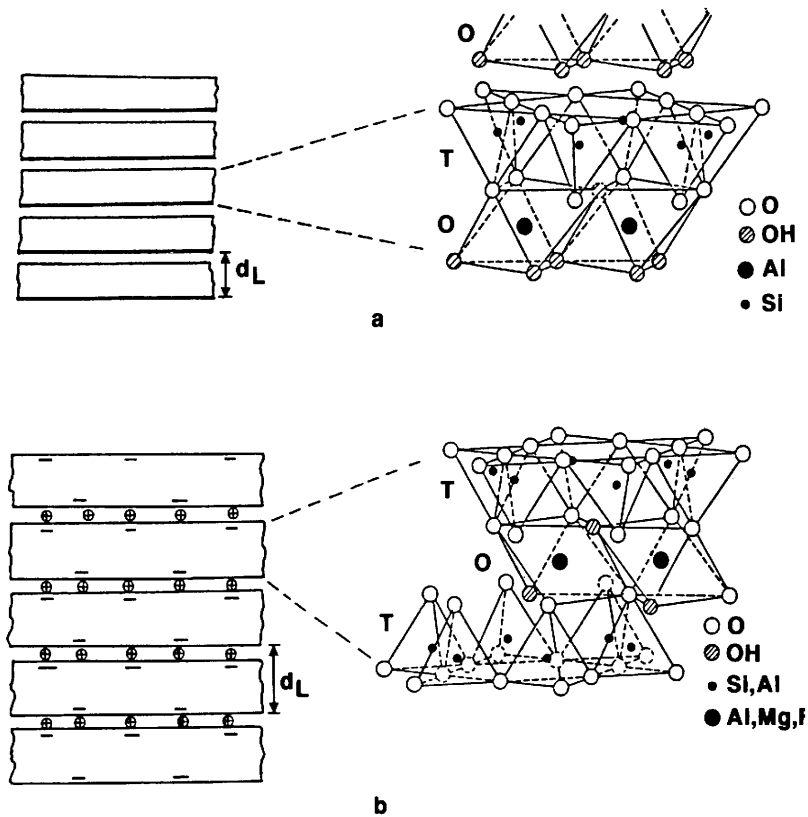
## Tonhaltige Sedimente

### 2.1 Sedimentpetrologische Charakterisierung

#### 2.1.1 Tonminerale

Tonminerale sind meist blättchenförmige, OH-haltige Silikate, die überwiegend der Tonfraktion (Korndurchmesser  $< 0.002$  mm) angehören, aber auch in der Schlufffraktion (Korndurchmesser  $0.002 - 0.06$  mm) vorkommen. Die meisten Tonminerale bilden blättchenförmige Kristalle und gehören daher wie der Glimmer zu den Schicht- oder Phyllosilikaten. Ein Blättchen setzt sich meist aus 5 - 80 Schichten zusammen. Diese Schichten sind aus Tetraedern und Oktaedern aufgebaut, deren Ecken Sauerstoff- oder Hydroxylionen bilden. Im Zentrum der Tetraeder sitzen Siliciumionen. Die Oktaederzentern sind entweder mit zweiwertigen Ionen ( $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ) besetzt (trioctaedrische Minerale) oder - wie es bei den Tonmineralen oft der Fall ist - mit dreiwertigen Ionen ( $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ), wobei nur  $2/3$  der oktaedrischen Plätze belegt sind (dioktaedrische Minerale) (Abb. 2.1). Je nach Abfolge von Tetraeder- und Oktaederschichten unterscheidet man Zweischicht- und Dreischichtminerale. Die Zweischichtminerale (1:1-Schichtsilikate) haben eine regelmäßige Folge von je einer Tetraeder- und Oktaederschicht. Die Dreischichtminerale (2:1-Schichtsilikate) bestehen aus einer Tetraeder-, Oktaeder- und Tetraeder-Schicht. Zweischichtminerale sind Kaolinminerale (Kaolinit, Halloysit) und Serpentinminerale, zu den Dreischichtmineralen zählen die Smectite (quellfähige Tonminerale - Montmorillonit, Beidellit, Nontronit, Saponit), Illit, Vermiculit und Chlorit (Tadjerpisheh & Kohler, 1998).

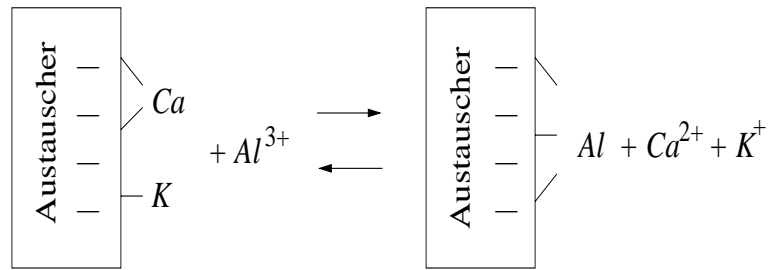
Im Kristallgitter der Tonminerale sind die Ladungen nur dann ausgeglichen, wenn alle Tetraederplätze mit  $Si^{4+}$  und alle Oktaederplätze der dioktaedrischen Minerale mit dreiwertigen Ionen und die trioctaedrischen Minerale mit zweiwertigen Kationen besetzt sind. Wenn auf den Gitterplätzen jedoch höherwertige Ionen durch niederwertige isomorph ausgetauscht werden, entsteht eine negative Ladung der Silikatschichten. Dies ist bei mehreren Tonmineralen (z.B: Illit, Montmorillonit) der Fall (Günzel, 1994). Diese negative



**Abb. 2.1:** Struktur der Tonminerale **a:** Zweischichtminerale **b:** Dreischichtminerale;  $d_L$  = Schichtabstand, T = Tetraederschicht, O = Oktaederschicht (Tadjerpisheh & Kohler, 1998).

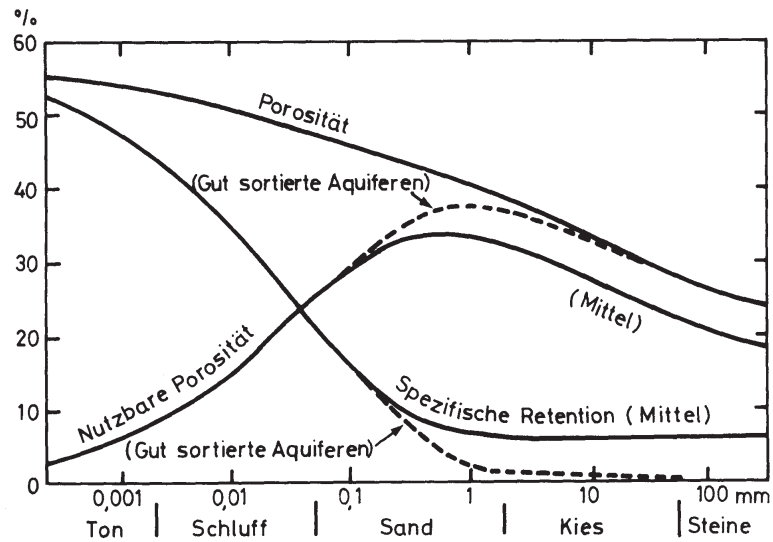
Oberflächenladung kann durch Anlagerung einer äquivalenten Menge von Kationen an die Oberfläche der Teilchen ausgeglichen werden. Diesen Vorgang bezeichnet man als Kationenaustausch. Ein Schema für den Kationenaustausch zeigt die Abb. 2.2. Die wichtigsten Kationenaustauscher der Böden sind die Tonminerale und die Huminstoffe. Die Summe der austauschbaren Kationen ist die Kationenaustauschkapazität (Cation Exchange Capacity; CEC). Die Austauschkapazität ist von der Art der Tonminerale, aber auch vom Chemismus des Porenwassers abhängig. Der weite Bereich möglicher Austauschkapazitäten ist in der Tab. 2.1 dargestellt (Scheffer *et al.*, 1992).

Tonminerale entstehen meist bei der Verwitterung von silikatischen Gesteinen (Feldspäte). In einem spezifischen Bodenmilieu können sich bestimmte Tonminerale auch in andere Tonminerale umwandeln. Die Tonminerale verleihen tonreichen Böden eine hohe Plastizität, da ein Teil der Tonminerale bei Wasserzugabe quellfähig ist. Die Wassermoleküle diffundieren zwischen die Silikatschichten und weiten damit die Schichtabstände auf. Diese Quellung führt zu einer Vergrößerung der spezifischen Oberfläche. Die spezifische Oberfläche von Tonen kann  $1000 \text{ m}^2/\text{g}$  erreichen, im Vergleich zu  $0.1 - 1 \text{ m}^2/\text{g}$  bei Schluffen und weniger



**Abb. 2.2:** Beispiel für Kationenaustausch. In diesem Fall werden  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{K}^+$  gegen  $\text{Al}^{3+}$  ausgetauscht (desorbiert) (Scheffer et al., 1992).

als  $0.1 \text{ m}^2/\text{g}$  bei Sanden (Scheffer *et al.*, 1992). Im Vergleich zu Kiesen und Sanden weisen reine Tone eine hohe Porosität von mehr als 50% auf. Durch ihren gleichfalls hohen Anteil an durch Oberflächenkräfte gebundenem Wasser ist aber die effektive Porosität und damit die Permeabilität sehr gering (Abb. 2.3).



**Abb. 2.3:** Porosität, effektive (oder nutzbare) Porosität und Wassergehalt in Abhängigkeit von der Korngröße (Mattheß & Ubell, 1983).

**Tab. 2.1:** Potentielle Kationenaustauschkapazität (CEC), spezifische Oberfläche und Ladungsdichte von Austauschern in Böden (Scheffer et al., 1992).

<i>Austauscher</i>	<i>Spezifische Oberfläche (m<sup>2</sup>/g)</i>	<i>CEC (mval/g)</i>	<i>Mittlere Ladungsdichte (mval/m<sup>2</sup> · 10<sup>3</sup>)</i>
Kaolinite u. Halloysite	10 - 150	0.03 - 0.15	2
Illite	50 - 200	0.2 - 0.5	3
Vermiculite	600 - 700	1.5 - 2.0	2.5
Smectite	600 - 800	0.7 - 1.3	1.4
Chlorite	-	0.1 - 0.4	-
Allophane	700 - 1100	0.1 - 0.5	0.3
Huminstoffe	800 - 1000	1.8 - 3.0	-

### 2.1.2 Geschiebemergel

Geschiebemergel (in der Literatur auch häufig als Till bezeichnet) ist ein gemischtkörniges Sediment glazialen Ursprungs. Hauptbestandteile sind Ton, Sand und Kalk. Kalkfreier Geschiebemergel wird als Geschiebelehm bezeichnet. Es müssen 3 Kriterien erfüllt sein, damit ein Sediment als Till bezeichnet werden kann (Piotrowski, 1992):

1. Das Sedimentmaterial muß von einem Gletscher transportiert worden sein.
2. Im Anschluß an den glazialen Transport muß das Sediment mit dem Gletscher abgelagert worden sein. (Ausgeschlossen sind daher Materialien, die nach der Freisetzung aus dem Eis mit einem anderen Transportmedium weitergeleitet wurden.)
3. Während des Ablagerungsvorgangs darf keine oder nur eine geringe Sortierung durch Wasser auftreten. (Diese Einschränkung stellt gleichzeitig einen Hinweis auf die diamiktische Textur des Tills dar.)

Da die Oberfläche Schleswig-Holsteins von Eiszeiten geprägt ist, sind Geschiebemergel und Geschiebelehm - neben Kies und Sand - in diesem Gebiet die wichtigsten Sedimentformen. Diese treten häufig als Wechsellagerung auf, was eine hydrologische Beurteilung des Untergrundes erschwert und zu Mehrdeutigkeiten bei geophysikalischen Messungen führt.

## 2.2 Hydraulische Eigenschaften

### 2.2.1 Das Darcy-Gesetz

Den meisten Durchlässigkeitsuntersuchungen liegt, wenn auch häufig in modifizierter Form, das Darcy-Gesetz zugrunde. Dieses ist ein empirisches Gesetz, das in seiner ursprünglichen Form (Darcy, 1856) auf Durchströmungsversuchen in Mittel- und Grobsanden beruht.

$$\frac{Q_f}{\Delta t} = k_f \cdot A \cdot \frac{\Delta p}{l} \quad (2.1)$$

Die Flüssigkeitsmenge  $Q_f$ , die pro Zeiteinheit  $\Delta t$  durch eine Probe fließt, ist proportional zum Querschnittfläche  $A$  der Probe und zum Druckunterschied  $\Delta p$  zwischen den Probenendflächen sowie umgekehrt proportional zur Länge  $l$  der durchflossenen Probe (Abb. 2.4).

Der Proportionalitätsfaktor  $k_f$  wird Durchlässigkeitsbeiwert, hydraulische Durchlässigkeit,  $k_f$ -Wert oder im Englischen Gebrauch „hydraulic conductivity“ genannt und hat die Dimension einer Geschwindigkeit [m/s]. Der Quotient  $Q_f/\Delta t$  wird als Fließrate  $q_f$  [cm<sup>3</sup>/s] und der Quotient  $\Delta p/l$  wird als Druckgradient oder hydraulischer Gradient  $i$  bezeichnet. Wird der Druckunterschied  $\Delta p$  in cm Wassersäule und die Länge  $l$  der Probe in cm gemessen, so wird  $i$  eine dimensionslose Größe.

So ergibt sich das Darcy-Gesetz in seiner einfachsten Form als:

$$q_f = k_f \cdot i \cdot A \quad (2.2)$$

oder

$$v = q_f/A = k_f \cdot i \quad (2.3)$$

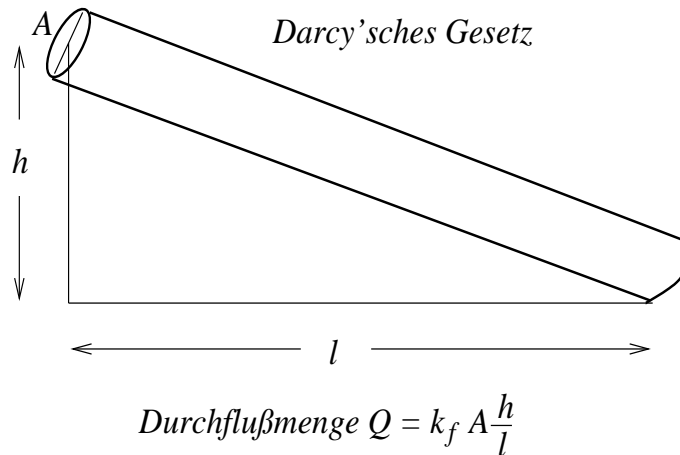
Dabei ist  $v$  die makroskopische Fließgeschwindigkeit, d.h. die mittlere Fließgeschwindigkeit durch einen Probenquerschnitt in Richtung des Druckgradienten. Die tatsächliche Fließgeschwindigkeit in den Poren, also die Bewegung der Flüssigkeitsmoleküle parallel zu den Strömungslinien, wird als Sickergeschwindigkeit  $v_s$  bezeichnet. Unter Berücksichtigung der Porosität der Probe  $\phi$  können die beiden Geschwindigkeiten in die jeweils andere umgerechnet werden (Kézdi, 1969):

$$v = \phi \cdot v_s \quad (2.4)$$

Der  $k_f$ -Wert beinhaltet die Eigenschaften des bewegten Mediums. Die Permeabilität  $K$  ist dagegen eine nur vom Gestein abhängige Konstante. Die beiden Größen lassen sich mit der dynamischen Viskosität  $\eta$ , der Dichte  $\varrho$  und der Erdbeschleunigung  $g$  wie folgt verbinden:

$$k_f = \frac{\varrho}{\eta} \cdot g \cdot K \quad (2.5)$$





**Abb. 2.4:** Veranschaulichung des Darcy-Gesetzes.

K trägt die Dimension einer Fläche. Wyckoff et al. (1934) führten als Durchlässigkeitseinheit das Darcy [D] ein.  $1 \text{ D} = 10^{-8} \text{ cm}^2$ . Für eine Umrechnung von  $k_f$ -Werten in Permeabilitäten gilt (für Wasser bei  $20^\circ\text{C}$ ):  $1 \text{ m/s}$  entspricht  $1.03 \cdot 10^5 \text{ D} = 1.03 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2$ .

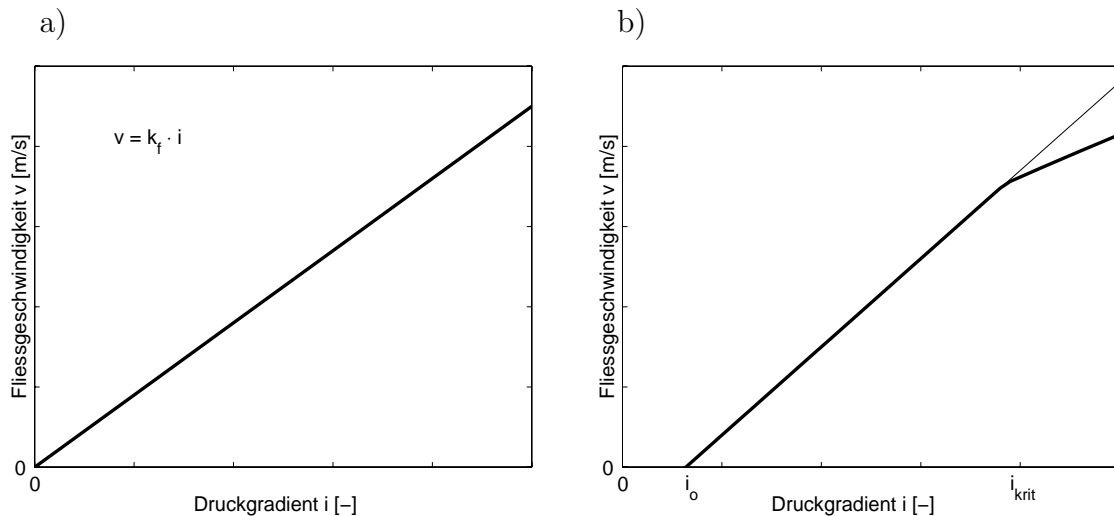
Aufgrund ihrer geringen Durchlässigkeit und ihres hohen Schadstoffrückhaltevermögens gehören natürlich anstehende Tone i.A. zu den besonders gut geeigneten Barrieregesteinen. Tonige Sedimente können nach Schultze & Muhs (1967) in Abhängigkeit von der Korngröße im Extremfall einen  $k_f$ -Wert von bis zu  $10^{-12} \text{ m/s}$  aufweisen. Die technische Anleitung zum Abfallgesetz 1991 stellt an die Deponieauflager die Forderung nach einem Wert unter  $10^{-7} \text{ m/s}$  (Hiltmann & Stribny, 1998).

## 2.2.2 Die Gültigkeit des Darcy-Gesetzes

Das ursprüngliche Darcy-Gesetz beschreibt einen linearen Zusammenhang zwischen der Fließgeschwindigkeit  $v$  und dem Druckgradienten  $i$ . In einem  $i - v$  Diagramm erhält man so eine durch den Ursprung verlaufende Gerade (Darcy-Gerade) (Abb. 2.5a).

In zahlreichen experimentellen Arbeiten, vor allem bei feinkörnigen, tonigen Sedimenten, wurden Abweichungen von diesem Gesetz beobachtet. Die Linearität ist oft nur auf ein bestimmtes Intervall beschränkt. Abhängig davon, ob der lineare Bereich nach oben oder nach unten verlassen wird, gibt es einen postlinearen oder prälinearen Bereich (Kaiser, 1989).

Steigt der Druckgradient über einen kritischen Punkt  $i_{krit}$ , so zeigt die Fließgeschwindigkeit bei den experimentellen Untersuchungen einen unterproportionalen Anstieg (s. Abb. 2.5b). Die hydraulische Durchlässigkeit  $k_f$  nimmt in diesem Bereich mit steigendem Gradi-



**Abb. 2.5:** a) Darcy-Gerade; linearer Zusammenhang zwischen Fließgeschwindigkeit  $v$  und Druckgradient  $i$ . b) Abweichung vom Darcy-Gesetz bei hohen Druckgradienten  $i$ .

enten ab. Da die meßtechnische Unsicherheit in diesem Bereich relativ gering ist, gilt diese Aussage als gesichert.

Da im Bereich kleiner Druckgradienten die meßtechnische Ungenauigkeit größer ist, sind die Ansichten über die Abweichung von der Darcy-Gerade unterschiedlich. Hier stellt sich die Frage, ob in diesem Bereich überhaupt ein Anfangsgradient  $i_o$  existiert oder ob dieser lediglich eine Folge unvermeidbarer Meßfehler ist. Dabei können 3 Haupttypen für die Abweichung von dem Darcy-Gesetz in diesem Bereich unterschieden werden (Schildknecht & Schneider, 1987):

### Typ I

Lineare Abhängigkeit der Fließgeschwindigkeit  $v$  vom Druckgradienten  $i$ , jedoch ausgehend von einem Anfangsgradienten  $i_o$  (Abb. 2.6a).

Da im Bereich sehr kleiner Druckgradienten die Bestimmung der Fließgeschwindigkeit meßtechnisch sehr problematisch ist, wird  $i_o$  meist durch Extrapolation der Geraden gegen  $v = 0$  ermittelt. Für die Anfangsgradienten in Tonen werden in der Literatur Werte zwischen 0 und 30, in Schluffen zwischen 0 und 5 angegeben. Die Existenz eines Anfangsgradienten  $i_o$  bedeutet, daß unterhalb dieses Gradienten keine Fließbewegung stattfindet ( $v = 0$ ) und die Durchlässigkeit damit ebenfalls 0 ist.

### Typ II

Unterhalb eines Übergangsgradienten  $i_e$  besteht eine exponentielle Abhängigkeit der Fließgeschwindigkeit  $v$  vom Druckgradienten  $i$ . Über diesem Punkt ist das Fließverhalten linear (Abb. 2.6b).

Der nichtlineare Zusammenhang zwischen der Fließgeschwindigkeit und dem Druckgra-

dienten wird im allgemeinen graphisch durch einen Parabelast und mathematisch durch eine Potenzfunktion beschrieben. Die Exponenten der Funktion werden größer und kleiner als eins angegeben, da sowohl konkave als auch konvexe Parabeläste möglich sind.

### Typ III

Dieser Fließkurventyp zeigt einen ähnlichen Verlauf wie Typ II, jedoch ausgehend von einem Anfangsgradienten  $i_o$  (Abb. 2.6c).

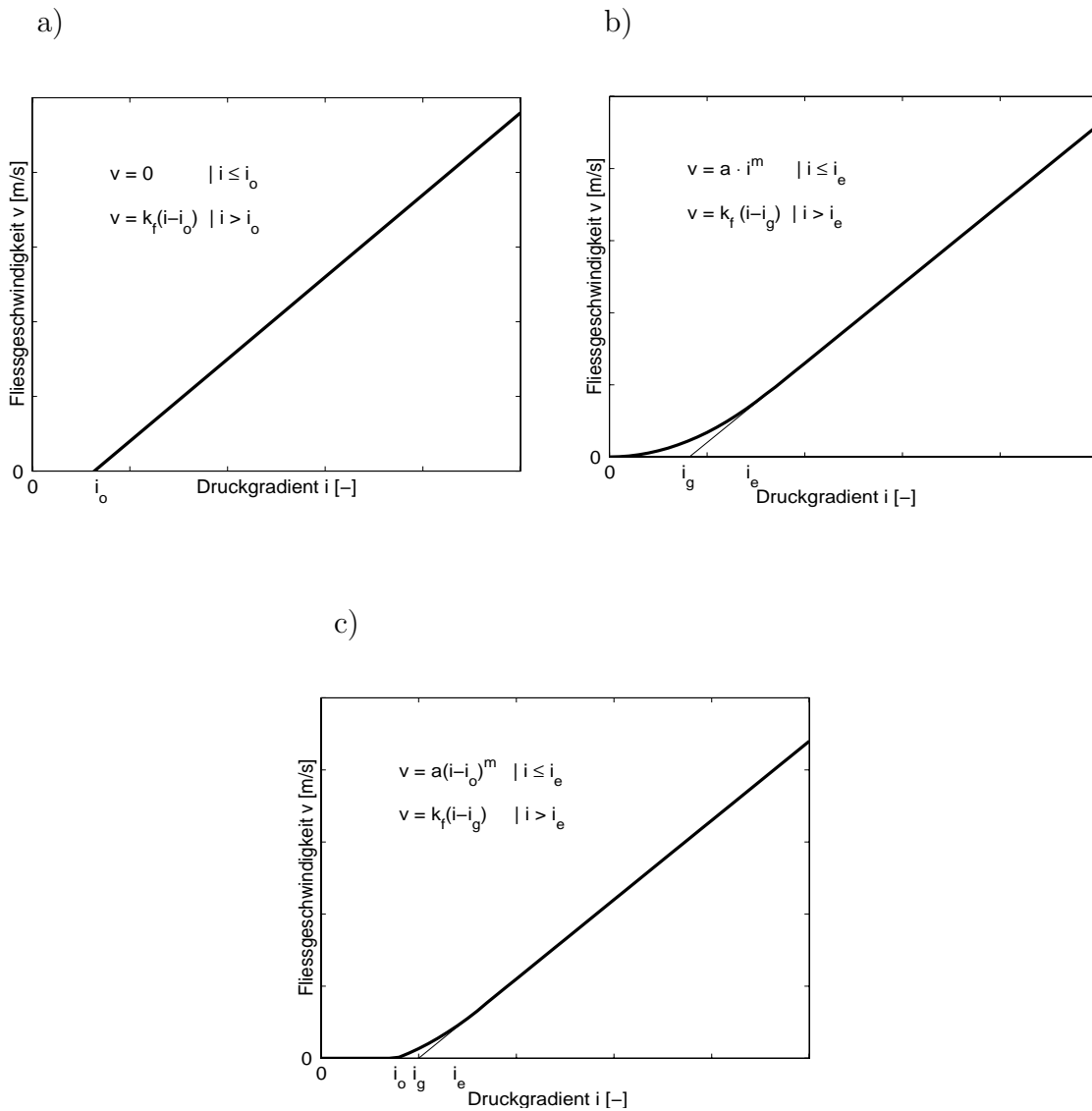
## 2.2.3 Abschätzung der hydraulischen Durchlässigkeit tonhaltiger Sedimente

Wie in Abb. 2.3 bereits dargestellt wurde, nimmt bei Lockersedimenten mit abnehmender Korngröße die Porosität zu. Mit der Korngrößenabnahme erhöht sich gleichzeitig der Haftwasseranteil und so nimmt die effektive Porosität und damit auch die hydraulische Durchlässigkeit ab. Die Zunahme des Haftwasseranteils ist auf die Zunahme der spezifischen Oberfläche zurückzuführen. Darüber hinaus lagern sich Tonpartikel bevorzugt in den engen Verbindungskanälen zwischen den Poren ab und verringern zusätzlich die hydraulische Durchlässigkeit (Abb. 2.7).

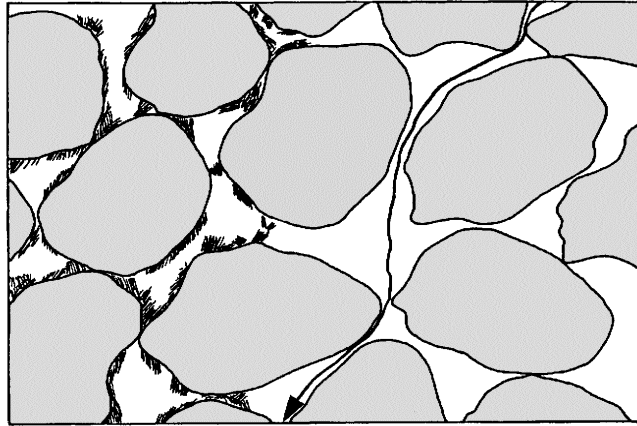
Die hydraulische Durchlässigkeit von Bodenproben in Abhängigkeit vom Tongehalt ist in Abb. 2.8 anhand von Literaturdaten dargestellt. Die Abnahme der hydraulischen Durchlässigkeit mit zunehmendem Tongehalt ist deutlich zu erkennen. Die Streuung der Werte weist aber darauf hin, daß auch andere Parameter einen Einfluß haben. Ein wichtiger Parameter ist z.B. der Kompaktionsgrad des Sediments. Kaiser (1989) zeigt anhand von Laborversuchen mit unterschiedlichen Sedimentproben einen sehr starken Zusammenhang zwischen hydraulischer Durchlässigkeit und Trockendichte. Seine Ergebnisse sind in Abb. 2.9 dargestellt. Diese Beispiele zeigen, daß eine zunehmende Kompaktion zu einer Abnahme der hydraulischen Durchlässigkeit führt. Dieses Ergebnis ist leicht zu erklären, da mit zunehmender Verdichtung der für die Durchströmung verfügbare Porenraum reduziert wird.

### Was bedeutet „Tongehalt“?

Ein Sediment ist durch seine Korngrößenverteilung bestimmt. Für die Darstellung der Korngrößenverteilung von Sedimenten werden am häufigsten sogenannte Summenkurven verwendet. Hier werden die Anteile der einzelnen Fraktionen, als Massenanteile gegen den dekadischen Logarithmus der Korndurchmesser aufgetragen. Diese Darstellung hat den Vorteil, daß der Anteil der Körner, deren Größe den Grenzwert unter- bzw. überschreitet, aus der Ordinatenhöhe direkt ablesbar ist. Der Endwert der Kurve wird mit 100% und der Ausgangspunkt mit  $d_{min}$  festgelegt (Hartge & Horn, 1992). Eine Anzahl typischer Summenkurven von Geschiebemergelproben aus dem südlichen Schleswig-Holstein zeigt Abb.



**Abb. 2.6:** Fließkurven für den prälinearen Bereich: **a)** Typ I. **b)** Typ II ( $i_g$  ist der Gradient, der sich aus der Extrapolation des linearen Teils der Kurve gegen  $v = 0$  ergibt). **c)** Typ III.



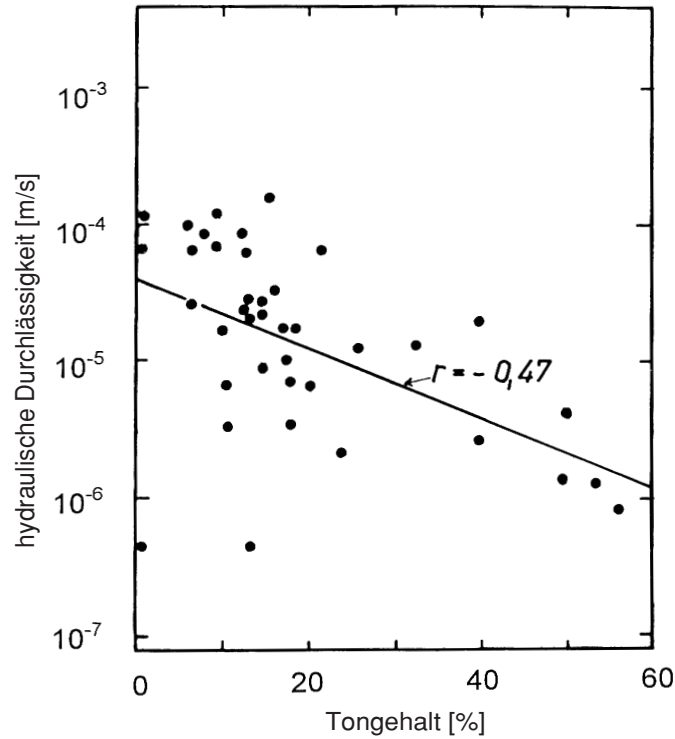
*Abb. 2.7: Schematische Darstellung von tonfreien (rechts) und tonhaltigen (links) Sedimenten mit einem Versickerungspfad von Niederschlagswasser.*

2.10. Hier ist klar zu sehen, daß der Begriff Tongehalt nicht eindeutig ist. Der Geschiebemergel hat eine kontinuierliche Kornverteilung über ein breites Spektrum von Kornradien. Bei der Berechnung petrophysikalischer Parameter wird aber nicht von einer kontinuierlichen Korngrößenverteilung ausgegangen, sondern von einem „Tongehalt“. Das bedeutet, daß die Elemente der Ton- und Sandfraktion gedanklich durch ein 2-Korngemisch ersetzt werden müssen, mit jeweils repräsentativen Kornradien für Sand und für Ton. Da in dieser Arbeit aus den petrophysikalischen Parametern Rückschlüsse auf die hydraulischen Eigenschaften des Sediments gezogen werden sollen, muß gezeigt werden, daß die vereinfachte Darstellung des 2-Kornsystems auch bei der Berechnung der hydraulischen Durchlässigkeit gerechtfertigt ist. Deshalb soll in diesem Abschnitt versucht werden, die kontinuierliche Kornverteilung durch ein 2-Korngrößensystem - das die gleiche hydraulische Durchlässigkeit aufweist - zu ersetzen.

Hubbart et al. (1997) haben eine Relation zwischen der Permeabilität, der Korngrößenverteilung und der Porosität  $\phi$  aufgestellt. Die Grundlage dafür bildet die Kozeny-Carman Relation, die die Permeabilität in Abhängigkeit von der spezifischen inneren Oberfläche  $S$  und der Porosität  $\phi$  angibt:

$$K[cm^2] = \frac{\phi^3}{5(1 - \phi)^2 S^2} \quad (2.6)$$

sowie eine Relation von Bear (1972), die den Zusammenhang zwischen spezifischer innerer Oberfläche und der Korngrößenverteilung angibt:



**Abb. 2.8:** *Hydraulische Durchlässigkeit von Bodenproben in Abhängigkeit vom Tongehalt; Entnahmetiefe 80 - 120 cm (nach Scheffer & Schachtschabel, 1992).*

$$S = \frac{\sum_{i=1}^m 4\pi r_i^2 N_i}{\sum_{i=1}^m \frac{4}{3}\pi r_i^3 N_i} = 3 \sum_{i=1}^m \frac{V_i}{r_i} \quad \text{mit :} \quad V_i = \frac{\frac{4}{3}\pi r_i^3 N_i}{\sum_{j=1}^m \frac{4}{3}\pi r_j^3 N_j} \quad (2.7)$$

wobei:

$m$  = Anzahl der Korngrößenfraktionen

$N_i$  = Anzahl der Körner der i-ten Fraktion

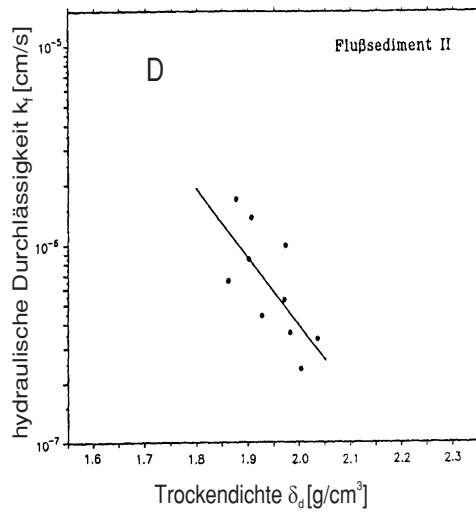
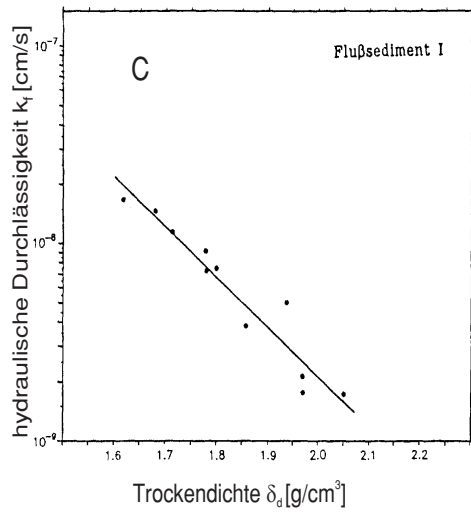
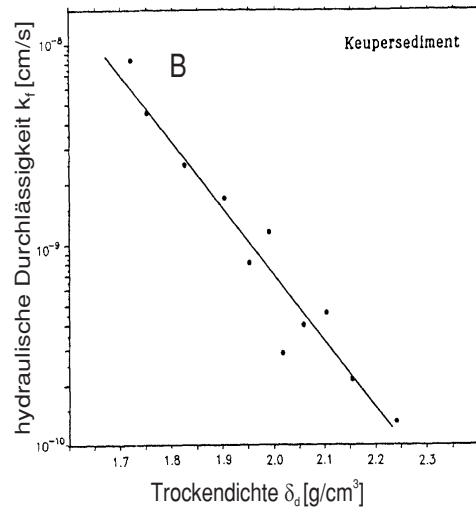
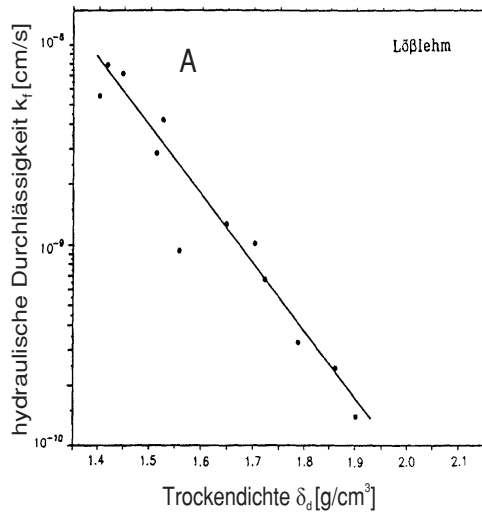
$r_i$  = mittlerer Radius der i-ten Fraktion

$V_i$  = Anteil der i-ten Fraktion am Gesamtvolumen

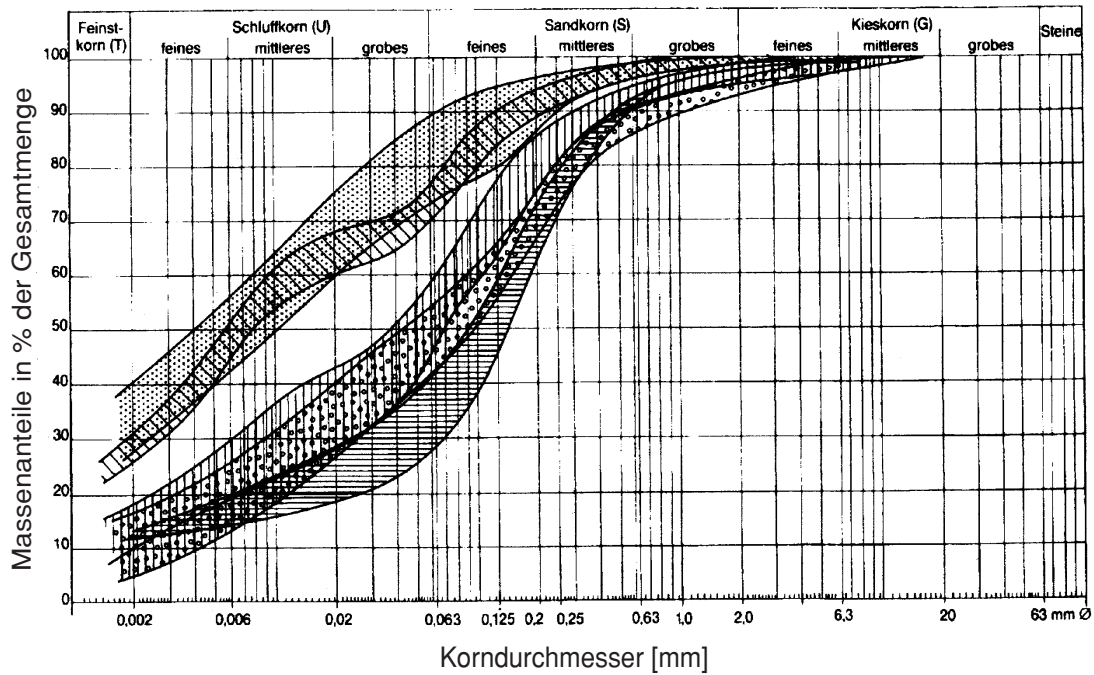
Die beiden Gleichungen lassen sich miteinander so verknüpfen, daß sich die Permeabilität in Abhängigkeit von der Porosität und der Korngrößenverteilung sowohl für 2-Korngrößen-systeme als auch für eine kontinuierliche Korngrößenverteilung berechnen läßt:

Für ein 2-Korn-Gemisch (wobei die Indizes cl für clay (Ton) und s für Sand stehen.):

$$K = \frac{\phi^3}{45(1 - \phi)^2 \left( \frac{V_{cl}}{r_{cl}} + \frac{V_s}{r_s} \right)^2} \quad (2.8)$$



**Abb. 2.9:** *Hydraulische Durchlässigkeit in Abhängigkeit von der Trockendichte anhand von Laborproben: A: Lösslehm B: Keupersediment C und D: unterschiedliche Flußsedimente (nach Kaiser, 1989).*



**Abb. 2.10:** Kornverteilungskurven von Geschiebemergelproben aus dem südlichen Schleswig-Holstein (Agster, 1996).

Für eine kontinuierliche Korngrößenverteilung:

$$K = \frac{\phi^3}{45(1 - \phi)^2 \int_i \left(\frac{V_i}{r_i}\right)^2 dd_r} \quad (2.9)$$

Mit dem volumetrischen Tongehalt  $C$  ausgedrückt, ergibt sich für ein 2-Korn-Gemisch:

$$K = \frac{\phi^3}{45(1 - \phi)^2 \left(\frac{C}{r_{cl}} + \frac{1-C}{r_s}\right)^2} \quad (2.10)$$

Um nun von einer kontinuierlichen Verteilung zu einem äquivalenten 2-Korn-Gemisch zu gelangen, wurden zunächst 3 representative Summenkurven aus der Schar der Summenkurven für Geschiebemergel ausgesucht und die  $K$ -Werte nach den Formeln nach Hubbard et al. (1997) sowohl für ein 2-Korngrößensystem (Ton und Sand), als auch für die kontinuierliche Summenkurven berechnet (Abb. 2.11). Bei der Rechnung wurde eine Porosität von 35% angenommen. Als Kriterium für den „Tongehalt“ wurde der Anteil der Summenkurve bei einer Korngröße von  $2 \cdot 10^{-3}$  cm gewählt, was dem Übergang von Mittel- zu Grobschluff entspricht. Die jeweils berechneten hydraulischen Leitfähigkeiten haben bei einer



Korngröße von  $4.3 \cdot 10^{-4}$  cm für Ton und  $3.75 \cdot 10^{-2}$  cm für Sand am besten übereingestimmt. Die  $K$ -Werte wurden dann in  $k_f$ -Werte umgerechnet (1 m/s entspricht  $1.03 \cdot 10^{-3}$  cm<sup>2</sup>). Die so erhaltenen hydraulischen Durchlässigkeitswerte sehen dann wie folgt aus:

**Kornverteilung 1** („Tongehalt“: 69%)

$k_f$ -Wert (Kontinuum):  $8.26 \cdot 10^{-7}$  m/s

$k_f$ -Wert (2-Korn):  $8.67 \cdot 10^{-7}$  m/s

**Kornverteilung 2** („Tongehalt“: 35%)

$k_f$ -Wert (Kontinuum):  $3.10 \cdot 10^{-6}$  m/s

$k_f$ -Wert (2-Korn):  $3.26 \cdot 10^{-6}$  m/s

**Kornverteilung 3** („Tongehalt“: 13%)

$k_f$ -Wert (Kontinuum):  $3.98 \cdot 10^{-5}$  m/s

$k_f$ -Wert (2-Korn):  $2.12 \cdot 10^{-5}$  m/s

Das Ergebnis zeigt, daß eine kontinuierliche Kornverteilung insbesondere im Bereich mittlerer und hoher „Tongehalte“ mit einer guten Übereinstimmung durch ein 2-Kornsystem zu ersetzen ist. Damit wurde gezeigt, daß mit dem Begriff „Tongehalt“, durch den sich die petrophysikalischen Eigenschaften des Sediments ableiten lassen, auch eine Abschätzung der hydraulischen Eigenschaften möglich ist.

## Das „time of travel“ Konzept

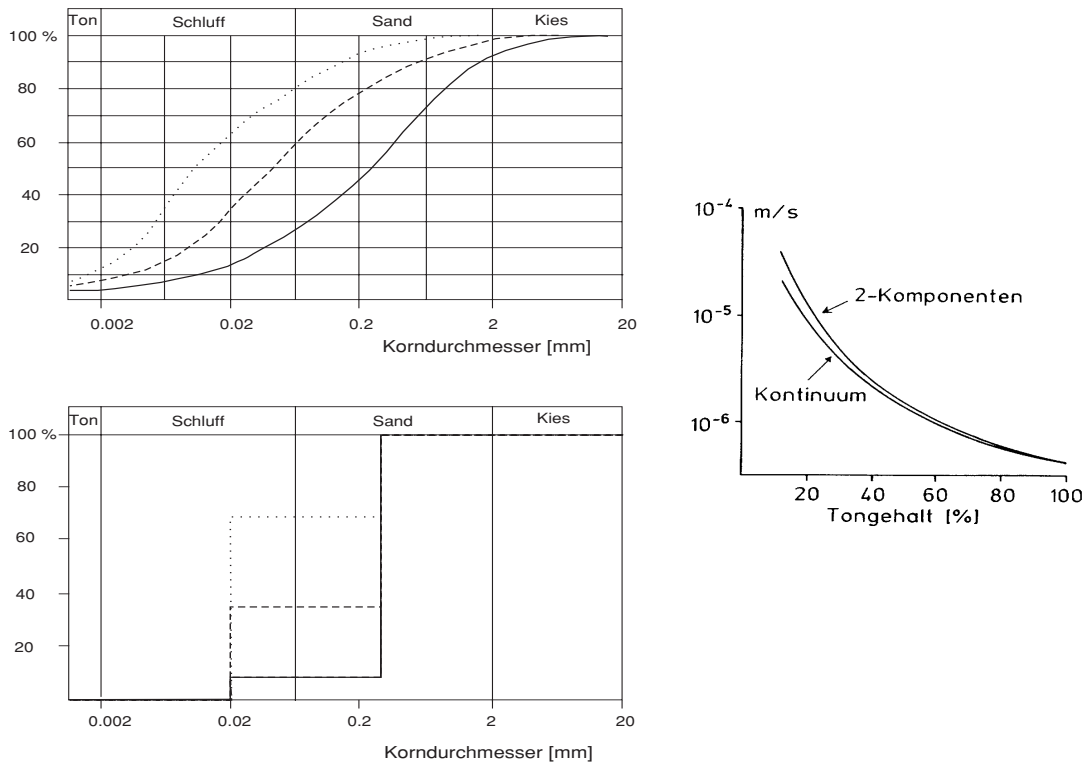
Die Infiltrationsdauer durch die Deckschicht („time of travel“; TOT) gibt sehr anschaulich die Schutzfunktion dieser Schicht an. Diese ergibt sich aus der Mächtigkeit und der hydraulischen Durchlässigkeit der Schicht bzw. des Schichtpakets. (Die Infiltrationsdauer ist proportional zu der Mächtigkeit und umgekehrt proportional zu der hydraulischen Durchlässigkeit.)

Die Infiltrationsbewegung wird durch eine Differentialgleichung beschrieben, deren einfache Lösung die Infiltrationsdauer  $t$  in Abhängigkeit vom volumetrischen Wassergehalt  $\Theta$ , der Grundwasserneubildungsrate  $q$  [Länge/Zeit] (Änderung die Tiefe des Grundwasserspiegels in der Zeit) und der Schichtmächtigkeit  $h$  angibt (Kalinski *et al.*, 1993):

$$t = \frac{h \cdot \Theta}{q} \quad (2.11)$$

Wenn es sich nicht nur um eine Schicht, sondern um ein aus mehreren Schichten bestehendes Schichtpaket handelt, dann gilt:

$$t = \frac{1}{q} \sum_{i=1}^n h_i \cdot \Theta_i \quad \text{mit: } \theta = S \cdot \phi \quad (2.12)$$



**Abb. 2.11:** Links: Beispiel von Summenkurven mit dem jeweils entsprechenden 2-Korngrößensystem gleicher hydraulischer Durchlässigkeit; Rechts: Abweichung der jeweils berechneten hydraulischen Durchlässigkeiten.

wobei:

$S$  = Sättigungsgrad

$\phi$  = Porosität

$n$  = Anzahl der Schichten

So spielt die Größe des volumetrischen Wassergehalts eine zentrale Rolle bei der Bestimmung der Schutzfunktion einer Deckschicht. Da der Wassergehalt in der ungesättigten Bodenzone - *die Feldkapazität* - eng an die innere Oberfläche der Poren geknüpft ist, nimmt die hydraulische Durchlässigkeit mit zunehmendem volumetrischen Wassergehalt ab.

Der volumetrische Wassergehalt ist ebenfalls eng mit dem Tongehalt verknüpft, da Tone bei einer hohen Porosität auch einen hohen Sättigungsgrad von über 80% aufweisen können. Typische Wassergehalte sind nach Kalinski et al. (1993) 40% bei 50% Porosität, während bei Mattheß & Ubell (1983) für gut durchlässige Sande mit Porositäten um 40 - 50% ein Wassergehalt von weniger als 5% angegeben wird.

In dieser Stelle muß aber darauf hingewiesen werden, daß die Deckschichten normalerweise

nicht homogen aufgebaut sind. So können z.B. mit geophysikalischen Verfahren nur selten erfaßbare Sandeinlagerungen in der Geschiebemergelformation die Wasserwegsamkeit - und damit die hydraulische Durchlässigkeit - erhöhen. Deshalb kann eine aus geophysikalischen Parametern abgeleitete hydraulische Durchlässigkeit nur einen unteren Grenzwert darstellen. Im gegebenen Fall können die wirklichen Durchlässigkeitswerte viel höher liegen.

## 2.3 Geophysikalische Charakterisierung

### 2.3.1 Spezifischer elektrischer Widerstand

#### Tonfreie Sedimente - Das Modell von Archie

Archie hat ein auch noch heute gebräuchliches Modell zur Ableitung der elektrischen Leitfähigkeit von Gesteinen aus petrophysikalischen Parametern aufgestellt (Archie, 1942). Dafür wurden Auswertungen von Bohrloch-Logs verwendet. Er setzt in seinem Modell voraus, daß der spezifische Widerstand der Matrixsubstanz unendlich groß ist. Für die Praxis folgt daraus, daß die Matrixleitfähigkeit gegenüber der Leitfähigkeit des Porenwassers zu vernachlässigen ist und so die Stromleitung lediglich durch das Porenwasser erfolgt. Der spezifische Widerstand des Gesteins kann von daher durch den spezifischen Widerstand des Porenwassers bestimmt werden. Das nach Archie benannte Gesetz beschreibt eine Proportionalität zwischen dem spezifischen Widerstand des vollständig wassergesättigten Gesteins  $\varrho_o$  und dem spezifischen Widerstand des Porenwassers  $\varrho_w$ . Das Gesetz hat folgende Form:

$$\varrho_o = F \cdot \varrho_w \quad (2.13)$$

oder mit der Leitfähigkeit des Gesteins ( $\sigma_o$ ) und mit der Leitfähigkeit des Porenwassers ( $\sigma_w$ ) ausgedrückt:

$$\sigma_o = \frac{1}{F} \cdot \sigma_w \quad (2.14)$$

Dabei ist der sogenannte Formationsfaktor  $F$  ein Maß für die Vergrößerung des spezifischen elektrischen Widerstandes einer wäßrigen Porenlösung bei Vorliegen einer nichtleitenden Gesteinsmatrix (Formation). In diesem Faktor sind alle für die Stromleitung wichtigen Gesteinseigenschaften zusammengefaßt. So ist der Formationsfaktor von der geometrischen Ausbildung des Porenraums im Gestein abhängig. Archie hat hierfür einen einfachen empirischen Zusammenhang zwischen Formationsfaktor und Porosität aufgestellt (Archie, 1942).

$$F = 1/\phi^m \quad (2.15)$$

Dieser Zusammenhang wurde weiter verallgemeinert (Dachnov, 1959):

$$F = a/\phi^m \quad (2.16)$$

$\phi$  = Porosität ( Porenvolumen/Gesamtvolumen)

$a, m$  = Materialkonstanten

Die Konstante  $m$  wird in der Regel als Zementationsgrad oder Zementationsexponent bezeichnet, weil  $m$  bei den verfestigten klastischen Sedimenten meist die Tendenz einer Zunahme mit der Zementation (Tab. 2.2) zeigt. In dieser Arbeit wird  $m$  Porositätsexponent genannt, da man bei Lockersedimenten nicht von einer Zementation sprechen kann. Alle Größen, die eine Stromleitung durch die Poren beeinflussen, so z.B. die Porengeometrie, die Kompaktion, Gleichförmigkeit der Mineralzusammensetzung sowie die isolierende Wirkung der Zementation (Ransom, 1984) sind in  $m$  beinhaltet. Der Einfluß des Porositätsexponenten auf den Formationsfaktor ist in Abb. 2.12 dargestellt (Kirsch, 1995a).

Die Konstante  $a$  gibt den Einfluß der Gesteinsmatrix auf die elektrische Stromleitung an. Bei perfekt isolierender Matrix (Voraussetzung des Archie-Gesetzes) gilt  $a = 1$ . Kommt es zu einem Leitungsbeitrag durch die Gesteinsmatrix, so verringert sich  $a$  entsprechend.

Einige typische Werte für  $a$  und  $m$  beinhaltet die Tab. 2.2 (Schön, 1983). Typische Werte für Porositäten zeigt die Tab. 2.3.

**Tab. 2.2:** *Typische Werte für die Materialkonstanten  $a$  und  $m$ .*

<i>Gesteinstypen</i>	<i>a</i>	<i>m</i>
lockere Sande	1	1.3
wenig verfestigte Sandsteine	0.7	1.9
körnige Kalksteine	0.6	2.1

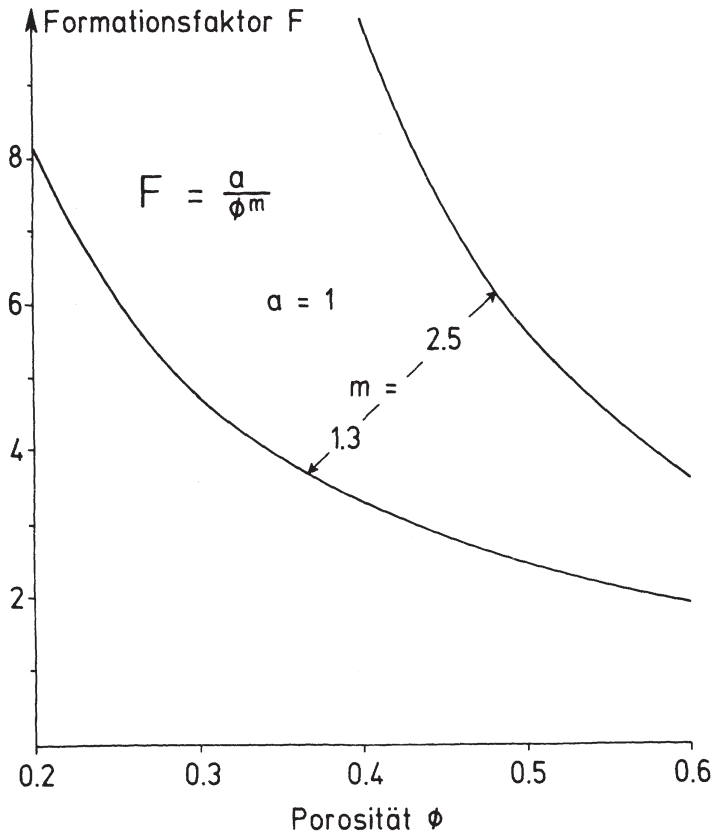
Ist der Porenraum nur teilweise mit wäßriger Lösung gefüllt, so tritt durch die isolierende Wirkung der Luft (bzw. des Gases oder Öls) eine Widerstandserhöhung gegenüber dem Gestein im vollgesättigten Zustand auf. Für diesen Fall verändert sich die Formel für den spezifischen Widerstand des Gesteines wie folgt:

$$\varrho_o = \frac{a}{\phi^m \cdot S_w^n} \cdot \varrho_w \quad (2.17)$$

wobei:

$S_w$  = Sättigungsgrad (Wassergefüllter Porenanteil)

$n$  = Sättigungsexponent



**Abb. 2.12:** Formationsfaktor nach dem Gesetz von Archie für unterschiedliche Porositätsexponenten  $m$  - bei konstant gehaltenem Sättigungsgrad (Kirsch, 1995a).

Der Wert des Sättigungsexponenten  $n$  ist mit einer erheblichen Streuung behaftet. Als Erfahrungswert wird häufig  $n = 2$  verwendet (Schön, 1983).

Ein enger Zusammenhang besteht auch zwischen dem Formationsfaktor und der Tortuosität, die die Beschaffenheit der Verbindungskanäle des Gesteins angibt. Die Definition der Tortuosität ist in Abb. 2.13 skizziert. Angenommen, daß die Stromleitung auf dem gleichen Weg wie die Flüssigkeitsbewegung erfolgt, gilt nach TNO (1976):

$$F = T \cdot \phi^{-m^*} \quad (2.18)$$

wobei:

$m^*$  = modifizierter Porositätsexponent

**Tab. 2.3:** *Typische Porositätswerte.*

<i>Gesteinstypen</i>	<i>Porosität [%]</i>
Mutterboden mit organischen Anteilen	50 - 60
Ton	45 - 55
Mittel - Grobsand	30 - 35
Kies	30 - 40
Sand/Kiesgemisch	20 - 35
Sandstein	10 - 20
Schiefer	1 - 10
Kalkstein	1 - 10

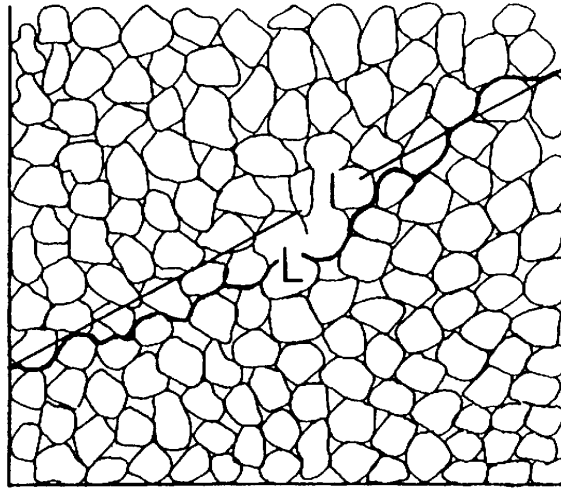
Für Dünenande und Rheinsedimente wurde von TNO (1976) eine mittlere Tortuosität von  $T=1.26$  ermittelt.

### **Tonhaltige Sedimente**

Bei tonigen Sedimenten ist der Zusammenhang zwischen der Elektrolytleitfähigkeit und der Gesamtleitfähigkeit nur noch für große Elektrolytleitfähigkeitswerte  $\sigma_w$  linear. Im Bereich kleinerer  $\sigma_w$  - Werte ist die Kurve gekrümmt (Abb. 2.14). Hier spielt also die Leitfähigkeit der Gesteinsmatrix bei der Bestimmung der Gesamtleitfähigkeit des Untergrundes eine entscheidende Rolle. Dieses ist damit zu erklären, daß die Tonpartikel - dank der großen Ionenbeweglichkeit in der Doppelschicht - selbst sehr gute Leiter sind. Die Abb. 2.15 veranschaulicht diese zusätzliche Leitfähigkeit bei Tonmineralen. Der hier dargestellte Grenzflächen-Widerstand wird durch die relative Anreicherung von Kationen aus der elektrolytischen Porenlösung in der „elektrischen Doppelschicht“ bestimmt. Diese reichern sich an negativ geladenen Matrixoberflächen - wie Tonmineraloberflächen - an. Diese Kationen verursachen einen zusätzlichen Stromfluß.

**Das Modell von Sen** Es gibt eine Reihe von Arbeiten (z.B. Rhoades et al. (1989), Waxman & Smits (1968) oder Sen et al. (1988)), die sich mit der Berechnung des spezifischen elektrischen Widerstands tonhaltiger Sedimente in Abhängigkeit vom Tongehalt befassen.

Bei den Ableitungen von Waxman & Smits (1968) und Sen et al. (1988) ist die Kationenaustauschkapazität die kritische Größe zur Berechnung der elektrischen Leitfähigkeit des tonhaltigen Materials. Das Modell von Waxman & Smits ist in der Erdölindustrie ein häufig benutztes Modell. Bei der Untersuchung von Schadstoffahnen im Bereich von Altablagerungen hat sich das Modell von Sen et al. (1988) als anwendbar erwiesen (Günzel, 1994). In dieser Arbeit werden die Modelle von Sen et al. (1988) und Rhoades et al. (1989) aufgegriffen und entsprechend modifiziert.



$$T = \frac{L}{l}$$

**Abb. 2.13:** Definition der Tortuosität ( $T$ ) als Quotient aus der wahren ( $L$ ) und der geometrischen Weglänge ( $l$ ) eines Wasserteilchens bei Durchgang durchs Gestein.

Nach Sen et al. (1988) ergibt sich die elektrische Leitfähigkeit eines tonhaltigen Sediments als Funktion von Porosität, Kationenaustauschkapazität und elektrischer Leitfähigkeit des Porenwassers. Das Modell von Sen et al. (1988) wurde nur für vollständig wassergesättigten Untergrund entwickelt. Für wasserungesättigten Untergrund ( was in der Praxis bei tonhaltigem Material nur selten der Fall ist) wurde hier das Modell analog zu Archie (1942) modifiziert. Die Formel von Sen et al. (1988) lautet:

$$\sigma_o = \frac{1}{F} \cdot \left( \sigma_w + \sigma_w \cdot \frac{AQ_v}{\sigma_w + CQ_v} \right) + EQ_v \quad (2.19)$$

mit:  $F = \phi^{-m} \cdot S^{-n}$  und  $Q_v = CEC \cdot \rho_{mat} \cdot (1 - \phi) / \phi$

wobei:

$F$  = Formationsfaktor

$\sigma_o$  = spez. el. Leitfähigkeit des Untergrundes [S/m]

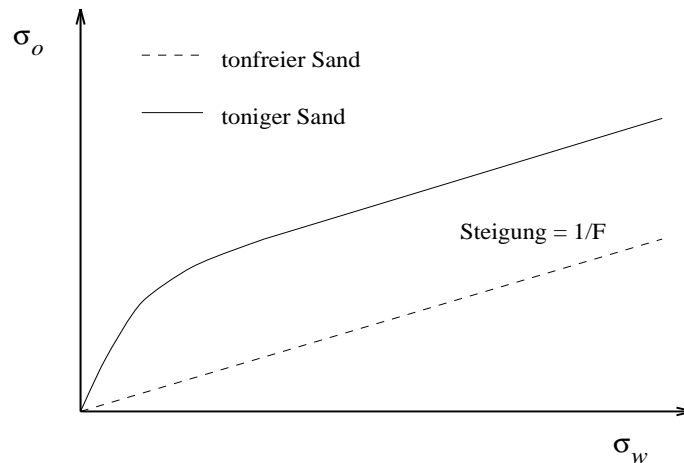
$\sigma_w$  = spez. el. Leitfähigkeit des Elektrolyten [S/m]

$Q_v$  = Konzentration der Na-Austausch-Kationen (bezogen auf den wassergesättigten Porenraum) [mol/l]

$\phi$  = Porosität

$S$  = Sättigungsgrad

$CEC$  = Kationenaustauschkapazität [mmol/100g] (typische Werte in [mval/g] sind in der Tab. 2.1 zu sehen)



**Abb. 2.14:** Schematischer Zusammenhang zwischen der spezifischen Leitfähigkeit des Elektrolyten  $\sigma_w$  und der spezifischen Gesamtleitfähigkeit des Untergrundes  $\sigma_o$ .

- $\rho_{mat}$  = Dichte der Gesteinsmatrix (ca.  $2.65 \text{ kg/dm}^3$ )  
 $A, C, E$  = Konstanten  $[(\text{S/m})/(\text{mol/l})]$  ( $A \approx 3.8$ ,  $CQ_v \approx 0.7$  und  $E$  ist meistens vernachlässigbar)  
 $m$  = Porositätsexponent (ca. 1.3 - 2.4)  
 $n$  = Sättigungsexponent (ca. 1.5 - 2)

Auf die Konstanten  $A$ ,  $C$  und  $E$  haben die Gesteinsmatrix, die Geometrie und die effektive Mobilität der oberflächennahen Kationen (bezogen auf die Oberfläche der Tonminerale) einen Einfluß. Der Term  $EQ_v$  entspricht dem Offset der Kurve bei  $\sigma_w = 0$ , der bei den meisten Gesteinen vernachlässigbar ist.  $EQ_v$  wäre nur dann ungleich Null, wenn es einen durchgehenden Leitungspfad entlang der leitfähigen Oberflächen gäbe, was jedoch meistens nicht der Fall ist. Die Konstante  $A$  wird durch die Ionenbeweglichkeit in der Doppelschicht  $\mu_{DL}$  und durch die Oberflächen-Tortuosität  $m_s$  eindeutig bestimmt:

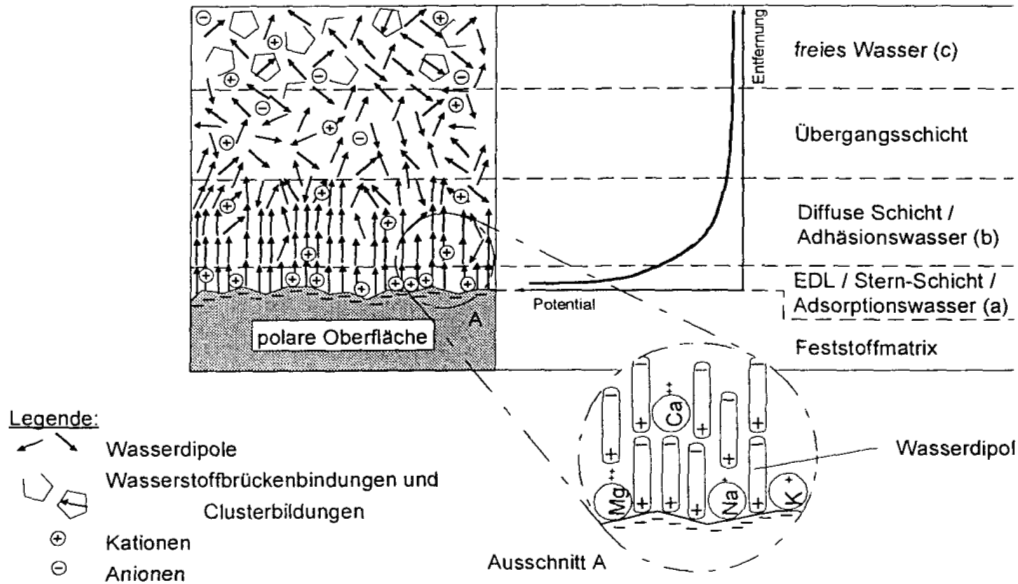
$$A = \mu_{DL} \cdot m_s \quad (2.20)$$

Wobei für  $\mu_{DL}$  haben Sen et al. (1988) einen Wert von  $\mu_{DL} = 1.93 [(\text{S/m})/(\text{mol/l})]$  empirisch bestimmt. So bei  $m = 2$  ist  $A \approx 3.8$ .

Für  $Q_v \geq 0.25 \text{ mol/l}$  setzen Sen et al. (1988) für  $CQ_v$  einen empirischen Wert von  $0.7 [(\text{S/m})]$  ein. Für  $Q_v < 0.25 \text{ mol/l}$  ist dieser Wert vernachlässigbar.

Sen et al. (1988) geben zur Bestimmung des Porositätsexponenten zwei Möglichkeiten an. Beide sind empirische Formeln:





**Abb. 2.15:** Molekulare Darstellung der Phasengrenzfläche zwischen Poren- bzw. Kluftinhalt und Feststoffmatrix an einer negativ geladenen Matrixoberfläche (z.B. Tonminerale) (Göbel, 1998).

$$m = 1.69 + 0.231 \cdot Q_v + 0.445 \cdot \sqrt{Q_v} \quad (2.21)$$

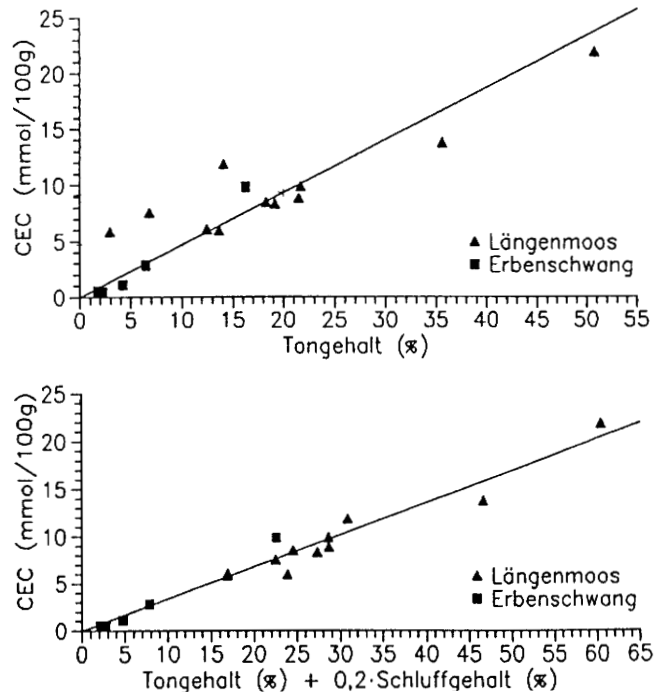
$$m = 1.67 + 1.953 \cdot \sqrt{CEC/100} \quad (2.22)$$

Hier nimmt  $m$  mit zunehmendem Tongehalt zu. Diese Zusammenhänge wurden im Labor für feste Sandsteine ermittelt. Diese Relationen führen aber im Extremfall zu einer Zunahme des spezifischen elektrischen Widerstandes mit steigendem Tongehalt, was den Erfahrungswerten in Lockersedimenten widerspricht. Daher wurde in dieser Arbeit bei der Berechnung des spezifischen elektrischen Widerstandes tonhaltiger Lockersedimente von einem konstanten  $m$  ausgegangen.

Für niedrigere Wasserleitfähigkeiten ( $\sigma_w \ll 0.13 \text{ S/m}$ ) läßt sich die Relation vereinfachen:

$$\sigma_o = \sigma_w \phi^m (1 + 2.12 \cdot Q_v) + EQ_v \quad \text{mit : } E = 1.84 \cdot \phi^m \quad (2.23)$$

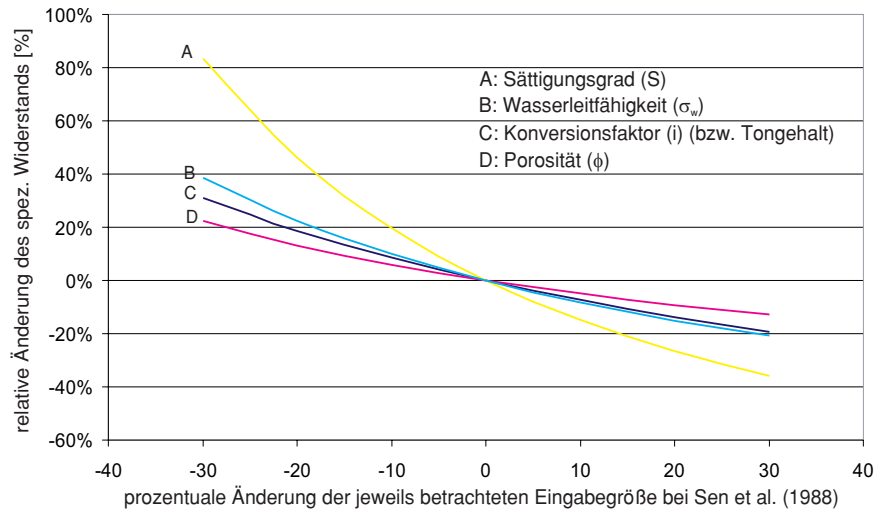
In dem tonfreien Fall, d.h.  $CEC = 0$ , oder wenn die Oberflächenionen eine vernachlässigbare Beweglichkeit ( $\mu_{DL} = 0$ ) haben, ist die Formel von Sen et al. (1988) identisch mit dem bekannten und im Laufe der Jahrzehnte bewährten Archie-Gesetz (2.14).



**Abb. 2.16:** Korrelation zwischen Kationenaustauschkapazität und Tongehalt (oben), sowie Ton und Teilschluffgehalt (unten); Tongehalt und Kationenaustauschkapazität wurden an Bodenproben bestimmt (Günzel, 1994).

Die Relation zwischen Kationenaustauschkapazität und Tongehalt hängt von der Zusammensetzung der Tonminerale ab (Tab. 2.1) und muß daher für jedes Meßgebiet empirisch bestimmt werden. Ein Beispiel hierfür liefert Günzel (1994) (Abb. 2.16), wobei für zwei Meßgebiete in Bayern ein Konversionsfaktor von 0.47 [mmol/100g/Tongehalt[%]] gefunden wurde. Die Korrelation zwischen Kationenaustauschkapazität und Tongehalt ließ sich hier verbessern, wenn zum Tongehalt noch 20% des Schluffanteils zugezählt wurde. Dieses unterstreicht, daß das Phänomen der Oberflächenleitfähigkeit nicht auf Tonminerale beschränkt ist.

In die Berechnung des elektrischen Widerstands nach Sen et al. (1988) gehen neben dem Tongehalt folgende petrophysikalische Parameter ein: Konversionsfaktor, Porosität, Sättigungsgrad des Porenraums und spezifischer elektrischer Widerstand. Um den Einfluß dieser in der Praxis weitgehend unbekanntten Größen auf den spezifischen elektrischen Widerstand des tonhaltigen Sediments abschätzen zu können, wurden sie systematisch variiert. Das Ergebnis ist in Abb. 2.17 zu sehen. Hier ist die relative Änderung des spezifischen Widerstandes dargestellt, die sich bei prozentualer Änderung von Tongehalt, Porosität, Wasserleitfähigkeit und Sättigungsgrad ergibt. Den geringsten Einfluß hat hierbei die Porosität, gefolgt vom Tongehalt und Leitfähigkeit des Porenwassers und am Ende vom Sättigungsgrad. Eine zusammenfassende Darstellung für das Modell von Sen et al. (1988) ist in Abb.



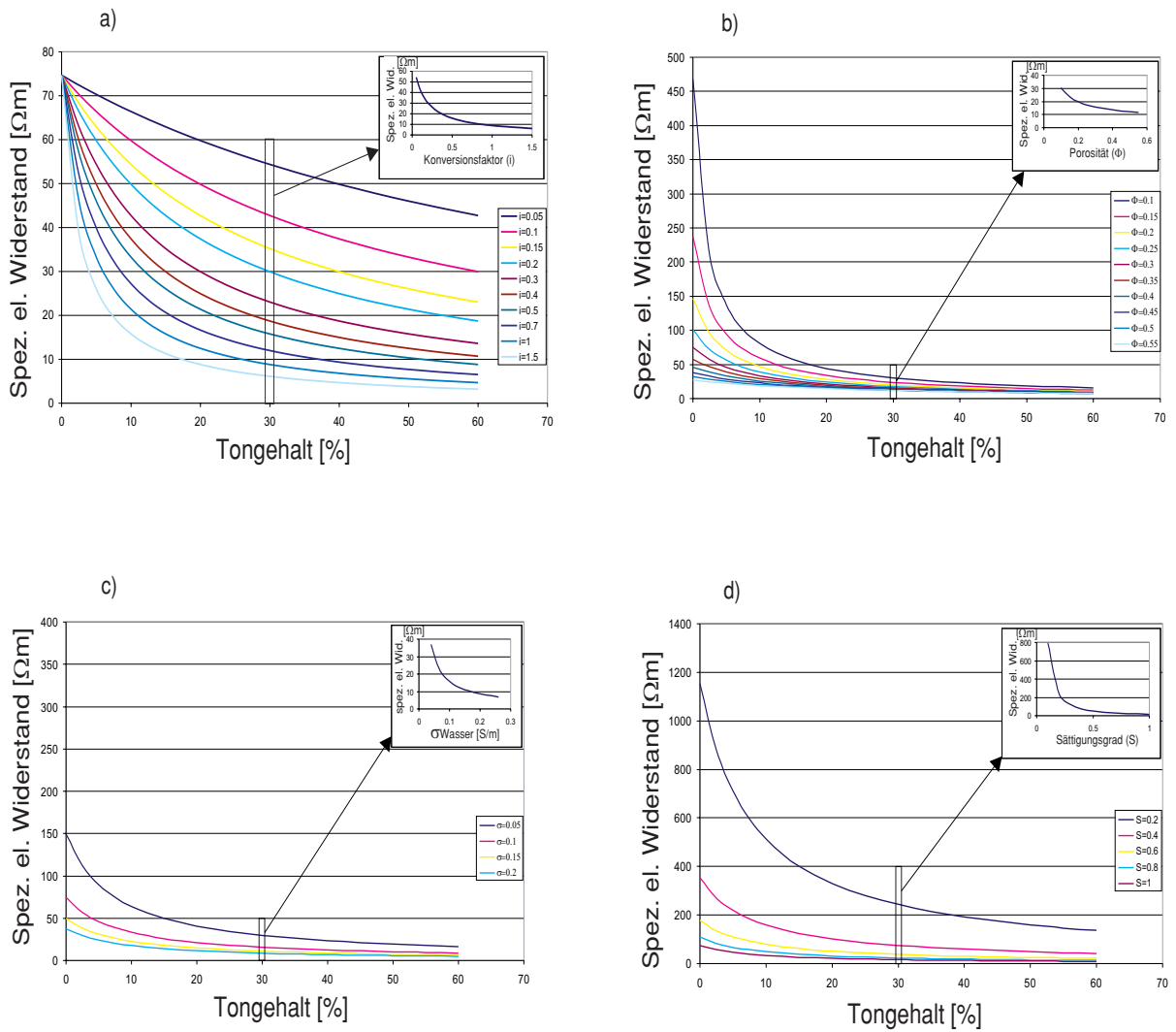
**Abb. 2.17:** Sensitivität des nach Sen et al. (1988) berechneten spezifischen Widerstands, in Bezug auf Änderung der Eingabegrößen Sättigungsgrad, Porenwasserleitfähigkeit, Konversionsfaktor (bzw. Tongehalt) und Porosität.

2.18 gegeben. Hier ist die Abhängigkeit der unterschiedlichen Parameter des Modells vom Tongehalt gezeigt. In den Berechnungen wurde als Konversionsfaktor = 0.5[mmol/100g]; Porosität = 30%; Porenwasserleitfähigkeit = 0.1 S/m und Sättigungsgrad = 1 angenommen.

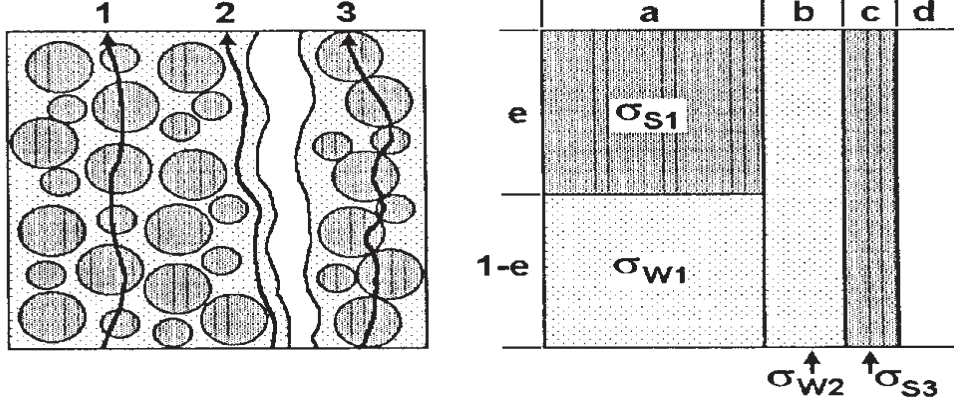
Bei der praktischen Ableitung des Tongehaltes aus Feldmessungen stellt die Porosität den größten Unsicherheitsfaktor dar, während die Wasserleitfähigkeit für das jeweils zu untersuchende Meßgebiet als konstant angenommen werden kann. Das gleiche gilt für den Sättigungsgrad: Ein hydraulisch schlecht durchlässiges Ton- oder Mergellager, dessen Tongehalt im Gelände bestimmt werden soll, führt oberhalb des Wasserspiegels zu einem Stauwasserhorizont und kann daher als vollständig gesättigt angesprochen werden.

**Das Modell von Rhoades** Rhoades et al. (1989a) haben für die Beschreibung der Gesamtleitfähigkeit eines tonhaltigen Sediments ein geometrisches Modell entwickelt. Als Grundlage des Modells dient die räumliche Verteilung der verschiedenen Leiter des Sediments. Die elektrische Leitung erfolgt demnach entlang von drei parallel geschalteten Pfaden (Abb. 2.19):

- Pfad 1: Kombination von festen und flüssigen Phasen (feste und flüssige Phase sind hintereinandergeschaltet)
- Pfad 2: nur flüssig (nur Elektrolyt)
- Pfad 3: nur fest (nur Tonminerale)



**Abb. 2.18:** Abhängigkeit vom Tongehalt der in dem Modell von Sen et al. (1988) vorkommenden Parameter. **a)** Konversionsfaktor ( $i$ ) - Tongehalt **b)** Porosität ( $\phi$ ) - Tongehalt **c)** Porenwasserleitfähigkeit ( $\sigma$ ) - Tongehalt **d)** Sättigungsgrad ( $S$ ) - Tongehalt.



**Abb. 2.19:** Schematische Darstellung und Modell zur elektrischen Leitung nach Rhoades et al. (1989b); a, b und c sind die Anteile der in der rechten Seite der Abbildung gekennzeichneten 3 Pfade (1: Kombination fest-flüssig; 2: nur Porenwasser; 3: nur Tonminerale); d: Porenraum;  $\sigma_{w1}$  und  $\sigma_{w2}$  sind die Leitfähigkeit des Elektrolyten in Pfad 1 bzw in Pfad 2;  $\sigma_{s1}$  und  $\sigma_{s3}$  sind die Leitfähigkeit der festen Phase in Pfad 1 bzw in Pfad 3.

Kombiniert man die drei parallelen Pfade, so gilt:

$$\sigma_o = \frac{a \cdot \sigma_{w1} \cdot \sigma_{s1}}{e \cdot \sigma_{w1} + (1 - e) \cdot \sigma_{s1}} + b \cdot \sigma_{w2} + c \cdot \sigma_{s3} \quad (2.24)$$

wobei:

$\sigma_{w1}$  = Leitfähigkeit des Elektrolyten in Pfad 1

$\sigma_{w2}$  = Leitfähigkeit des Elektrolyten in Pfad 2

$\sigma_{s1}$  = Leitfähigkeit der festen Phase in Pfad 1

$\sigma_{s3}$  = Leitfähigkeit der festen Phase in Pfad 3

Die Anteile  $a$ ,  $b$  und  $c$  (s. Abb. 2.19, rechts) sind die Anteile der drei parallelen Pfade,  $d$  ist der luftgefüllte Porenraum,  $e$  und  $(1 - e)$  sind die Anteile der festen bzw. flüssigen Phase beim Pfad 1.  $a$ ,  $b$  und  $c$  kann man ersetzen durch:  $V_{w1} = (1 - e) \cdot a$  = volumetrischer Anteil des Elektrolyten in Pfad 1,  $V_{w2} = b$  = volumetrischer Anteil des Elektrolyten in Pfad 2,  $V_{s1} = e \cdot a$  = volumetrischer Anteil der festen Phase in Pfad 1 und  $V_{s3} = c$  = volumetrischer Anteil der festen Phase in Pfad 3. Zur Vereinfachung des Modells wird der Pfad 3 vernachlässigt und  $\sigma_{s1} = \sigma_{s3} = \sigma_s$  und  $V_{s1} + V_{s3} = (1 - \phi)$  gesetzt. Die resultierende Formel lautet dann:

$$\sigma_o = \frac{(1 - \phi + V_{w1}) \cdot \sigma_{w1} \cdot \sigma_s}{(1 - \phi) \cdot \sigma_{w1} + V_{w1} \cdot \sigma_s} + V_{w2} \cdot \sigma_{w2} \quad (2.25)$$

Aus dieser Formel geht hervor, daß  $\sigma_o$  bei kleinen Salinitäten steiler ansteigt als bei großen, woraus die Krümmung der Kurve (Abb. 2.14) resultiert.

Die Leitfähigkeit der festen Phase  $\sigma_s$  (die Oberflächenleitfähigkeit der Tonminerale) wird empirisch aus dem prozentualen Tongehalt bestimmt:

$$\sigma_s[S/m] = 0.23 \cdot \text{Tongehalt} - 0.0021 \quad (2.26)$$

Als ein Sonderfall von 2.25 haben Mualem & Friedman (1991) eine einfache Relation aufgestellt, in der Porosität, Wassergehalt, Oberflächen- und Porenwasserleitfähigkeit mit der Leitfähigkeit des Sediments verknüpft sind.

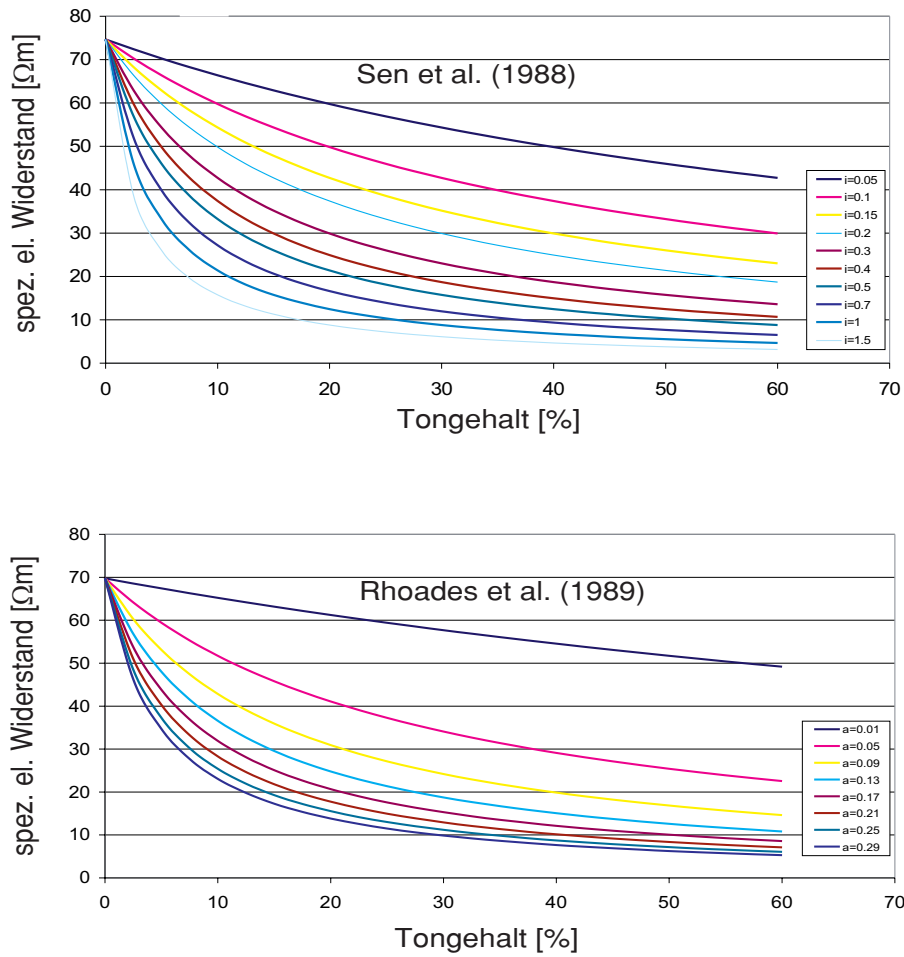
$$\sigma_o = \sigma_w \cdot \frac{\Theta^{2.5}}{\phi} + \sigma_s \quad \text{mit : } \Theta^k = S_w^n \cdot \phi^m \quad (2.27)$$

wobei:

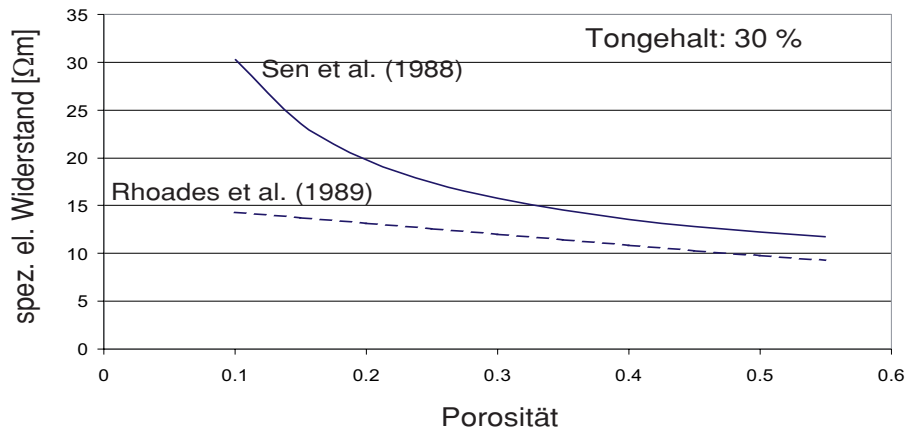
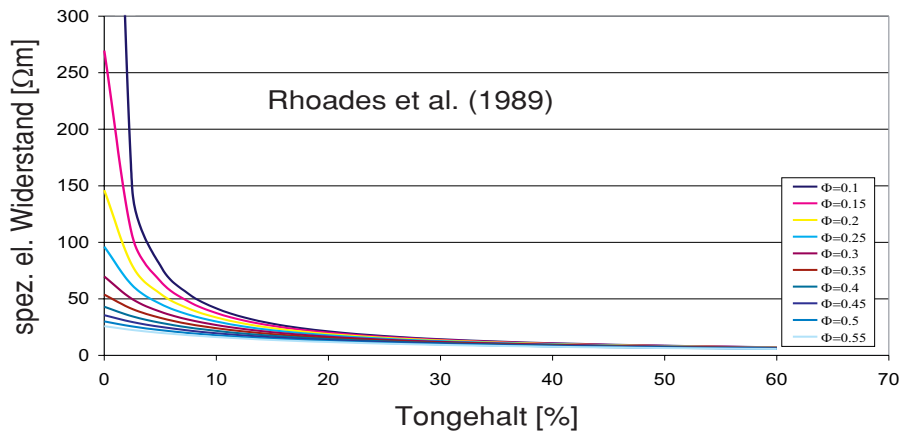
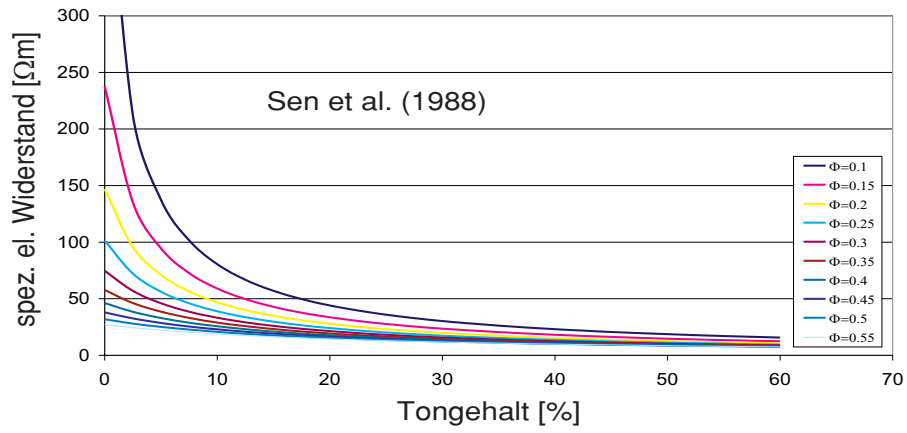
$\Theta$  = volumetrischer Wassergehalt

Zusammen mit 2.26 ergibt sich eine einfache Formel zur Berechnung der elektrischen Leitfähigkeit tonhaltigen Materials.

Ein Vergleich beider Formalismen zur Berechnung der elektrischen Leitfähigkeit tonhaltigen Materials ist in Abb. 2.20 gezeigt. Für beide Modelle wurde eine Porosität von 30% , eine elektrische Leitfähigkeit des Porenwassers von 0.06 S/m (ca. 15  $\Omega$ m), sowie vollständige Sättigung des Porenraums angenommen. Als Kurvenparameter wurde bei Sen et al. (1988) der Konversionsfaktor  $i$  von Tongehalt zu Kationenaustauschkapazität und bei Rhoades et al. (1989) der Konversionsfaktor  $a$  von Tongehalt zu Oberflächenleitfähigkeit gewählt. Beide Kurven zeigen einen ähnlichen Verlauf. Durch geeignete Wahl der Konversionsfaktoren, z.B.  $i=1.2$  (bei  $m=1.8$ ) und  $a=0.23$  sind die Widerstands-Tongehaltskurven nahezu deckungsgleich. Unterschiede ergeben sich, wenn systematisch die Parameter - Porosität, Leitfähigkeit des Porenwassers und Sättigungsgrad - variiert werden. Bei einem Tongehalt von 30% zeigt sich, daß die Kurve nach Sen et al. (1988) erheblich sensibler auf die Variation der o.a. Parameter reagiert, als die Kurve nach Rhoades et al. (1989) (Abb. 2.21, Abb. 2.22 und Abb. 2.23). Dieses ist dadurch zu erklären, daß Porosität, Leitfähigkeit des Porenwassers und Sättigungsgrad bei Rhoades et al. (1989) im ersten Term der Gleichung (2.25) auftreten, der der elektrischen Leitfähigkeit nach dem Gesetz von Archie (1942) entspricht (elektrische Leitfähigkeit des Porenwassers). Bei dem hier angenommenen Tongehalt von 30% tritt dieser Leitfähigkeitsbeitrag gegenüber der elektrischen Leitfähigkeit der Tonminerale zurück. Eine Sensitivität gegenüber den o.a. Parametern tritt demnach erst bei sehr geringen Tongehalten auf.



**Abb. 2.20:** Vergleich der Formalismen von Sen et al. (1988) und Rhoades et al. (1989) bei Variation des Konversionsfaktors.



**Abb. 2.21:** Vergleich der Formalismen von Sen et al. (1988) und Rhoades et al. (1989) bei Variation der Porosität.



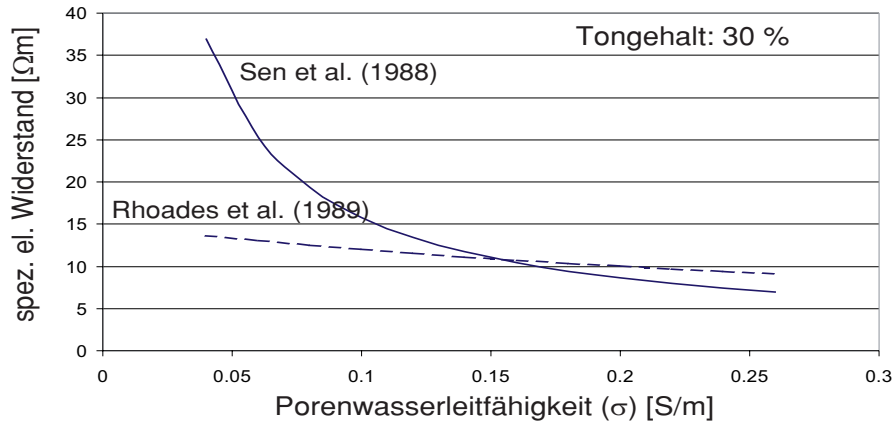
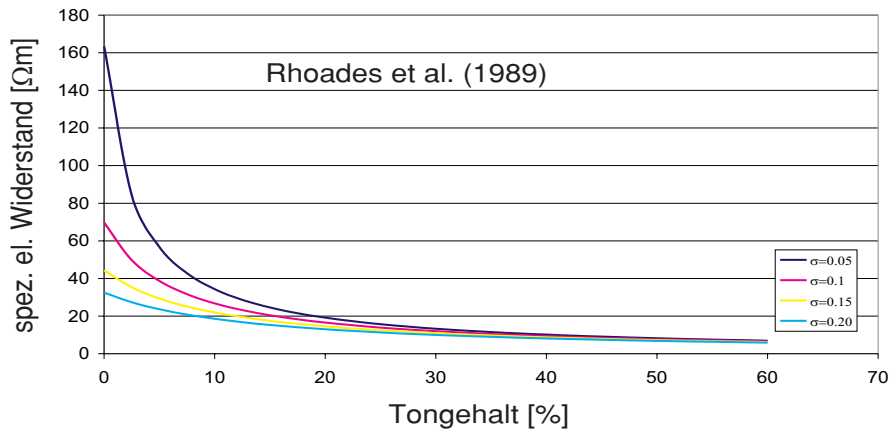
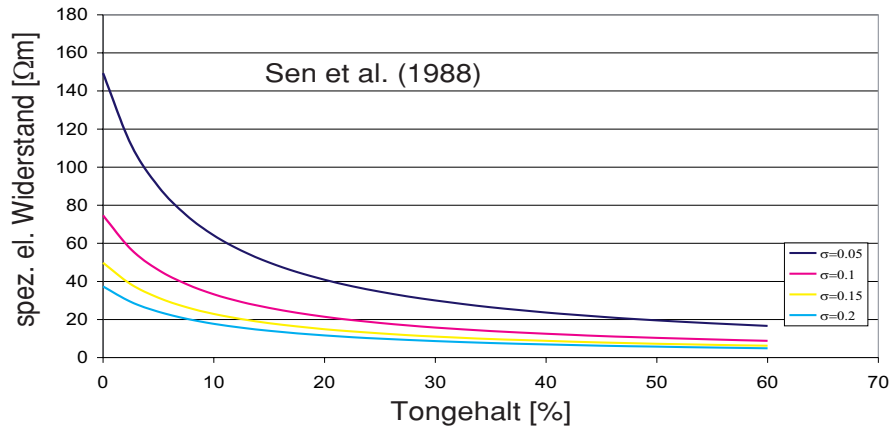
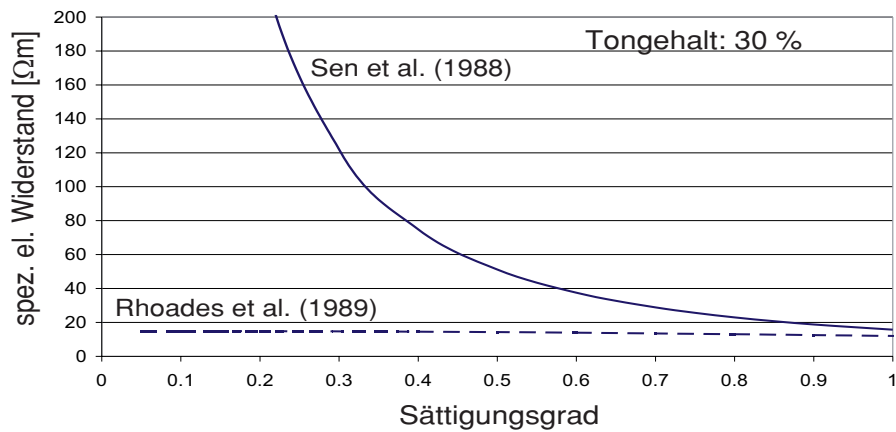
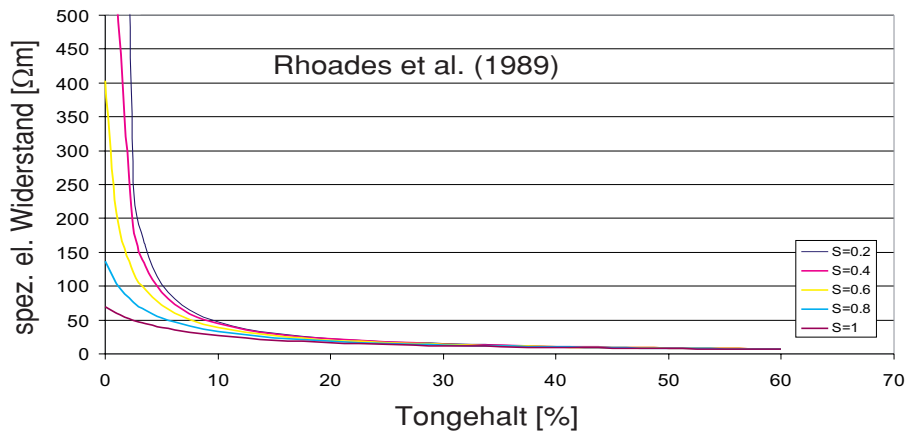
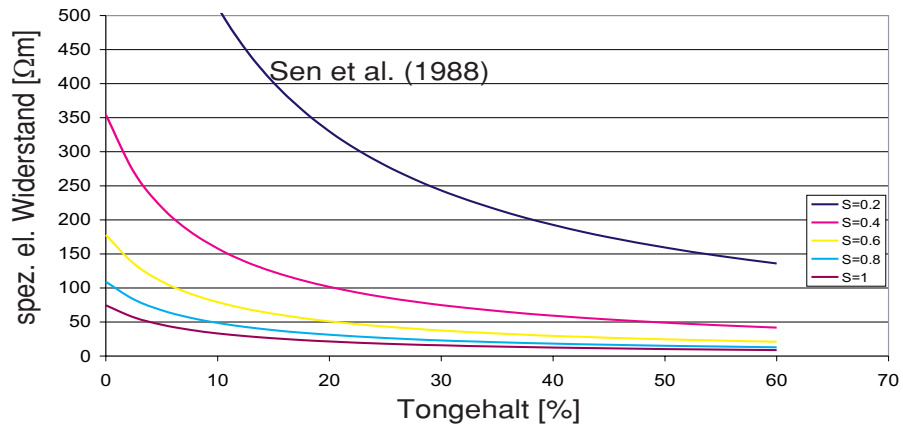


Abb. 2.22: Vergleich der Formalismen von Sen et al. (1988) und Rhoades et al. (1989) bei Variation der Porenwasserleitfähigkeit.



**Abb. 2.23:** Vergleich der Formalismen von Sen et al. (1988) und Rhoades et al. (1989) bei Variation des Sättigungsgrads.

### 2.3.2 Seismische Geschwindigkeiten

Der Einfluß von Porosität und Tongehalt auf die seismischen Geschwindigkeiten ist von vielen Autoren untersucht worden. Dabei ergab sich eine Verringerung der seismischen Geschwindigkeiten mit zunehmendem Tongehalt. Ein einfacher Zusammenhang zwischen seismischer Geschwindigkeit, Tongehalt und Porosität läßt sich wie folgt definieren:

$$V_{seis} = a - b \cdot \phi - c \cdot C \quad (2.28)$$

wobei:

a, b, c = Konstanten

$V_{seis}$  = seismische Geschwindigkeit

$\phi$  = Porosität

$C$  = Tongehalt

Einige konkrete Beispiele unterschiedlicher Autoren für Sandsteine und Geschiebemergel zeigt die Tab. 2.4, wo auch abzulesen ist, daß die geschwindigkeitsreduzierende Wirkung der Porosität bei Sandsteinen etwa doppelt und bei dem Geschiebemergel sogar dreifach so groß wie die des Tongehalts ist.

Hübner (1985) hat anhand von Meßwerten an drei Lokationen Norddeutschlands lokationsabhängige Zusammenhänge zwischen  $V_p$  bzw.  $V_s$  und dem Ton- und Schluffgehalt gefunden. Dabei ergab sich, daß  $V_s$  weniger sensibel auf die Änderungen des Tongehalts reagiert als  $V_p$  (Abb. 2.24).

In diesem Zusammenhang ergibt sich die Frage, ob Tongehalt und Porosität unabhängige Größen sind oder miteinander verknüpft sein können. Marion et al. (1992) haben hierzu Laboruntersuchungen durchgeführt, bei denen an einem synthetischen Sand-Tongemisch die seismischen Geschwindigkeiten in Abhängigkeit vom Tongehalt bestimmt wurden. Für P-Wellen wurde bei etwa 20% Tongehalt ein Geschwindigkeitsmaximum beobachtet. Die Lage des Geschwindigkeitsmaximums wird bei höheren Umgebungsdrücken zu höheren Tongehalten hin verschoben (Abb. 2.26). Als Grund für dieses Geschwindigkeitsverhalten wurde nachgewiesen, daß sich bei einem Tongehalt bei etwa 20% ein Porositätsminimum ergibt. Tongehalt und Porosität eines tonhaltigen Sedimentes können also miteinander verknüpfte Eigenschaften darstellen (Abb. 2.27).

Dieses Porositätsverhalten des Sand-Tongemisches kann anhand Abb. 2.25 erklärt werden:

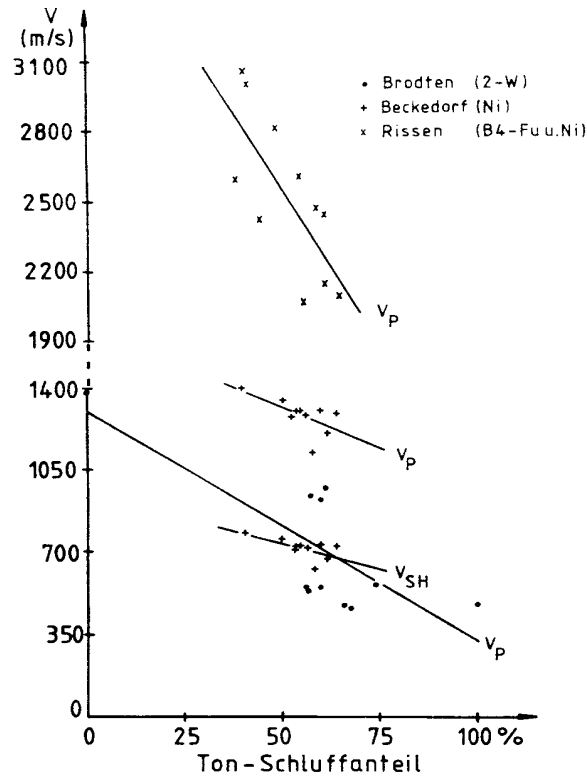
- bei geringem Tongehalt liegen die Tonpartikel im Porenraum zwischen den Sandkörnern und verringern die Porosität, eine Zunahme des Tongehalts ist also mit einer Abnahme der Porosität verknüpft;
- bei einem bestimmten Tongehalt ist der gesamte Porenraum mit Tonpartikeln gefüllt, dieses entspricht dem Porositätsminimum;

**Tab. 2.4:** Einfluß von Porosität  $\phi$  und Tongehalt  $C$  auf die seismischen Geschwindigkeiten als Ergebnis von Laboruntersuchungen bei einem hydrostatischen Druck von 40 MPa. Die Formel gelten bei Han et al. (1986) für  $\phi = 0.02 - 0.3$  und für  $C = 0 - 0.5$ ; bei Klimentos (1991) für  $\phi = 0.02 - 0.36$  und für  $C = 0 - 0.3$ ; bei Kowallis et al. (1984) für  $\phi = 0.15 - 0.3$  und für  $C = 0.03 - 0.15$  und bei Hübner (1985) für  $\phi = 0.25 - 0.4$  und für  $C > 0.3$ .

<i>gesättigter Sandstein</i>	
Han et al. (1986)	$V_P[km/s] = 5.59 - 6.93 \cdot \phi - 2.18 \cdot C$ $V_S[km/s] = 3.57 - 4.91 \cdot \phi - 1.89 \cdot C$
Klimentos (1991)	$V_P[km/s] = 5.87 - 6.99 \cdot \phi - 3.33 \cdot C$
<i>trockener Sandstein</i>	
Kowallis et al. (1984)	$V_P[km/s] = 5.60 - 9.24 \cdot \phi - 5.70 \cdot C$
<i>gesättigter Geschiebemergel</i>	
Hübner (1985)	$V_P[km/s] = 1.672 - 2.4 \cdot \phi - 0.7 \cdot C$ $V_S[km/s] = 0.953 - 1.4 \cdot \phi - 0.4 \cdot C$

- eine weitere Zunahme des Tongehalts führt zu einer Erhöhung der Porosität bis die hohe Porosität des Tons (Abb. 2.3) erreicht ist.

Die in Abb. 2.27 gezeigte Porositäts-Tongehaltsrelation wurde im Labor an synthetischen Proben gewonnen. In der Realität wird die Lage des Porositätsminimums von der Korngrößenverteilung der Sand- und Tonfraktion abhängen, so daß andere Porositäts-Tongehaltsrelationen möglich sind. Ein Beispiel dazu zeigt Abb. 2.28. Dort werden die Ergebnisse einer geophysikalischen Bohrlochvermessung aus dem östlichen Schleswig-Holstein für den Tiefenbereich einer durchteuften Geschiebemergellage dargestellt. Die Ergebnisse von Widerstands-, Gamma- und Neutron-Neutronlog wurden so kombiniert, daß eine Darstellung der volumetrischen Anteile von Ton, Sand und Porenraum möglich wurde. Daraus läßt sich die in Abb. 2.28 dargestellte Tongehalts-Porositätsrelation ableiten. Für den beobachteten Tongehaltsbereich von 35 - 55% ergibt sich eine klare Abnahme der Porosität mit zunehmendem Tongehalt. Da der Abfall der Kurve im Bereich von 35 bis 45% Tongehalt steiler erfolgt als im Bereich 50 bis 55% kann vermutet werden, daß wie von Marion et al. beobachtet, mit weiter zunehmendem Tongehalt ein Anstieg der Porosität erfolgen würde. Bei der Bewertung dieser Ergebnisse muß allerdings berücksichtigt werden, daß die Vermes-



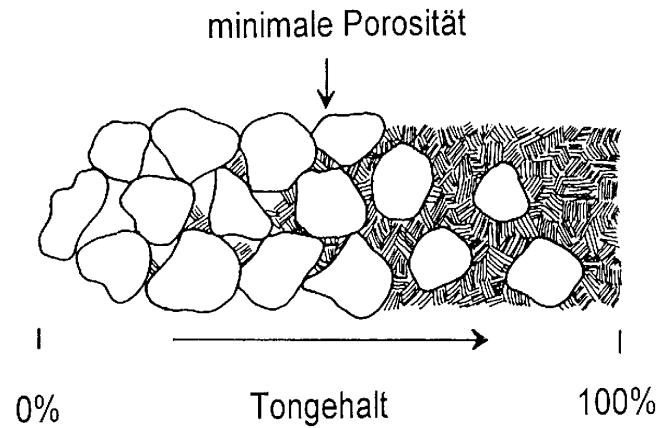
**Abb. 2.24:**  $V_P$  und  $V_{SH}$  im Geschiebemergel als Funktion des Ton- und Schluffgehalts für Bohrloch- und Aufschlußmessungen (Hübner, 1985).

sung in einem Tiefenbereich von 80 bis 100 m bei entsprechendem lithostatischen Druck erfolgte. Eine Übertragung der hier gewonnenen Tongehalts-Porositätsrelation an die Bedingung des oberflächennahen Bereichs ist daher nicht ohne weiteres möglich. Es bleibt aber festzuhalten, daß deutlich andere Tongehalts-Porositätsrelationen auftreten können, als von Marion et al. (1992) beobachtet wurde. Die Anwendung seismischer Verfahren bei der Ableitung des Tongehalts hat den Vorteil, daß bei den Ergebnissen die Leitfähigkeit des Porenwassers keine Rolle spielt. Es muß aber die Relation zwischen Tongehalt und Porosität bekannt sein.

### 2.3.3 Dielektrizitätskonstante

Die Dielektrizitätskonstante ( $\varepsilon$ ) bestimmt die in einem Medium durch die elektrische Feldstärke ( $E$ ) hervorgerufene dielektrische Verschiebung ( $D$ ) und damit spiegelt sie die Polarisierungseigenschaften des Materials wider.

$$D = \varepsilon E \quad (2.29)$$



**Abb. 2.25:** Sand-Tongemisch mit zunehmendem Tongehalt (nach Marion et al. (1992)).

Die Dielektrizitätskonstante wird meist als Produkt angegeben:

$$\varepsilon = \varepsilon_o \varepsilon_r \quad (2.30)$$

Dabei ist  $\varepsilon_o = 8.8542 \cdot 10^{-12} \text{As/Vm}$ , die *elektrische Feldkonstante* (Dielektrizitätskonstante des Vakuums) und  $\varepsilon_r$  die *relative Dielektrizitätskonstante* (dimensionslos). Die relative Dielektrizitätskonstante bestimmt die Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnetischer Wellen. Wobei als Näherung für verlustfreie Medien gilt:

$$v \approx \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (2.31)$$

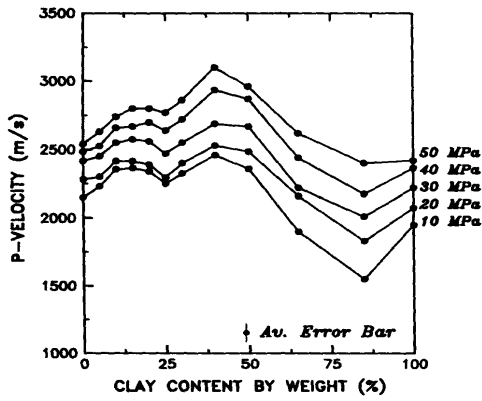
wobei:

$c$  = Vakuumlichtgeschwindigkeit

Die Dielektrizitätskonstante ist der wichtigste Parameter für Bodenradarmessungen. In Tab. 2.5 (Davis & Annan (1989) und Knödel et al. (1997)) sind charakteristische Werte für die relative Dielektrizitätskonstante  $\varepsilon_r$ , die Leitfähigkeit  $\sigma$  und die Ausbreitungsgeschwindigkeit in verschiedenen Medien ausgeführt. Abb. 2.29 zeigt Erfahrungswerte für Dielektrizitätskonstante und Ausbreitungsgeschwindigkeiten in unterschiedlichen Untergrundmaterialien.

Aufgrund der hohen Dielektrizitätskonstante des Wassers ( $\varepsilon_r = 81$ ) wird die Dielektrizitätskonstante eines Sediments überwiegend vom Wassergehalt bestimmt. Daher haben die Porosität und der Sättigungsgrad einen großen Einfluß auf die Dielektrizitätskonstante eines Gesteins. Dieser Einfluß ist in der Abb. 2.31 skizziert. Die Kurven wurden nach einem reinen Mischungsgesetz (Schön, 1983) berechnet:

a)



b)

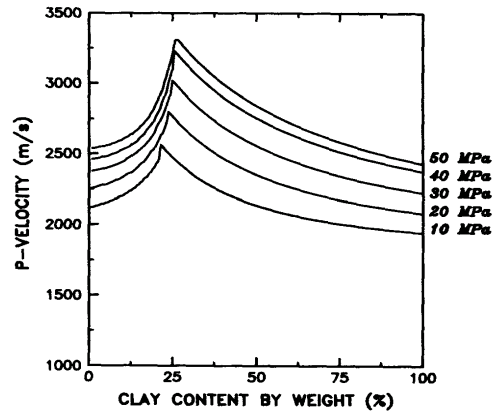
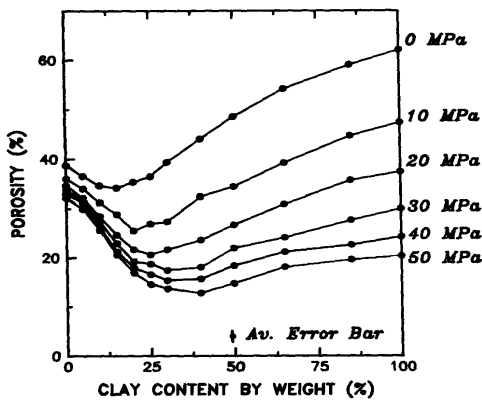


Abb. 2.26: Abhängigkeit der P-Wellengeschwindigkeit eines Sand-Tongemisches vom Tongehalt. a) Laborergebnisse (als Grund für das Geschwindigkeitsminimum bei einem Tongehalt von 85% wird von den Autoren ein systematischer Meßfehler angenommen), b) modellierter Zusammenhang (Marion et al., 1992).

a)



b)

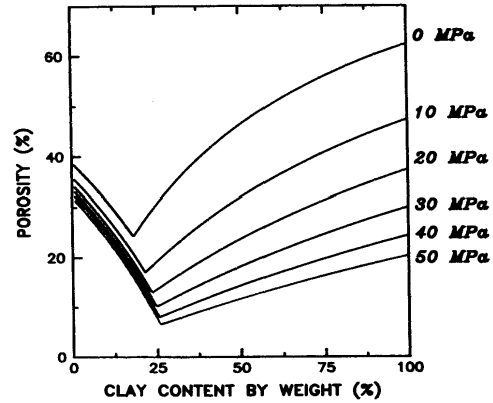
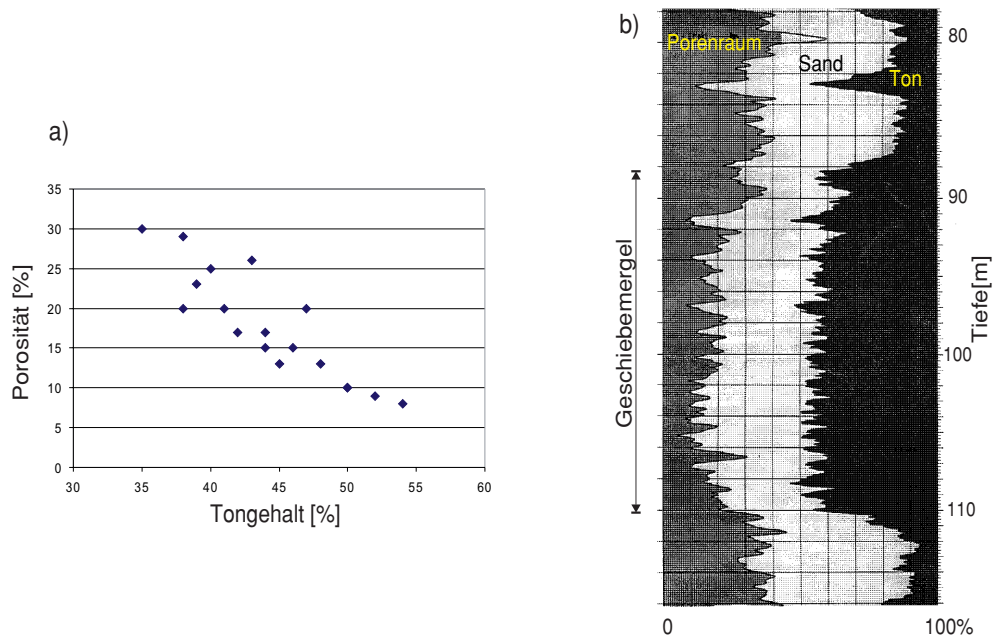


Abb. 2.27: Abhängigkeit der Porosität eines Sand-Tongemisches vom Tongehalt. a) Laborergebnisse, b) modellierter Zusammenhang (Marion et al., 1992).



**Abb. 2.28:** a) Porosität-Ton Paare in der Geschiebemergellage aus den in b) dargestellten Bohrlochmessungen.

$$\varepsilon = \phi \cdot S_W \cdot \varepsilon_W + \phi \cdot (1 - S_W) \cdot \varepsilon_L + (1 - \phi) \cdot \varepsilon_M \quad (2.32)$$

wobei:

$\varepsilon_M$  = Dielektrizitätskonstante der Gesteinsmatrix

$\varepsilon_W$  = Dielektrizitätskonstante des Porenwassers

$\varepsilon_L$  = Dielektrizitätskonstante der Porenluft

In Abb. 2.31 ist deutlich zu sehen, daß die Dielektrizitätskonstante bei trockenen Poren mit zunehmender Porosität abnimmt und bei gesättigten Poren zunimmt. Diese ausgeprägte Sensitivität gegenüber der Wassergehaltsveränderung macht Bodenradar zu einem sehr wichtigen Verfahren bei hydrogeologischen Fragestellungen. Das Eindringvermögen des Bodenradars unterhalb des Grundwasserspiegels ist allerdings begrenzt.

Das Mischungsgesetz 2.32 läßt sich auf tonhaltiges Material erweitern, allerdings muß die Dielektrizitätskonstante der jeweiligen Tonminerale bekannt sein. Die Erfahrung zeigt bei Moränenmaterial einen starken Anstieg der Dielektrizitätskonstante mit steigendem Tongehalt, was aber auf den hohen Wassergehalt des tonhaltigen Materials zurückgeführt werden kann.

Nach Abb. 2.30 wären Bodenradarmessungen zur Bestimmung der Dielektrizitätskonstante ein geeignetes Verfahren zur Abschätzung des Tongehaltes. Die hohe elektrische Leitfähig-



**Tab. 2.5:** Dielektrizitätskonstante, Leitfähigkeit und Geschwindigkeit einiger Materialien bei 100 MHz (nach Davis & Annan (1989) und Knödel et al. (1997))

Material	$\epsilon_r$ (-)	$\sigma$ (mS/m)	$v$ (m/ns)
Luft	1	0	0.2998
Aqua dest.	80	0.01	0.033
Süßwasser	80	0.5	0.033
Meerwasser	80	30 000	0.01
trockener Sand	3 - 5	0.01	0.15
gesättigter Sand	20 - 30	0.1 - 1	0.06
Schluff	5 - 30	1 - 100	0.07
Ton	5 - 40	2 - 1 000	0.06
Kalkstein	4 - 8	0.5 - 2	0.12
Schiefer	5 - 15	1 - 100	0.09
Granit	6	0.01 - 1	0.12

keit des tonhaltigen Materials führt aber zu einer hohen Absorption elektromagnetischer Wellen und begrenzt damit das Eindringvermögen des Bodenradars. Nach Annan (1992) läßt sich die Eindringtiefe mit einer Faustregel grob abschätzen:

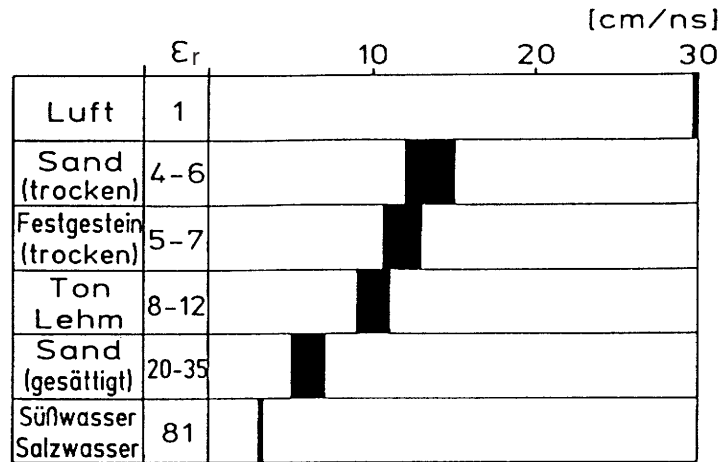
$$\text{Eindringtiefe [m]} = \text{spezifischer elektrischer Widerstand } [\Omega\text{m}] / 30$$

Eine Eindringtiefenabschätzung laut dieser Faustregel für unterschiedliche Untergrundmaterialien zeigt Abb. 2.32. Nach dieser ergibt sich lediglich in trockenem Bereich eine ausreichende Eindringtiefe, insbesondere tonige Deckschichten können mit dem Bodenradar kaum erfaßt werden. Hierbei sind die Meßfrequenzen sowie die abgestrahlte Leistung der jeweiligen Antennen nicht berücksichtigt. Aufgrund fortschreitender technischen Verbesserungen sind heute vereinzelt größere Eindringtiefen realisierbar.

### 2.3.4 Natürliche $\gamma$ -Aktivität

Bei der Bohrlochgeophysik erfolgt die Abschätzung des Tongehaltes des durchteuften Materials durch Messung der natürlichen  $\gamma$ -Aktivität. Die meisten der in Gesteinen vorkommenden radioaktiven Isotope gehören einer der folgenden Zerfallsreihen an:

- *Uranium - Radium-Reihe* (Muttersubstanz  $^{238}\text{U}$ ; Endsubstanz  $^{206}\text{Pb}$ )
- *Uranium - Actinium-Reihe* (Muttersubstanz  $^{235}\text{U}$ ; Endsubstanz  $^{207}\text{Pb}$ )
- *Thorium-Reihe* (Muttersubstanz  $^{232}\text{Th}$ ; Endsubstanz  $^{208}\text{Pb}$ )



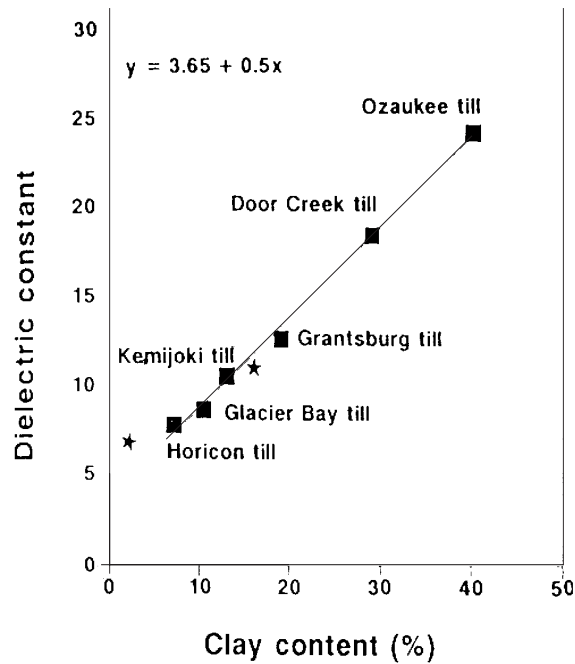
**Abb. 2.29:** Beispiele für relative Dielektrizitätskonstanten und Ausbreitungsgeschwindigkeiten elektromagnetischer Wellen in unterschiedlichen Untergrundmaterialien (Kirsch, 1995b).

Mit den durch  $\alpha$ - und  $\beta$ -Zerfall verbundenen Umwandlungen wird innerhalb dieser Zerfallsreihe  $\gamma$ -Strahlung unterschiedlicher Energie emittiert. Die natürliche  $\gamma$ -Aktivität der Gesteine wird durch deren Gehalt an radioaktiver Substanz, d.h. insbesondere an Uran, Thorium und Kalium, und durch die spezifische Radioaktivität dieser Elemente bestimmt. Abb. 2.33 zeigt die mittleren Wertebereiche der  $\gamma$ -Aktivität verschiedener Gesteinsgruppen. Aus ihr lassen sich folgende Regeln ableiten:

1. da bei den magmatischen Gesteinen die radioaktiven Elemente vorrangig an die *saueren* Bestandteile gebunden sind, nimmt die Aktivität von den *saueren* zu den *basischen* Gesteinen ab;
2. da die *pelitischen* Bestandteile (Korndurchmesser  $< 0.02$  mm) durch die erhöhte Adsorption des Urans und Thoriums an den Tonpartikeln, durch ihren Gehalt an kaliumreichen Mineralien und durch die besonderen Ausfällungsbedingungen bei der Sedimentation Hauptträger der Radioaktivität sind, nimmt die Aktivität mit dem Tongehalt zu. Dabei besitzen „dunkle Gesteine“ (bituminöse Tone und Tonschiefer) organischer Kolloide die höchste Aktivität (Schön, 1983).

Im Gegensatz zum Kalium, das einige Schichtsilikate wie z.B. Illit ( $K_{1-1.5}Al_4[Si_{7-6.5}Al_{1-1.5}O_{20}(OH)_4]nH_2O$ ) oder Muskovit ( $KAl_2[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$ ) selbst enthalten, kommen Uran und Thorium nicht so häufig vor. Weil aber beide Schwermetalle sich in der Tonfraktion bevorzugt anreichern, kann man die  $\gamma$ -Aktivität als Maß des Tongehalts betrachten:

$$C [\%] = k \cdot I_{i,\gamma} + I_b \quad (2.33)$$



**Abb. 2.30:** Dielektrizitätskonstante von Geschiebemergel (Till) in Abhängigkeit vom Tongehalt an Proben aus Wisconsin/USA (Sutinen, 1992).

wobei:

$C$  = Tongehalt (Gewichtprozent)

$I_{i\gamma}$  = Intensität der in dem Medium gemessenen  $\gamma$ -Strahlung

$I_b$  = Intensität der Hintergrundstrahlung

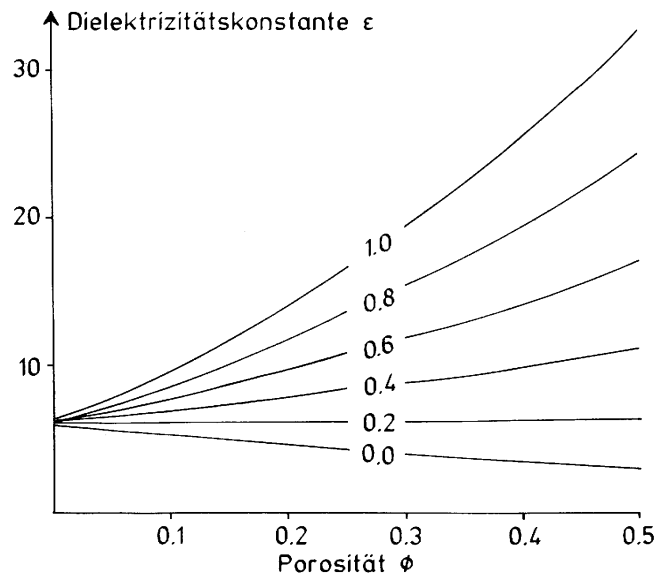
$k$  = empirisch bestimmbare Konstante

In Abb. 2.34 wird ein empirischer Zusammenhang nach Dachnov (1975) zwischen  $\gamma$ -Aktivität und Tongehalt der Gesteine dargestellt.

Die Ableitung des Tongehalts aus der natürlichen  $\gamma$ -Aktivität ist ein bewährtes Verfahren der Bohrlochgeophysik. Die kurze Reichweite der  $\gamma$ -Strahlen lassen jedoch einen Einsatz dieses Verfahrens von der Erdoberfläche nicht zu.

### 2.3.5 Zur Sensitivität der geophysikalischen Parameter gegenüber dem Tongehalt

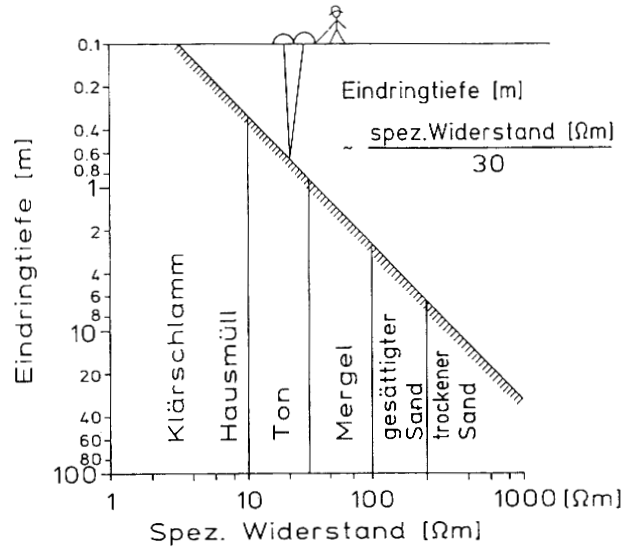
Der Einfluß des Tongehalts auf die hier betrachteten geophysikalischen Parameter ist zusammenfassend in Abb. 2.35 dargestellt. Hierbei erfolgte die Berechnung des spezifischen



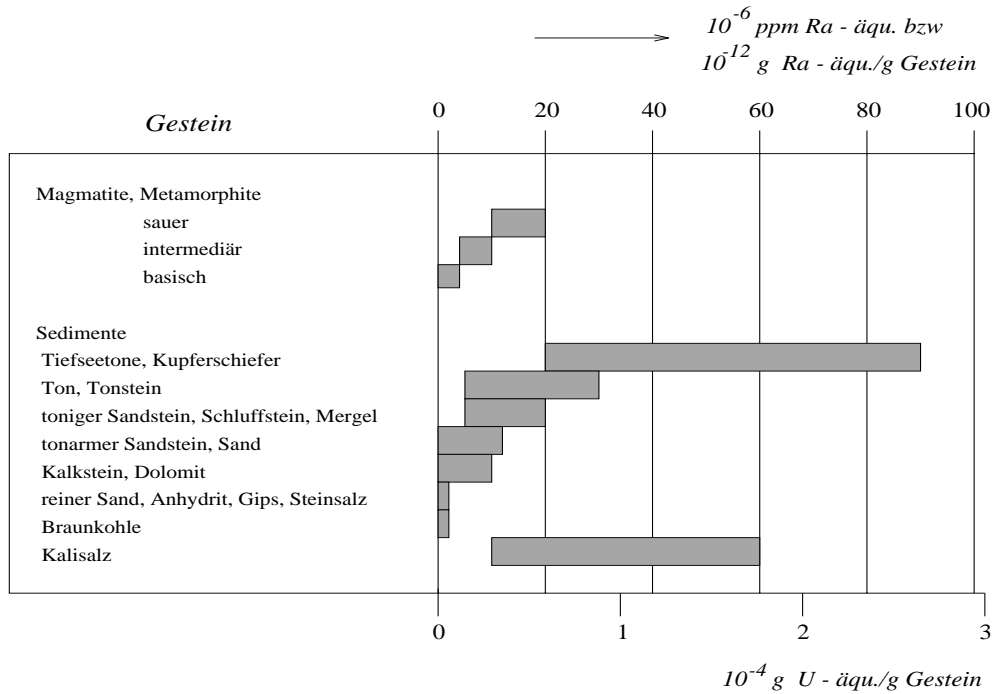
**Abb. 2.31:** Porositätsabhängigkeit der Dielektrizitätskonstanten für unterschiedliche Sättigungsgrade, die Berechnung erfolgte nach Formel 2.32, als Dielektrizitätskonstante für die Gesteinsmatrix wurde  $\epsilon_M=6$  angenommen (Kirsch, 1999).

elektrischen Widerstandes nach Sen et al. (1988) und der seismischen P-Wellengeschwindigkeit nach Marion et al. (1992). Für die seismische S-Wellengeschwindigkeit wurde bereits in Abb. 2.24 und in der Tab. 2.4 gezeigt, daß sie auf die Tongehaltsänderung weniger sensibel als die P-Wellengeschwindigkeit reagiert. Die Werte der Dielektrizitätskonstanten wurden der Arbeit von Sutinen (1992) (Abb. 2.30) entnommen. Zur besseren Vergleichbarkeit werden hier die Absolutwerte der relativen Änderung betrachtet, obwohl die Dielektrizitätskonstante mit ansteigendem Tongehalt zunimmt, während der spezifische Widerstand abnimmt.

Aufgrund der Tongehalts-Porositätsrelation bei Marion et al. (1992) zeigt die relative Änderung der seismischen Geschwindigkeit mehrere Extrema, während die relative Änderung von Dielektrizitätskonstante und spezifischen elektrischen Widerstand einen stetigen Verlauf zeigen. Die größte Sensitivität mit der Änderung des Tongehaltes zeigt die Dielektrizitätskonstante, aber aufgrund der hohen Absorption von elektromagnetischen Wellen in tonhaltigem und damit elektrisch gut leitfähigem Material ist ein Einsatz von Bodenradar zur flächendeckenden Ermittlung der Dielektrizitätskonstanten bei gegenwärtigen Stand der Technik nicht durchführbar. Der praktikabelste Weg zur Bestimmung des Tongehaltes ist eine Ableitung über den spezifischen elektrischen Widerstand.



**Abb. 2.32:** Richtwerte für Eindringtiefe des Radarsignals in Abhängigkeit vom spezifischen elektrischen Widerstand, abgeschätzt nach der Faustformel von Annan (1992) (Kirsch, 1995b).



**Abb. 2.33:** Mittlerer Wertebereich der natürlichen  $\gamma$ -Aktivität von Gesteinen nach Schön (1983).

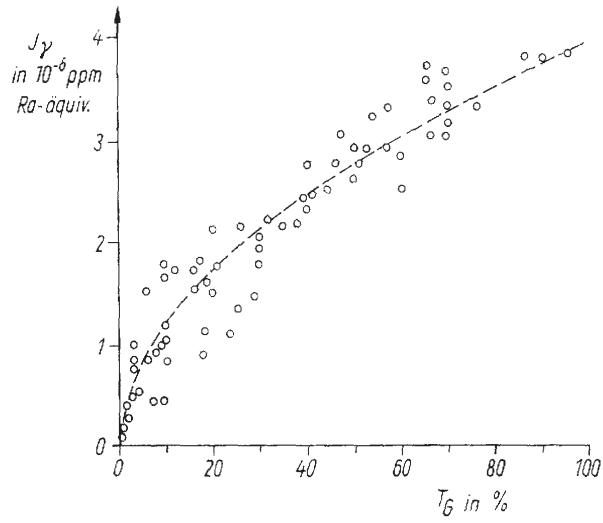


Abb. 2.34:  $\gamma$ -Aktivität als Funktion des Tongehalts (Dachnov, 1975).

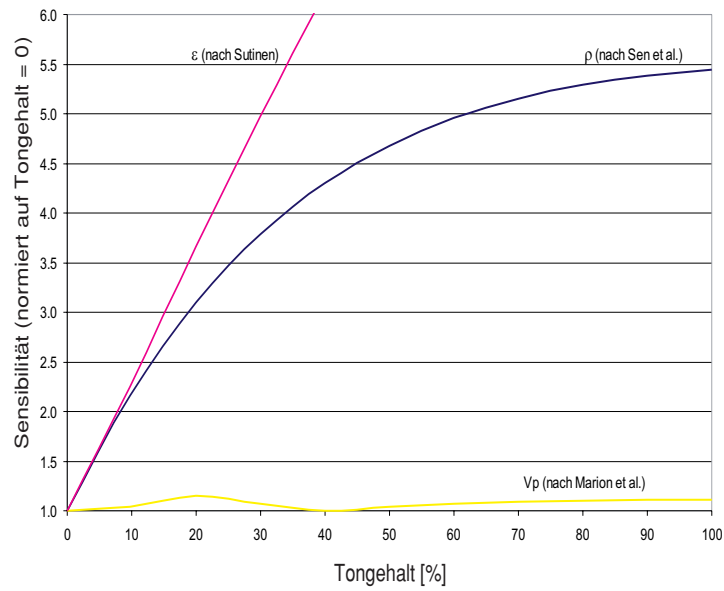


Abb. 2.35: Relative Änderung der  $V_p$  Geschwindigkeit, des spezifischen elektrischen Widerstands ( $\rho$ ) und der Dielektrizitätskonstante ( $\epsilon$ ) mit zunehmendem Tongehalt.

# Kapitel 3

## Abschätzung des Tongehalts aus dem spezifischen elektrischen Widerstand

Nachdem in Kapitel 2 gezeigt wurde, daß der spezifische elektrische Widerstand theoretisch geeignet ist den Tongehalt und damit die hydraulische Durchlässigkeit in oberflächennahen Sedimenten abzuschätzen, soll nun untersucht werden, ob sich die Theorie in die Praxis umsetzen läßt.

Wie im Abschnitt 2.3.1 gezeigt wurde, wird der spezifische elektrische Widerstand eines tonhaltigen Sediments von einer Anzahl petrophysikalischer Parameter bestimmt. Dazu zählen, je nach gewähltem theoretischem Ansatz, die Kationenaustauschkapazität oder die Oberflächenleitfähigkeit der Tonminerale, die Porosität, die elektrische Leitfähigkeit des Porenwassers, der Sättigungsgrad der Poren sowie einige empirische Konstanten wie z.B. der Porositätsexponent nach Archie (1942). Der Tongehalt selber geht nur als relatives Maß für die Kationenaustauschkapazität bzw. die Oberflächenleitfähigkeit in die Formeln zur Berechnung des spezifischen elektrischen Widerstands ein.

Das Verhältnis von Tongehalt und Kationenaustauschkapazität bzw. Oberflächenleitfähigkeit hängt von der Mineralzusammensetzung der Tone ab und ist daher für jedes Meßgebiet unterschiedlich. Es ist deshalb in jedem Fall erforderlich, dieses Verhältnis anhand von Bohrergebnissen zu bestimmen. Aus diesem Grunde kann der im Gelände gemessene spezifische elektrische Widerstand nicht als absolutes Maß für den Tongehalt verwendet werden. Vielmehr sollen die geoelektrischen Messungen eine Interpolation der an Bohrungen gewonnenen Tongehalte ermöglichen und so eine flächenhafte Darstellung der hydraulischen Durchlässigkeit im Meßgebiet liefern.

In diesem Kapitel wird daher der folgende Weg beschritten: An Lokationen mit bekanntem Tongehalt werden geoelektrische Messungen durchgeführt und der so bestimmte spezifische elektrische Widerstand in Relation zum Tongehalt gesetzt. An diese Tongehalts-Widerstandsrelation werden Modellkurven, wie sie im Abschnitt 2.3.1 diskutiert wur-

den, angepaßt. Dabei werden als Kurvenparameter die Konversionsfaktoren von Tongehalt zu Kationenaustauschkapazität ( $i$ ) bzw. von Tongehalt zu Oberflächenleitfähigkeit ( $a$ ) gewählt. Für alle anderen petrophysikalischen Parameter werden plausible Annahmen gemacht d.h. sie werden entweder als konstant angenommen oder mit dem Tongehalt direkt verknüpft.

Die Messungen gelten als Test dafür, ob derartige Annahmen tatsächlich gemacht werden können oder ob die Streuung der als konstant angenommenen Parameter in der Realität so stark ist, daß keine Widerstands-Tongehaltsrelation aufgestellt werden kann. Wäre letzteres der Fall, dann sind laterale Änderungen des spezifischen elektrischen Widerstands nicht allein auf Änderung des Tongehalts zurückzuführen. Der spezifische elektrische Widerstand könnte somit nicht als relatives Maß für den Tongehalt gelten.

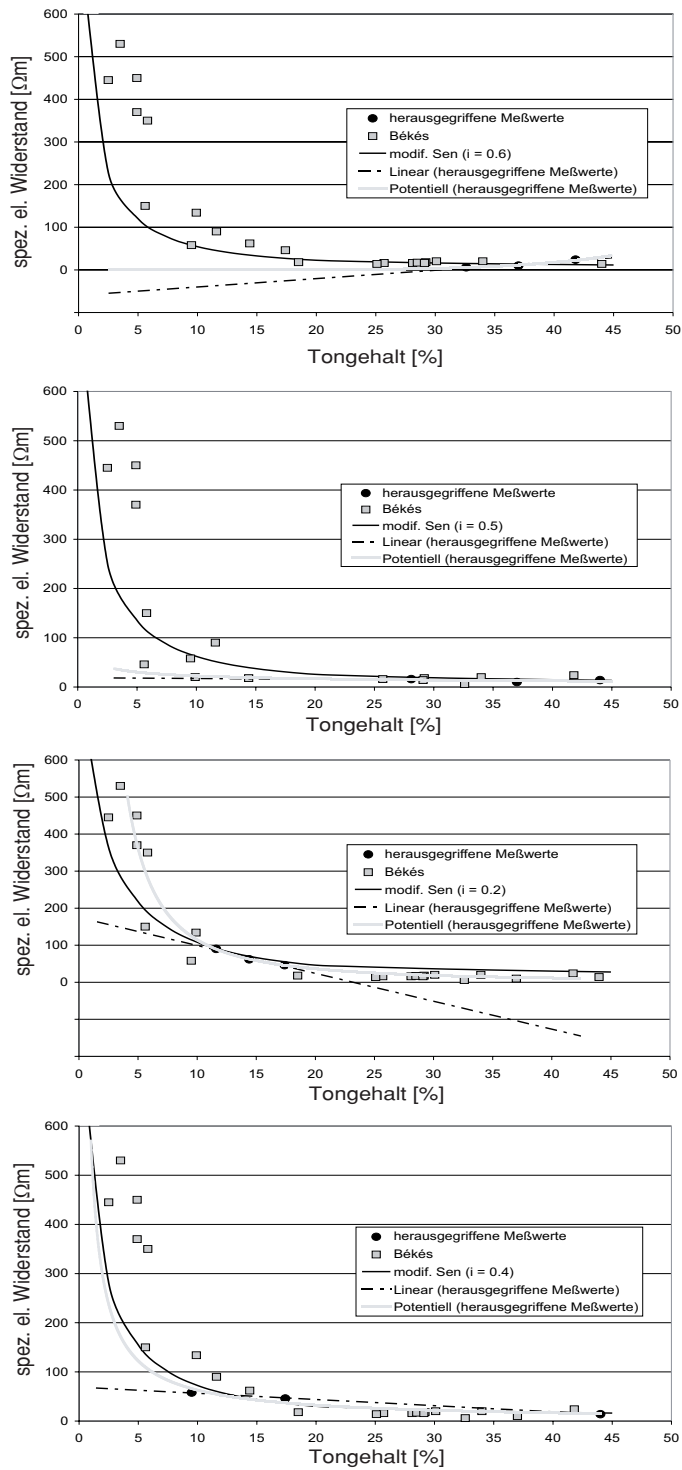
Tatsächlich ließ sich aber in den untersuchten Meßgebieten eine klare Abhängigkeit des spezifischen elektrischen Widerstands vom Tongehalt feststellen. Auf den ersten Blick erscheint es als einfachste Lösung, an die Meßwerte eine Regressionsgerade oder ein Polynom anzupassen. Der Grund, warum hier der umständlicher erscheinende Weg der Ableitung einer physikalischen Funktion gewählt wurde, liegt darin, daß in der Praxis nur wenige Bohrerergebnisse zur Kalibrierung zur Verfügung stehen. Das Problem wird in Abb. 3.1 veranschaulicht. Hier sind die in dem ungarischen Meßgebiet Békés bestimmten Widerstands- und Tongehaltswerte dargestellt. Aus diesen werden jetzt drei Werte willkürlich herausgegriffen (schwarze Punkte in Abb. 3.1) und es wird angenommen, daß diese die einzigen Lokationen seien, an denen sowohl Widerstands- als auch Tongehaltswerte vorliegen und anhand derer eine Kalibrierung der übrigen Widerstandswerte (graue Quadrate in Abb. 3.1) zur Ableitung des Tongehalts vorgenommen werden soll. An diese drei Werte wurde eine modifizierte Modellkurve nach Sen et al. (1988), eine Potenzfunktion sowie eine Regressionsgerade angepaßt. Dieses Vorgehen wurde insgesamt viermal mit jeweils unterschiedlichen, zufällig herausgegriffenen Meßwerten (Tongehalt > 10%) wiederholt, um ein repräsentatives Ergebnis zu bekommen. Aus diesen Berechnungen geht hervor, daß obwohl die Potenzfunktion in manchen Fällen eine gute Anpassung geben kann, allgemein jedoch sowohl durch die lineare als auch durch die potenzielle Anpassung starke Unterschiede in Abhängigkeit von den für die Anpassung herausgegriffenen Werten auftreten können, während das physikalische Modell weitgehend stabil bleibt.

Das hier beschriebene Verfahren wird an Beispielen von Meßgebieten aus Ungarn und Schleswig-Holstein vorgestellt.

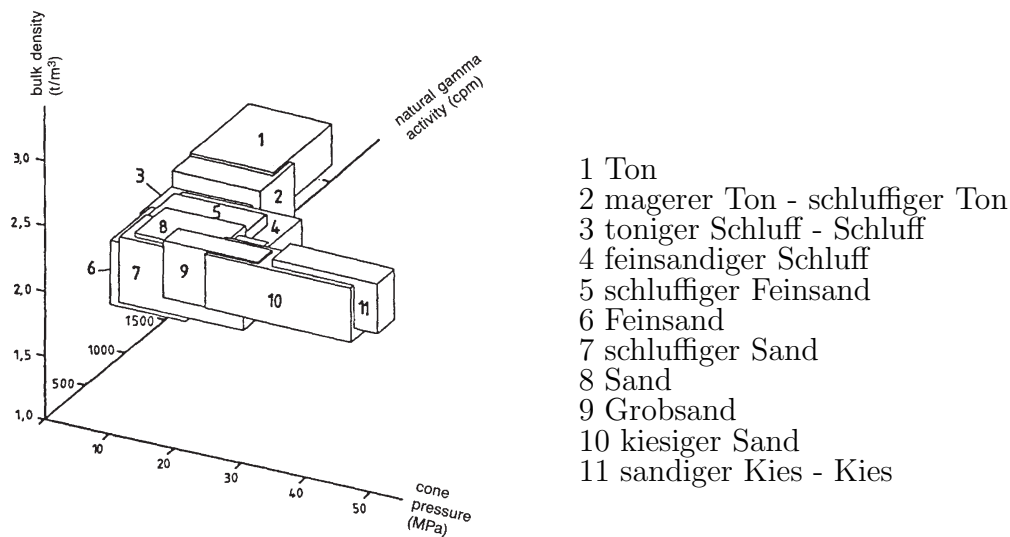
### 3.1 Feldmessungen

Bei den Feldarbeiten wurden folgende Meßverfahren eingesetzt: Gleichstromgeoelektrik in Schlumberger Konfiguration, 2D Geoelektrik in Wenner Konfiguration, Elektromagnetik (EM-31 und EM-34) sowie ingenieurgeophysikalische Penetrationssondierungen. Da es sich





**Abb. 3.1:** Anpassung drei willkürlich herausgegriffener Meßwerte (über 10% Tongehalt) - die die eventuell vorhandenen Meßwerte repräsentieren - durch ein modifiziertes Model von Sen et al. (1988), durch eine Lineare und eine Potenzfunktion.



**Abb. 3.2:** Petrographische Ansprache bei der ingenieurgeophysikalischen Sondierung.

bei den ingenieurgeophysikalischen Sondierungen um ein relativ neues und weitgehend unbekanntes Verfahren handelt, wird es im folgenden kurz erläutert.

### Ingenieurgeophysikalische Penetrationssondierung

Die von den Mitarbeitern des Eötvös Loránd Geophysikalischen Instituts (ELGI, Budapest) in Ungarn entwickelte Methode der Penetrationssondierung ist eine Kombination von einigen bohrlochgeophysikalischen- sowie Wasser- und Bodenbeprobungsmethoden. Das moderne Verfahren eignet sich besonders für die Erkundung von oberflächennahen Lockersedimenten (wie z.B.: Ton, Schluff, Sand, Kies, Torf, die meisten kohligten Formationen oder vulkanischer Tuff).

Bei der Messung wird ein Bohrgestänge in den Untergrund gepreßt. Der Druck, der zum Einpressen des Gestänges aufgebracht werden muß, setzt sich aus dem Spitzendruck zum Verdrängen des Materials und der Mantelreibung zusammen. Das Bohrgestänge dreht sich nicht, so daß das Gesteinsmaterial nicht zertrümmert und nur wenig komprimiert wird. Um das Material der durchteuften Schichten bestimmen zu können, müssen während einer ingenieurgeophysikalischen Sondierung mindestens drei voneinander unabhängige Parameter gemessen werden. In diesem Fall sind es: der Spitzendruck (auf die Spitze des Bohrgestänges ausgeübter Druck im Medium), die  $\gamma$ -Aktivität und die Dichte. Die durch diese Parameter bestimmte lithologische Ansprache von alluvialen Lockersedimenten zeigt Abb. 3.2. Abhängig von der Fragestellung können bzw. müssen weitere Parameter bestimmt werden.

In Abb. 3.3 bzw. in Tab. 3.1 werden ingenieurgeophysikalische Sondierungskurven zu dem

Meßpunkt A-100 (Medgyesbodzás / Békés) (siehe 3.1.1) und lithologische Zuordnungen gezeigt. Die in das Diagramm der natürlichen  $\gamma$ -Aktivität eingezeichneten gestrichelten Hilfslinien zeigen die Ton- bzw. die Sandgrenze. So werden die Tone mit Aktivitäten über 1700 cpm (Impulse/min) und die Sande mit Aktivitäten unter 800 cpm charakterisiert.

**Tab. 3.1:** Die gemessenen oder errechneten gesteinsphysikalischen Parameter und die lithologische Zuordnung (nach Bohrerergebnissen) im Meßpunkt A-100 in Medgyesbodzás (T: Ton; U: Schluff; S: Sand; u: schluffig; s: sandig; f: fein; mag.: mager).

Tiefe (m)	Gesamtdruck (MPa)	Spitzendruck (MPa)	nat. $\gamma$ -Akt. (cpm)	Dichte (kg/dm <sup>3</sup> )	lithologische Ansprache
-1.3	1.9	2.8	1918	1.75	mag.To
-2.5	1.7	2.7	2169	1.84	T
-3.5	1.5	1.7	2002	1.97	mag.T - T, plastisch
-5.3	1.6	0.9	1875	2.00	mag.T, plastisch
-6.2	1.7	1.1	2188	2.00	T, plastisch
-6.8	2.2	4.6	1216	1.96	fsU
-7.5	2.8	9.6	1182	1.99	ufS - fsU
-8.4	3.3	12.5	983	2.05	uS - S, glimmerreich
-8.8	2.4	6.0	1193	2.01	fsU - ufS
-10.8	3.0	11.6	825	2.00	S - uS, glimmerreich
-11.2	2.6	8.8	911	1.99	uS - fs
-13.2	2.9	10.4	827	2.01	uS -fs, glimmerreich
-14.5	3.4	14.7	839	2.02	S - uS, glimmerreich

Spezialsonden ermöglichen die Messungen des scheinbaren Widerstands, Aufnahme eines vertikalen seismischen Profils oder sogar die in-situ Bestimmung des  $k_f$ -Werts. Bei letzterem strömt Wasser aus einem Vorratsgefäß durch eine Filtersonde in einer definierten Tiefe des Grundwasserleiters (Abb. 3.4). Der  $k_f$ -Wert ergibt sich dann wie folgt:

$$k_f = \frac{Q}{a \cdot t \cdot h} \quad \text{mit : } a = \frac{2 \cdot l}{0.5 + \log(l/r)} \quad (3.1)$$

wobei:

$Q$  = in der Zeit  $t$  abgeflossenes Wasservolumen

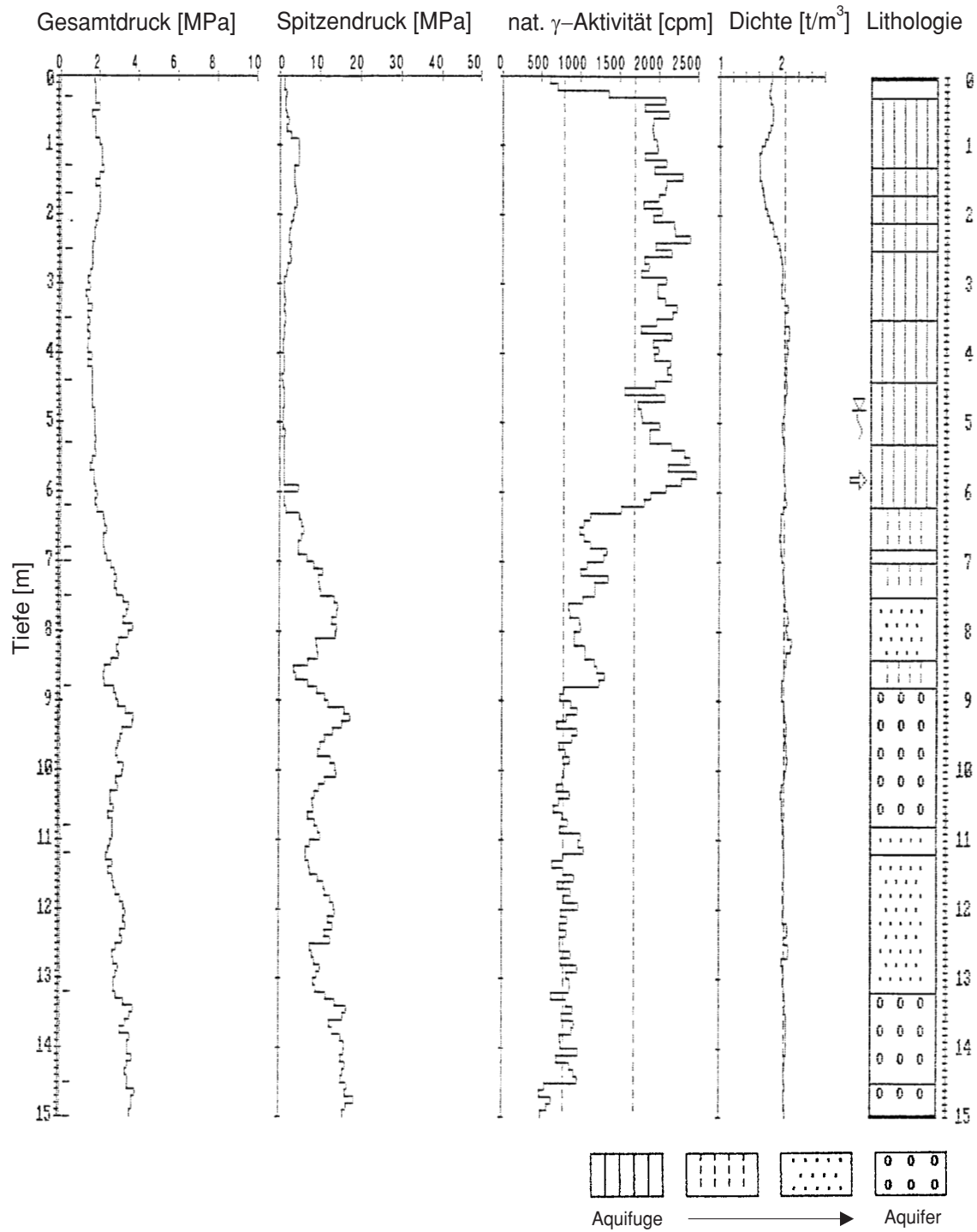
$a$  = Sondenkonstante

$h$  = Höhe der Wassersäule über dem Grund- bzw. Druckwasserspiegel

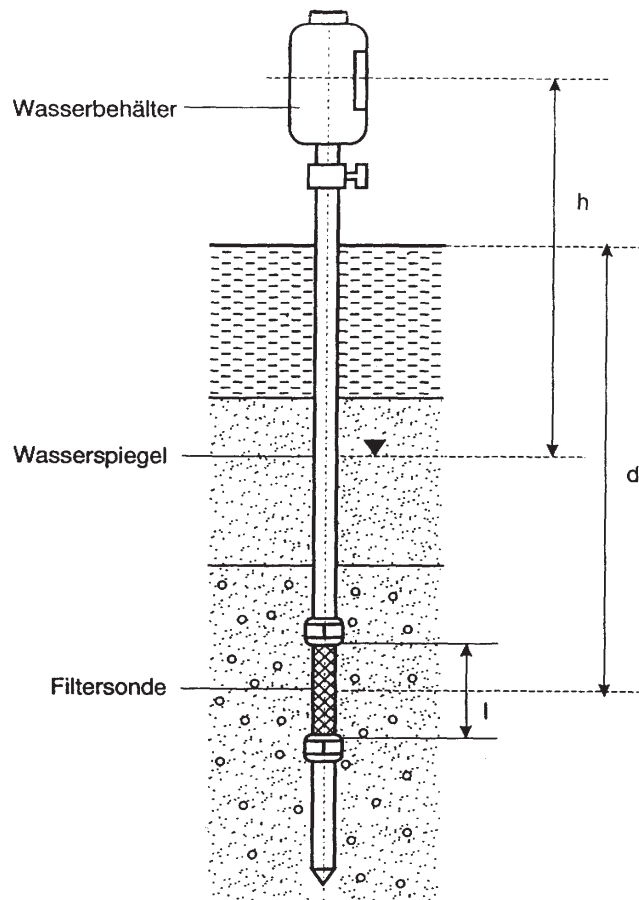
$l$  = Länge des Filterabschnitts

$r$  = Radius des Filterabschnitts

Eine derartige Bestimmung des  $k_f$ -Werts ist sowohl bei gespannten als auch bei ungespannten Grundwasserleitern möglich.



**Abb. 3.3:** Beispiel für ingenieurgeophysikalische Sondierungskurven; aufgenommen bei Meßpunkt A-100 in Medgyesbodzás.



**Abb. 3.4:** Spezialsonde zur Bestimmung des  $k_f$  - Werts ( $h$  = Höhe der Wassersäule, die den Druckunterschied verursacht;  $l$  = Länge des Filterabschnitts;  $d$  = mittlere Tiefe des Filterabschnitts (Fejes et al., 1997).

### 3.1.1 Standorte in Ungarn

In zwei ungarischen Regionen - Szigetköz (Dunakiliti und Dunasziget) und Békés (Újkigyós, Kevermes und Medgyesbodzás) (Abb. 3.5) - wurden vom ELGI in den Jahren 1992 und 1993 geophysikalische Untersuchungen an oberflächennahen tonhaltigen Sedimenten durchgeführt. Diese Meßergebnisse sowie die Ergebnisse von Laboruntersuchungen standen für diese Arbeit zur Verfügung.

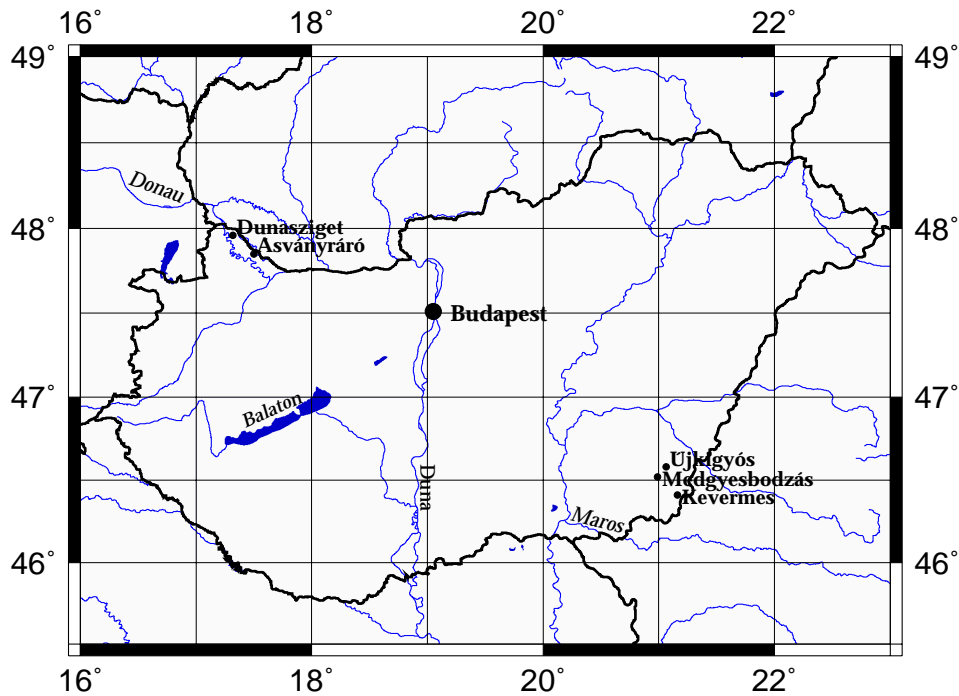


Abb. 3.5: Die Lokationen der ungarischen Standorte.

## Geologischer Überblick

### Békés - Die Ablagerungskuppe von Maros

Die Orte Újkigyós, Kevermes und Medgyesbodzás in der Region Békés liegen auf der Ablagerungskuppe des Flusses Maros. Der Maros ist mit einer Länge von 880 km und mit einem Einzugsgebiet von 27 000 km<sup>2</sup> der größte Fluß in Siebenbürgen, dessen nord-westliches Teil in Ungarn fließt. Die Entstehung der Maros-Ablagerungskuppe begann bereits am Ende des Pliozän bei der letzten Phase der Auffüllung des Pannon-Innenmeeres. Die mächtigsten

Ablagerungen sind im Quartär entstanden, als der alp-karpatische Gebirgszug rascher emporkam. In diesem Gebiet sind tonige, schluffige Formationen, wie die hier untersuchten, häufig.

### **Szigetköz - Die Ablagerungskuppe der Donau**

Die Meßorte Dunakiliti und Dunasziget befinden sich in der Region Szigetköz, die in dem nördlichen Gebiet der - bei den varistischen Bewegungen entstandenen - kleinen ungarischen Tiefebene liegt. Die Region ist geologisch und geophysikalisch noch wenig erkundet. Die mächtigste und häufigste geologische Formation des Gebietes ist in der Pannonium-Stufe (unteres Pliozän) entstanden. Es wechseln sich sandige, tonige und mergelreiche Formationen ab. Die pannonium'schen Formationen werden mit abwechslungsreichen aber verhältnismäßig dünnen Holozän- und Pleistozän-Schichten, die hauptsächlich aus Flußsedimenten bestehen, überdeckt.

### **Feldmessung und Darstellung der Meßergebnisse**

Von den beiden Großgebieten in Ungarn standen insgesamt 40 Meßwerte (24 aus Békés und 16 aus Szigetköz) zur Verfügung. Auf den Gebieten wurden gleichstrom - geoelektrische Sondierungen in der Schlumberger-Anordnung und ingenieurgeophysikalische Penetrationssondierungen durchgeführt. Die maximale Auslagenlänge ( $L/2$ ) bei den Schlumberger-Sondierungen betrug 100 m. Es wurden zehn Meßpunkte pro Dekade der Auslagenlänge vermessen. Da das an der Universität Kiel z.Z. vorhandene Auswertungsprogramm mit sechs Meßdaten pro Dekade rechnet, mußten diese Meßwerte später mit Hilfe eines kubischen Splines für die entsprechende  $L/2$  - Entfernungen umgerechnet werden. Die Sondierungskurven waren größtenteils sehr gut auszuwerten. Die Abb. 3.6 und die Abb. 3.7 zeigen jeweils ein repräsentatives Sondierungsbeispiel der Meßgebiete aus Békés und Szigetköz.

An jedem Sondierungspunkt wurden auch ingenieurgeophysikalische Sondierungen durchgeführt. Während dieser Sondierungen wurden in unterschiedlichen Tiefen Gesamtdruck-, Spitzendruck-, natürliche Gammastrahlung- und Dichte- Messungen vorgenommen. Zusätzlich wurde die Tiefenlage des Grundwasserspiegels bei fast jedem Sondierungspunkt bestimmt. Daher konnte bei der noch folgenden Modellanpassung gesättigtes Material vorausgesetzt werden. Mit den in Békés (Újkigyós, Kevermes und Medgyesbodzás) gewonnenen Daten, wurde im Labor der Tongehalt an über 20 Sondierungspunkten (mit Proben aus unterschiedlichen Tiefen) bestimmt. Ebenso konnte der Tongehalt auch aus der gemessenen natürlichen  $\gamma$ -Aktivität mit Hilfe von Regressionsgeraden bestimmt werden. Diese Werte sind natürlich mit einem Fehler behaftet (die Korrelationskoeffizienten der Regressionsgeraden bewegen sich zwischen 0.84 und 0.91). Die für die Tongehaltsbestimmung verwendeten

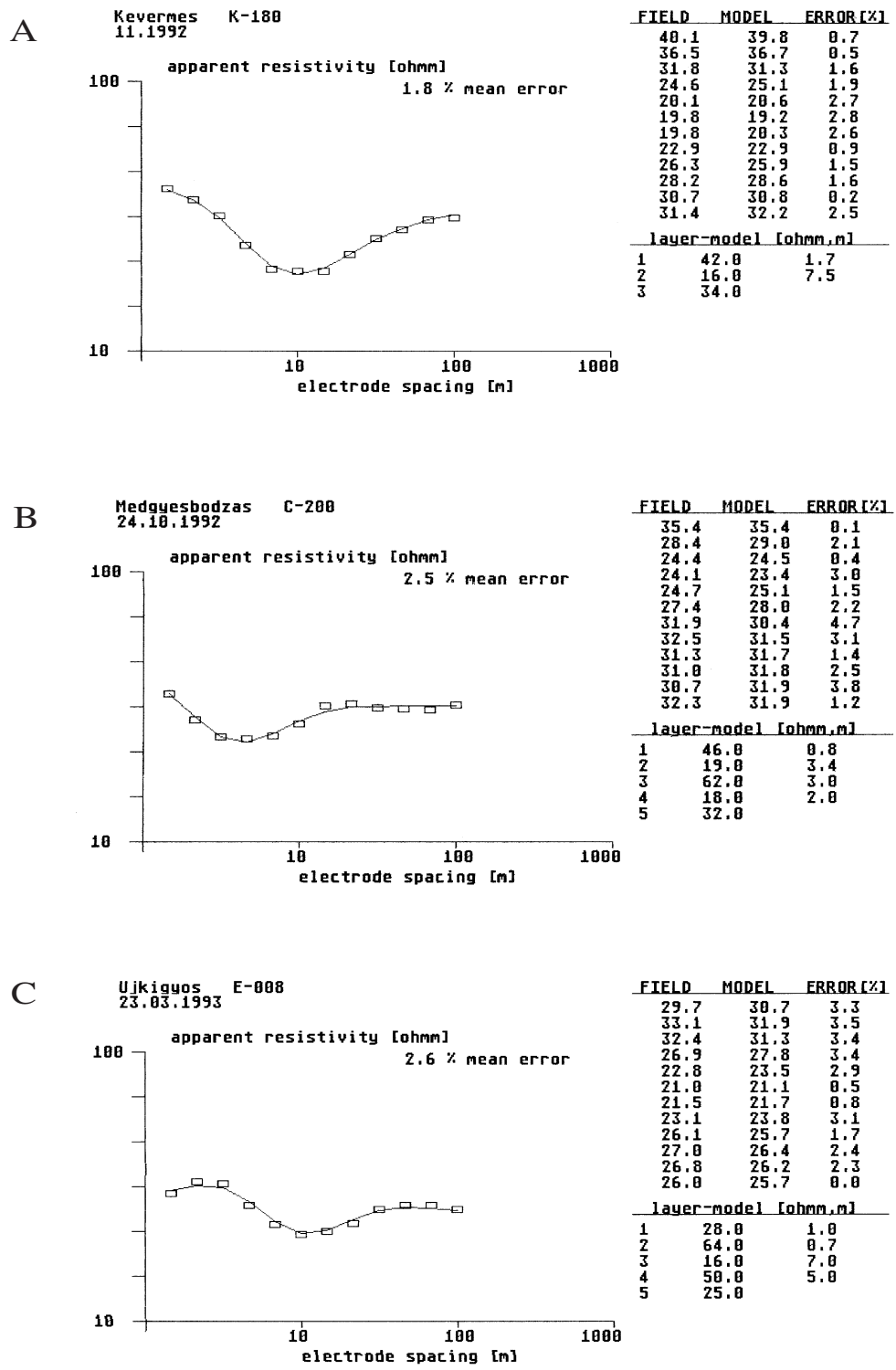


Abb. 3.6: Auswertungsbeispiele aus Békés. A: Kevermes B: Medgyesbodzás C: Újkígyós.



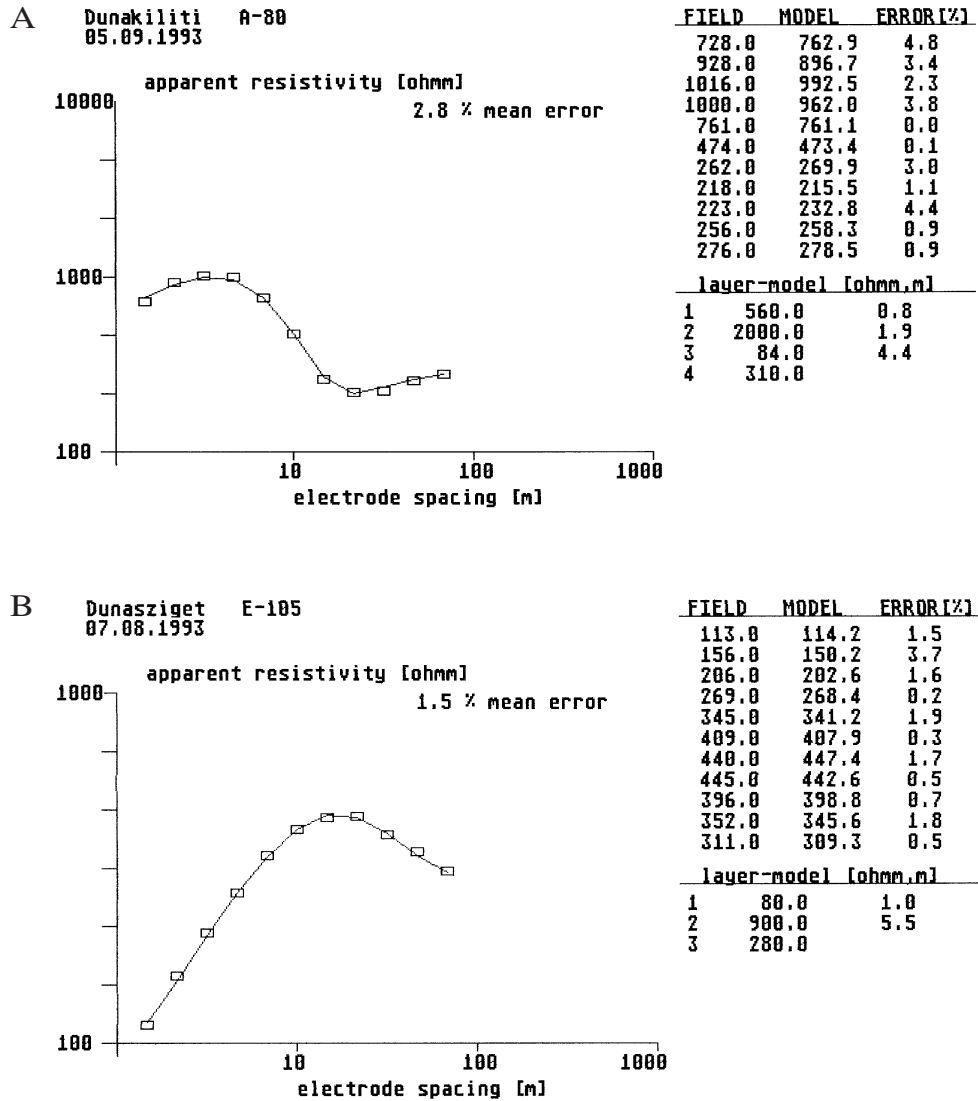
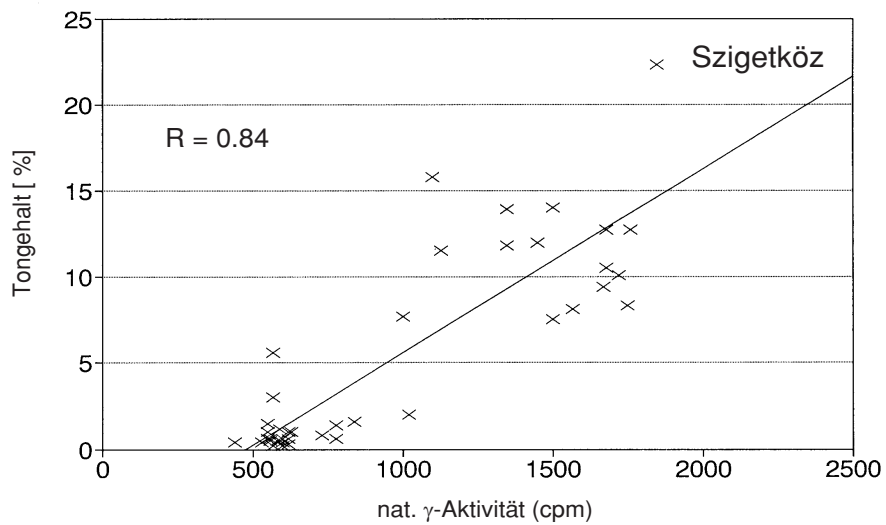
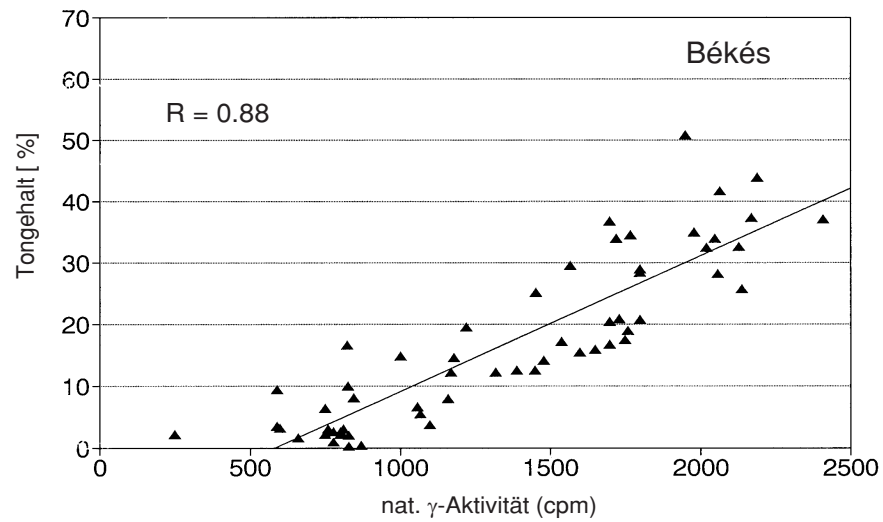


Abb. 3.7: Auswertungsbeispiele aus Szigetköz. A: Dunakiliti B: Dunasziget.



**Abb. 3.8:** Für die Tongehaltsbestimmung verwendete Regressionsgeraden. **Oben:** Békés **unten:** Szigetköz ( $R$  = Korrelationskoeffizient).

**Tab. 3.2:** Übersichtstabelle zu den aus Békés stammenden Proben. Die Probennahme erfolgte i.a. unterhalb des Grundwasserspiegels ( $S=1$ ). Bei den mit \* gezeichneten Proben lagen keine Angaben über die Tiefe des Grundwasserspiegels vor (T: Ton, S: Sand, u: schluffig, f: fein, s: sandig, mag.: mager).

Probenbezeichnung	Standort	Tiefe (m)	Tongehalt (%)	Art der Bestimmung	Materialansprache
K-180 (1)	Kevermes	8.5	25.7	Labor	T
K-195 (2)	Kevermes	5.3	34.0	Labor	fT
K-200 (3)	Kevermes	8.4	9.5	Labor	S-fS
K-210 (4)	Kevermes	7.3	4.9	$\gamma$ -Akt.	fS
K-215 (5)*	Kevermes	6.1	3.5	Labor	S-fS
K-230 (6)	Kevermes	5.8	41.8	Labor	uT
K-270 (7)	Kevermes	5.8	28.1	$\gamma$ -Akt.	uT
K-270 (8)	Kevermes	8.4	11.6	$\gamma$ -Akt.	uS
K-290 (9)	Kevermes	7.8	29.2	$\gamma$ -Akt.	magT
K-360 (10)	Kevermes	5.1	4.9	$\gamma$ -Akt.	uS
L-050 (11)	Kevermes	6.9	2.5	Labor	S-fS
A-100 (12)	Medgyesb.	5.8	44.0	Labor	T
A-180 (13)	Medgyesb.	5.0	32.6	Labor	magT-T
C-190 (14)	Medgyesb.	5.8	37.0	Labor	T
C-200 (15)*	Medgyesb.	6.8	14.4	$\gamma$ -Akt.	ufS
C-200 (16)*	Medgyesb.	8.5	18.5	$\gamma$ -Akt.	-
D-280 (17)*	Medgyesb.	4.2	5.8	$\gamma$ -Akt.	uS-fS
D-300 (18)	Medgyesb.	3.1	5.6	$\gamma$ -Akt.	fS-uS
E-100 (19)	Medgyesb.	5.7	17.4	$\gamma$ -Akt.	-
E-120 (20)*	Medgyesb.	8.8	28.5	$\gamma$ -Akt.	magT
D-008 (21)	Újkigyós	6.1	9.9	$\gamma$ -Akt.	uS
D-012 (22)	Újkigyós	4.3	30.1	$\gamma$ -Akt.	magT
E-008 (23)	Újkigyós	3.8	29.1	$\gamma$ -Akt.	magT
F-005 (24)	Újkigyós	4.4	25.1	$\gamma$ -Akt.	uT

**Tab. 3.3:** Mineralische Zusammensetzung für einige aus Békés stammende Proben. (\*: Angabe bezieht sich auf eine an der gleichen Stelle aber aus größerer Tiefe genommene Probe; \*\*: Angaben beziehen sich auf Kalzit + Dolomit).

Proben- bezeichnung	Art der Bestimmung	Mineralische Zusammensetzung (%)						
		Montm.	Illit	Musk.	Illit+Musk.	Clorit+Kaol.	Kalzit	Quarz
K-180 (1)	thermisch	18		4		15	10	
	Röntgendiffr.	12			5	14		40
K-195 (2)	thermisch	17	7	5		6	11	
	Röntgendiffr.	18			12	7		33
K-200 (3)	thermisch	5	5	3		9	4	
	Röntgendiffr.	3			6	7		52
K-210* (4)	thermisch	22	7	3		7	12	
	Röntgendiffr.	18			11	8		37
K-215 (5)	thermisch	3	3	1		5	3	
	Röntgendiffr.	3			5	5		63
K-360 (10)	thermisch	14		2		4	22**	
	Röntgendiffr.	3			2	4		60
L-050 (11)	thermisch	3	2	1		10	6	
	Röntgendiffr.	4			2	9		56
A-100 (12)	thermisch	29	6	3		6	6**	
	Röntgendiffr.	27			8	6		25
A-180 (13)	thermisch	19	1	5		9	7	
	Röntgendiffr.	17			6	11		40
C-190 (14)	thermisch	24	1	5		14	8	
	Röntgendiffr.	23			5	15		30

**Tab. 3.4:** Übersichtstabelle zu den aus Szigetköz stammenden Proben (S: Sand, f: fein, g: grob, k: kiesig).

Probenbezeichnung	Standort	Tiefe (m)	Tongehalt (%)	Art der Bestimmung	Materialansprache
A-00 (a)	Dunakiliti	4.1	1.61	$\gamma$ -Akt.	gS
A-40 (b)	Dunakiliti	5.0	0.99	$\gamma$ -Akt.	kS
A-60 (c)	Dunakiliti	10.3	1.15	$\gamma$ -Akt.	S
A-80 (d)	Dunakiliti	3.7	1.38	$\gamma$ -Akt.	S-fS
A-100 (e)	Dunakiliti	7.4	1.39	$\gamma$ -Akt.	-
G-00 (f)	Dunasziget	5.5	1.03	$\gamma$ -Akt.	S-fS
G-50 (g)	Dunasziget	5.2	0.88	$\gamma$ -Akt.	gS
E-00 (h)	Dunasziget	7.6	1.23	$\gamma$ -Akt.	-
E-40 (i)	Dunasziget	3.7	1.66	$\gamma$ -Akt.	fS
E-45 (j)	Dunasziget	4.2	1.31	$\gamma$ -Akt.	-
E-50 (k)	Dunasziget	2.3	2.0	$\gamma$ -Akt.	fS
E-80 (l)	Dunasziget	4.6	1.17	$\gamma$ -Akt.	fS-S
E-85 (m)	Dunasziget	7.3	1.95	$\gamma$ -Akt.	S-fS
E-90 (n)	Dunasziget	5.4	0.92	$\gamma$ -Akt.	gS
E-100 (o)	Dunasziget	5.9	1.05	$\gamma$ -Akt.	fS
E-105 (p)	Dunasziget	6.0	0.91	$\gamma$ -Akt.	S-fS

$\gamma$ -Aktivitäten und Regressionsgeraden mit Angaben des Korrelationskoeffizienten sind in Abb. 3.8 gezeigt.

Die in den beiden ungarischen Meßgebieten ermittelten spezifischen elektrischen Widerstände sind in Abb. 3.9 dargestellt. Die Daten sind in den Tabellen 3.2, 3.3 und 3.4 näher beschrieben. Die Korrelation zwischen Tongehalt und Widerstand ist bei den beiden Großgebieten eindeutig zu erkennen. Die Meßwerte aus Szigetköz wurden aber später wegen des geringen Tonanteils von nur unter 2% nicht mit einem tongehaltsabhängigen Modell angepaßt. In der Tab. 3.4 ist zu sehen, daß die in-situ Materialansprache in jedem Bohrpunkt Sand ist. Auf diesem Gebiet wurde auch nur an ein paar Stellen der Grundwasserspiegel bestimmt. Vermutlich handelt es sich an mehreren Meßpunkten um ungesättigtes Material.

### 3.1.2 Steilküste des Dänischen Wohlds

#### Geologischer Überblick

Die quartären Ablagerungen, aus denen die in dieser Arbeit bearbeiteten Proben stammen, werden stratigraphisch dem Pleistozän zugeordnet. Das Pleistozän wird in mehrere Glaziale (Eiszeiten) und Interglaziale (Warmzeiten) eingeteilt. Bei Stephan et al. (1983) werden

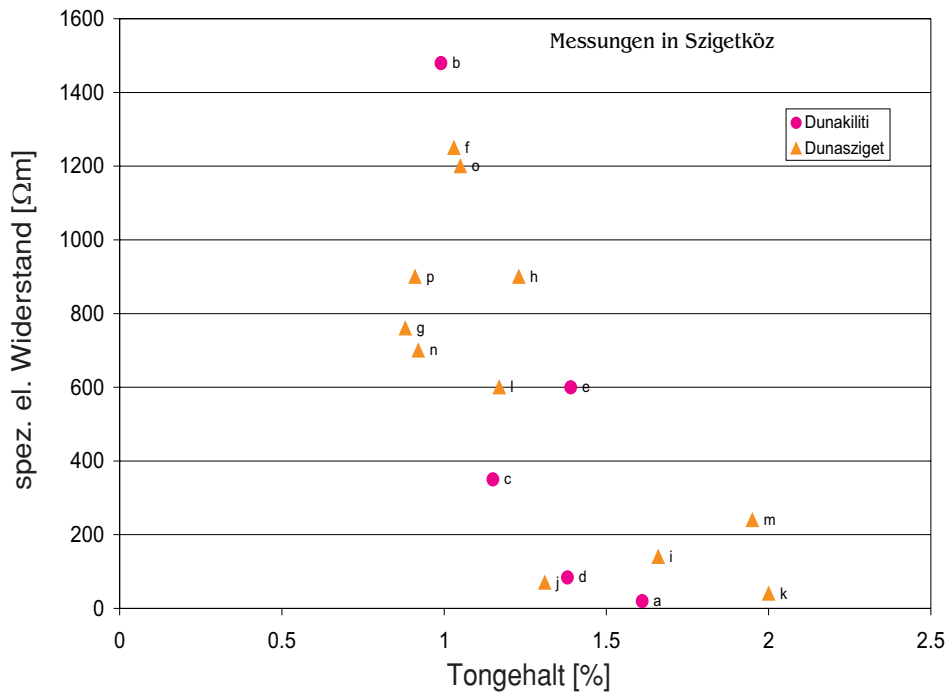
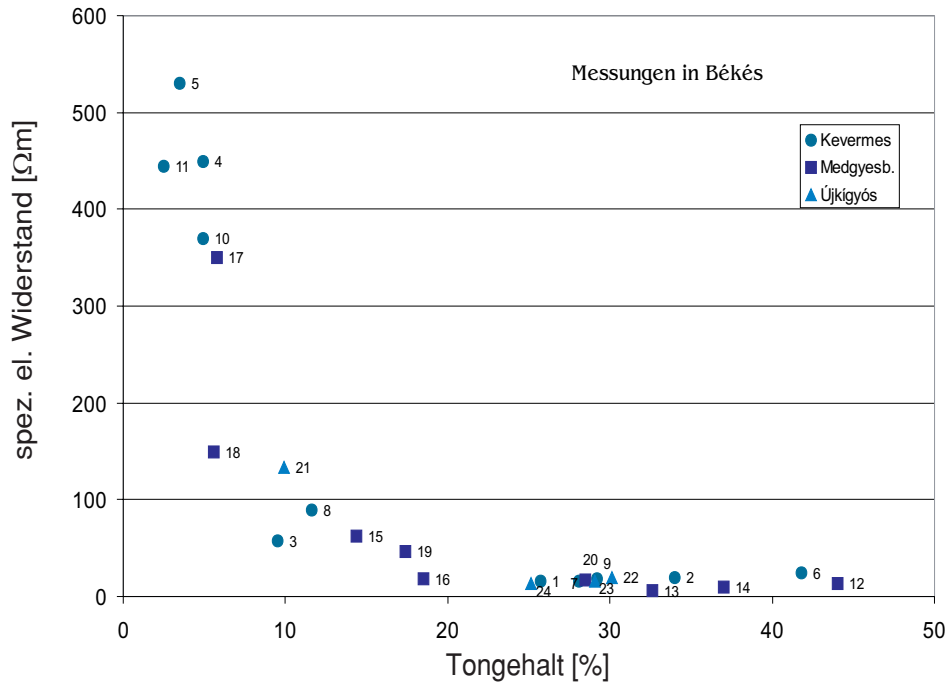


Abb. 3.9: Meßdaten aus Ungarn. Oben: Békés unten: Szigetköz.

den Ablagerungen, die heute die sogenannte Jungmoränenlandschaft Ostholsteins (Liedtke, 1981) bilden, fünf Hauptvorstößen (qw1-qw5) des baltischen Inlandeisschildes zugeordnet. Diese werden nach den jeweiligen Typuslokalitäten benannt:

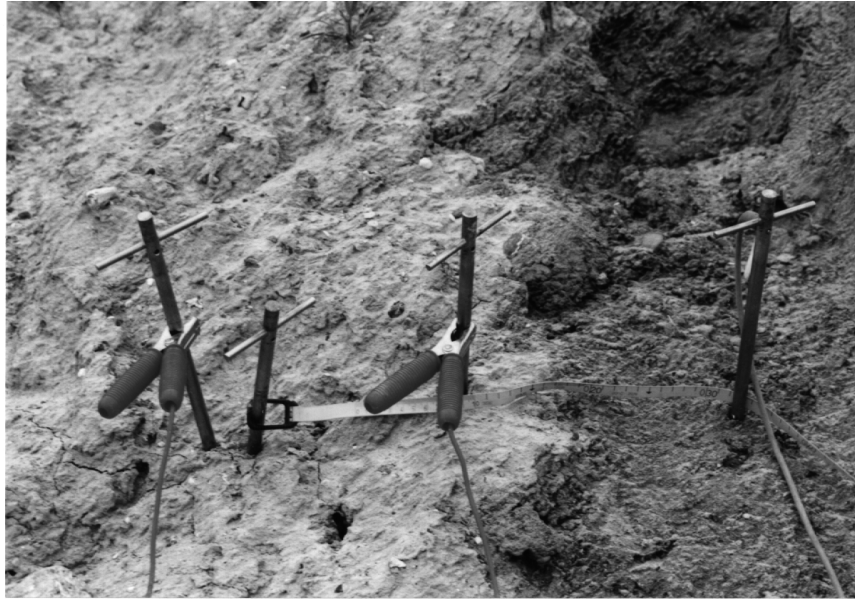
1. qw1: Brügge-Vorstoß
2. qw2: Bordesholm-Vorstoß
3. qw3: Blumenthal-Vorstoß
4. qw4: Sehberg-Vorstoß
5. qw5: Fehmarn-Vorstoß

Die von den einzelnen Vorstößen abgelagerten bindigen Materialien sind nach Piotrowski (1994) petrophysikalisch kaum unterscheidbar.

## Durchführung der Messungen

Krauss (1995) hat an zehn von der Steilküste des Dänischen Wohlds im Frühjahr 1994 entnommenen Proben bodenmechanische und petrophysikalische Untersuchungen durchgeführt. Die Korngrößenverteilung aller Proben wurde mit Hilfe einer kombinierten Sieb- und Schlämmanalyse ermittelt. Die Lage der Beprobungsstandorte zeigt Abb. 3.12. Ein Jahr später wurden im Rahmen dieser Arbeit an neun Lokationen gleichstrom- geoelektrische Sondierungen durchgeführt. Da die Lokationen nicht exakt wiederzufinden waren, wurden an den jeweiligen Sondierungspunkten mehrere gegeneinander versetzte Sondierungen vorgenommen. Die Sondierungskurven wurden, soweit sie nur geringe Abweichungen aufwiesen, gemittelt. Bei drei Lokationen (AK1, AK5 und AK7) waren die durch Versatz gewonnenen Kurven so unterschiedlich, daß eine Mittelung nicht mehr vertretbar war. Diese Sondierungen wurden nicht weiter betrachtet. Der Standort AK8 in Dänisch Nienhof war ein Jahr nach der Probennahme nicht mehr auffindbar. Diese Stelle wurde Opfer der raschen Steilküstenveränderung. Tab. 3.5 vermittelt eine Übersicht der Entnahmestellen und die stratigraphische Zuordnung der verwendeten Proben. Hier wurden die originalen Probenbezeichnungen übernommen. Bei den Standorten in Surendorf (AK9 und AK10) konnten die Sondierungen in Vollaussagen durchgeführt werden. Es erfolgten jeweils zwei Sondierungen mit kleinem Versatz. Die Sondierungskurven liegen nah zusammen, so daß das Mitteln unproblematisch war. Bei den Standorten am Stohler Kliff konnten nur Halbauslagen vorgenommen werden. Bei diesen Standorten erfolgten jeweils vier Sondierungen. Es wurde von zwei Mittelpunkten aus, die in geringem Abstand voneinander lagen, jeweils in beide Richtungen gemessen. Ein Bild von der Feldarbeit zeigt Abb. 3.10. Ein Sondierungsbeispiel ist in Abb. 3.11 dargestellt.

Da bei diesen Sondierungen eine Auflösung in der cm-Größenordnung erreicht werden sollte, wurden die Schlumberger-Sondierungen mit dünnen (Durchmesser = ca. 5 mm) Sonden



*Abb. 3.10: Geoelektrische Messung an der Steilküste des Dänischen Wohlds.*

mit einer maximalen Auslagelänge von 6.2 m durchgeführt. Der Abstand der Spannungselektroden betrug 20 cm.

## Ergebnisse

In Abb. 3.13 ist der spezifische elektrische Widerstand der sechs auswertbaren Proben der Steilküste gegenüber dem im Labor bestimmten Tongehalt aufgetragen. In Abb. 3.13a werden die spezifischen elektrischen Widerstände der ersten Schicht, in Abb. 3.13b die Widerstände der zweiten Schicht den Ergebnissen der Korngrößenanalyse gegenübergestellt. Zwischen dem Tongehalt und dem Widerstand der ersten Schicht ist keine Korrelation festzustellen. Dies ist auf die an der Oberfläche wirkenden Verwitterungseffekte zurückzuführen. Dagegen ist die Korrelation zu den spezifischen Widerständen in der zweiten Schicht deutlich signifikanter.

### 3.1.3 Bösdorf

#### Geologischer Überblick

Der geologische Aufbau der oberflächennahen Schichten in Schleswig-Holstein ist weitgehend durch eiszeitliches Geschehen geprägt. Das Gebiet wurde mehrfach von Gletschern



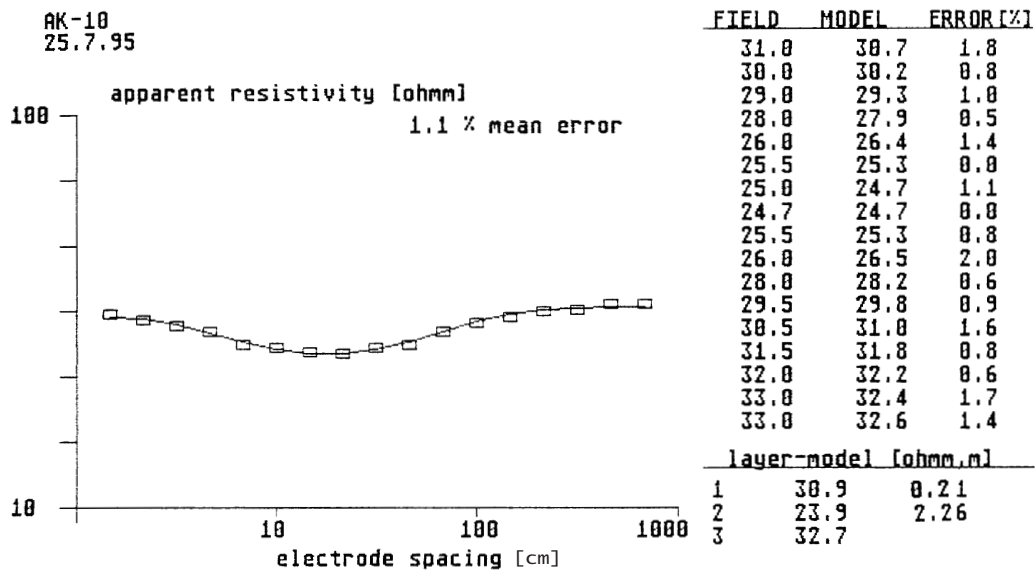


Abb. 3.11: Auswertungsbeispiel von der Steilküste.

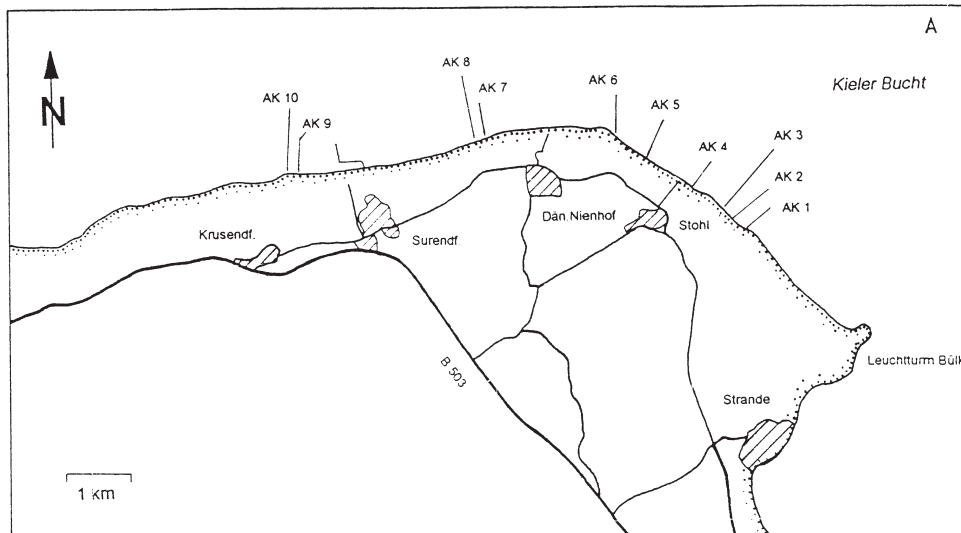


Abb. 3.12: Lage der Beprobungsstandorte an der Steilküste der Kieler Bucht.

**Tab. 3.5:** Übersichtstabelle zu den von der Steilküste stammenden Proben (nach Krauss, 1995) (bei den Lokationen, aus denen die mit \* gekennzeichneten Proben entnommen wurden, konnten die geoelektrischen Sondierungen nicht eindeutig ausgewertet werden).

<i>Probenbezeichnung</i>	<i>Standort</i>	<i>Stratigrafische Einteilung</i>	<i>Fazielle Bezeichnung</i>
AK1*	Stohler Kliff	qw1-4	Fließtill
AK2	Stohler Kliff	qw1-4	Fließtill
AK3	Stohler Kliff	qw1-4	Fließtill
AK4	Stohler Kliff	qw1-4	Fließtill
AK5*	Stohler Kliff	qw1-4	Tonbrekzie
AK6	Stohler Kliff	qw1-4	Fließtill
AK7*	Dänisch Nienhof	qw1-4	Setztill
AK9	Surendorf	qw1-4	Setztill
AK10	Surendorf	qw1-4	Setztill

überfahren. Dabei wurden wiederholt glazigene und glazifluviatile Ablagerungen der vorhergehenden Eiszeiten umgelagert und freigelegt. Der Bereich der Untersuchungsfläche wurde überwiegend durch die letzte Vereisung, die Weichsel-Kaltzeit, geprägt. Es handelt sich hierbei um Grundmoränenmaterial (Geschiebelehm bzw. -mergel). Im Liegenden dieser Geschiebemergeldecke stehen rollige Sedimente wie Sande und Kiese an (Harder, 1994).

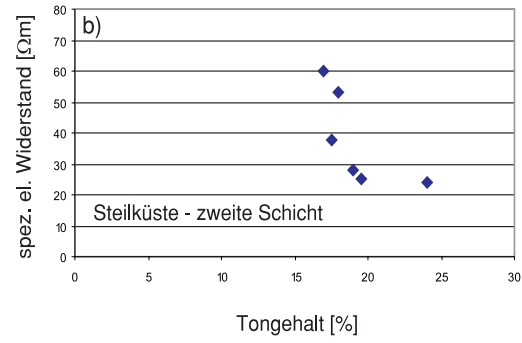
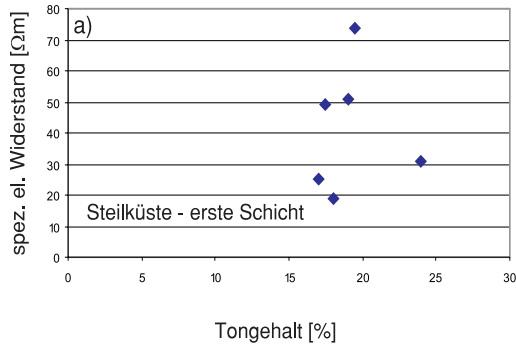
## Durchführung der Messungen

Im Auftrag von ALKO Geologisches Büro wurden im August 1994 in der Nähe von Bösdorf (Kreis Ostholstein) geoelektrische Sondierungen zur Erkundung einer Kieslagerstätte durchgeführt. Die Messungen erfolgten in Schlumberger-Konfiguration als Vollauslage mit maximalen Auslagenlängen ( $L/2$ ) von 100 m. Die Auslagenrichtungen wurden so gewählt, daß ein möglichst geringer Einfluß der Geländetopographie erwartet werden konnte.

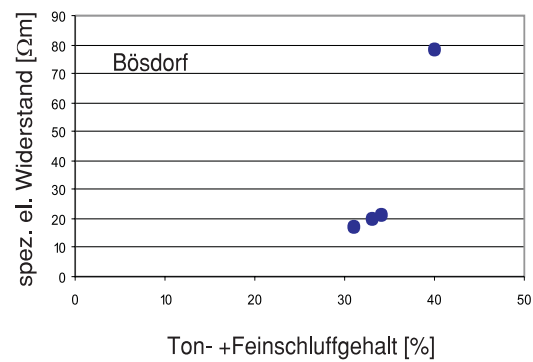
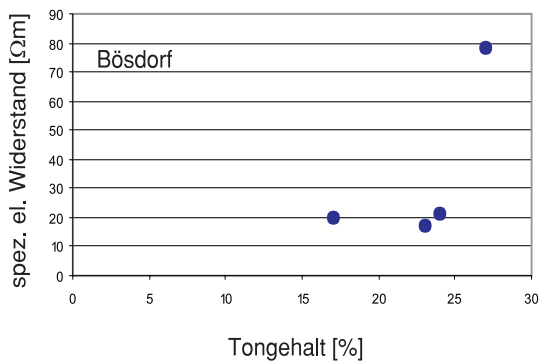
Auf dem Gebiet wurden auch fünf Referenzbohrungen abgeteuft. Leider wurden - wegen des angenommenen petrophysikalisch einheitlichen Untergrundes - nur an vier Proben (aus drei Bohrungen) Laboruntersuchungen durchgeführt. Diese Bohrergebnisse wurden mit den Auswertungen der geoelektrischen Tiefensondierungen verglichen.

## Ergebnisse

Die in Bösdorf gemessenen spezifischen Widerstände steigen entgegen aller Erfahrung mit dem Tongehalt an (Abb. 3.14). Es kann vermutet werden, daß es sich hier um teilgesättigtes Material handelt. Der Grundwasserspiegel wurde bei der Probennahme nicht bestimmt. Es



**Abb. 3.13:** An der Steilküste gemessene spezifische elektrische Widerstände **a:** erste Schicht, **b:** zweite Schicht.



**Abb. 3.14:** Meßwerte aus Bösdorf.

wird daher im folgenden nicht versucht bei diesen Meßwerten ein Modell anzupassen. Dieses Meßergebnis ist auch ein gutes Beispiel dafür, daß es zu einer Fehlinterpretation kommen kann, wenn zur Modellanpassung nur wenige und ungünstig verteilte Meßwerte vorliegen.

## 3.2 Modellanpassung

Um eine Abschätzung des Tongehalts aus geoelektrischen Messungen zu ermöglichen, müssen im Meßgebiet an einigen Punkten sowohl Bohrungen (einschließlich Tongehaltsbestimmung) als auch geoelektrische Sondierungen vorliegen. Dadurch lassen sich Wertepaare vom Tongehalt und spezifischen elektrischen Widerstand gewinnen, an die eine im Abschnitt 2.3.1 beschriebene Widerstands-Tongehaltsfunktion angepaßt werden kann. Anhand dieser Funktion kann dann für weitere geoelektrische Sondierungsergebnisse der jeweilige Tongehalt abgeleitet werden.

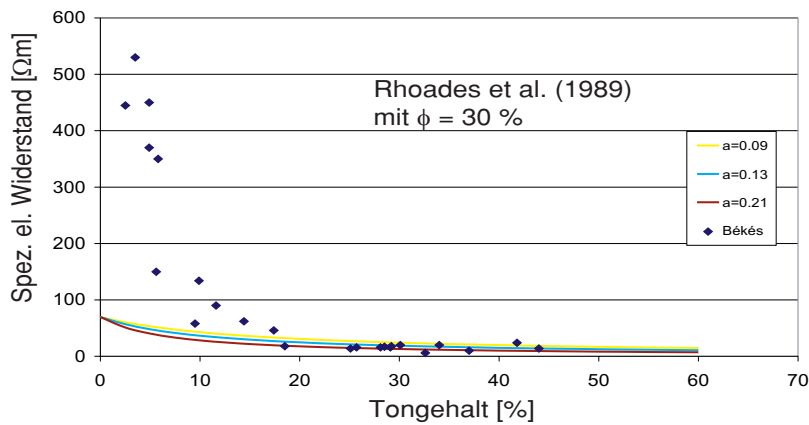
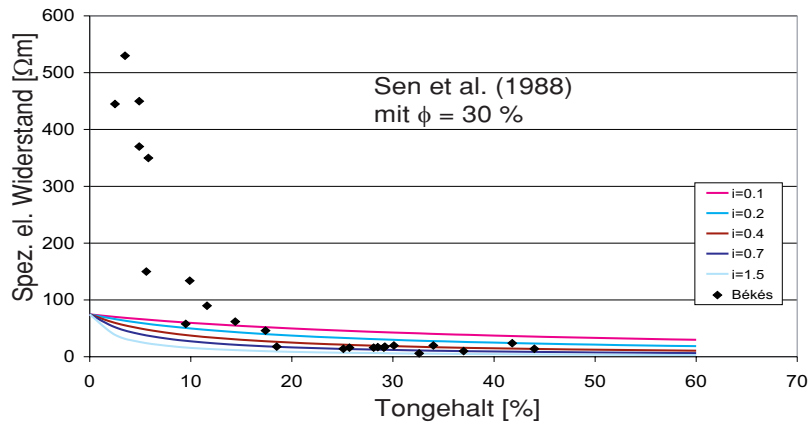
An den beschriebenen Lokationen ist die Situation insofern anders, weil hier für jeden betrachteten Punkt der Tongehalt und der spezifische elektrische Widerstand bekannt sind. Aus der Streuung der Wertepaare um die bestangepaßte Funktion läßt sich die praktische Anwendbarkeit dieses Verfahrens abschätzen.

### Békés

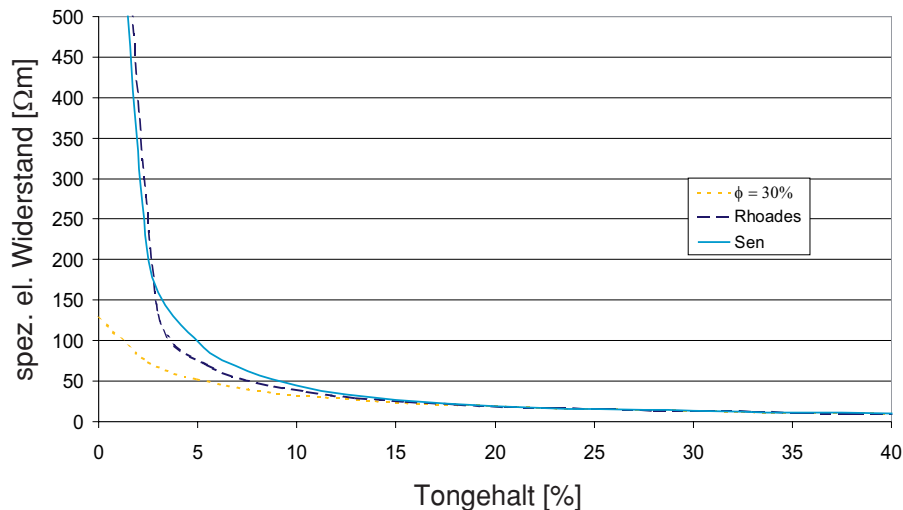
Abb. 3.15 zeigt die Widerstands- Tongehalt-Wertepaare vom Meßgebiet Békés. Diesen Wertepaaren wurde jeweils eine Kurvenschar nach Sen et al. (1988) und nach Rhoades et al. (1989) überlagert. Der Scharparameter ist der jeweilige Konversionsfaktor Tongehalt zu Kationenaustauschkapazität bei Sen et al. (1988) und Tongehalt zu Oberflächenleitfähigkeit bei Rhoades et al. (1989). Ziel der Anpassung ist es, aus der Kurvenschar jeweils eine bestangepaßte Kurve herauszufinden, mit der dann eine Ableitung des Tongehalts aus dem spezifischen elektrischen Widerstand erfolgen kann. Man erkennt, daß für Tongehalte über 20% eine Anpassung möglich erscheint. Bei geringerem Tongehalt liegen die gemessenen spezifischen elektrischen Widerstände aber weit höher, als durch die mit beiden Formalismen gerechneten Modelle erklärbar wäre.

Bei der Berechnung wurde von einer Porosität von 30% ausgegangen. Wie im Abschnitt 2.3.2 gezeigt wurde, können Tongehalt und Porosität miteinander verknüpft sein, wobei die Art der Verknüpfung durch das jeweilige Korngrößenspektrum gegeben ist. Daher wurde versuchsweise in die Formalismen von Sen et al. (1988) und Rhoades et al. (1989) eine variable Porosität eingeführt. Die Ergebnisse davon sind in Abb. 3.16 gezeigt. Hier wurde, beginnend mit einer Porosität von 10% bei tonfreiem Material ein linearer Anstieg der Porosität mit dem Tongehalt angenommen, bis bei einem Tongehalt von 20% die maximale Porosität von 30% erreicht ist. Diese Porosität wird für höhere Tongehalte als konstant angenommen. Es ergibt sich jetzt ein sehr viel steilerer Anstieg des spezifischen elektrischen Widerstands bei kleineren Tongehalten.

Auf dieser Basis wird die Anpassung der Meßwerte versucht (Abb. 3.17). Man erkennt, daß für Tongehalte von mehr als 20% eine relativ gute Anpassung erfolgen kann, z.B. mit



**Abb. 3.15:** Anpassung der in Békés gemessenen spezifischen elektrischen Widerstände mit den Modellen von Sen et al. (1988) und Rhoades et al. (1989) mit einer angenommenen konstanten Porosität von 30% ( $i$ =Konversionsfaktor in dem Modell von Sen et al.,  $a$ =Konversionsfaktor in dem Modell von Rhoades et al.).



**Abb. 3.16:** Darstellung der Wirkung einer variablen Porosität unter einer Tongehalt von 20% bei den Modellen von Rhoades et al. (1988) ( $a = 0.23$ ) und Sen et al. (1989) ( $i = 1.2$ ;  $m=1.8$ ) bei einer Porenwasserleitfähigkeit von 0.06 S/m. Hier wurde, beginnend mit einer Porosität von 10% bei tonfreiem Material ein linearer Anstieg der Porosität mit dem Tongehalt angenommen, bis bei einem Tongehalt von 20% die maximale Porosität von 30% erreicht ist.

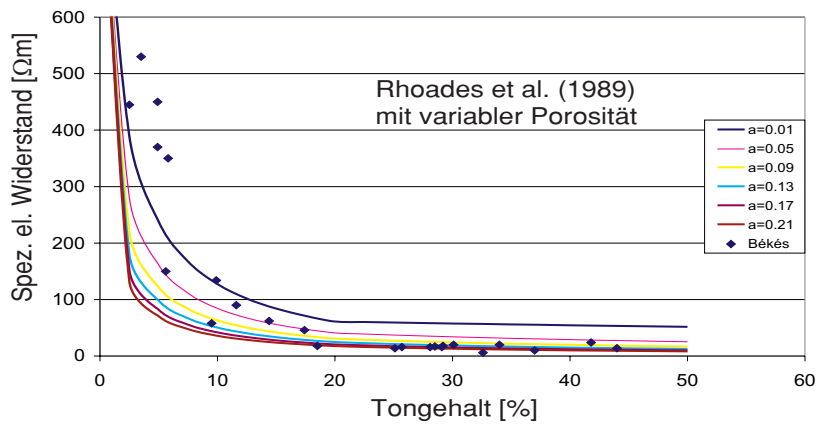
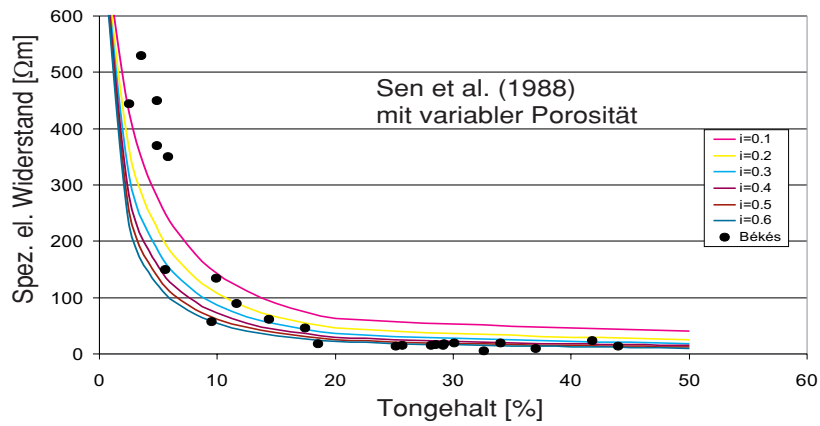
dem Konversionsfaktor  $i=0.6$  bei Sen et al. (1988) oder  $a=0.2$  bei Rhoades et al. (1989). Für Tongehalte zwischen 10 % und 20% muß ein variabler Konversionsfaktor angesetzt werden, der z.B. bei Sen et al. (1988) von  $i=0.3$  bei einem Tongehalt von 10% bis zu  $i=0.6$  bei einem Tongehalt von 20% reicht. Bei Tongehalten unter 10% ist eine Anpassung nicht möglich. Es handelt sich hierbei aber um überwiegend sandiges Material mit entsprechend geringem Rückhaltevermögen für Schadstoffe.

## Szigetköz

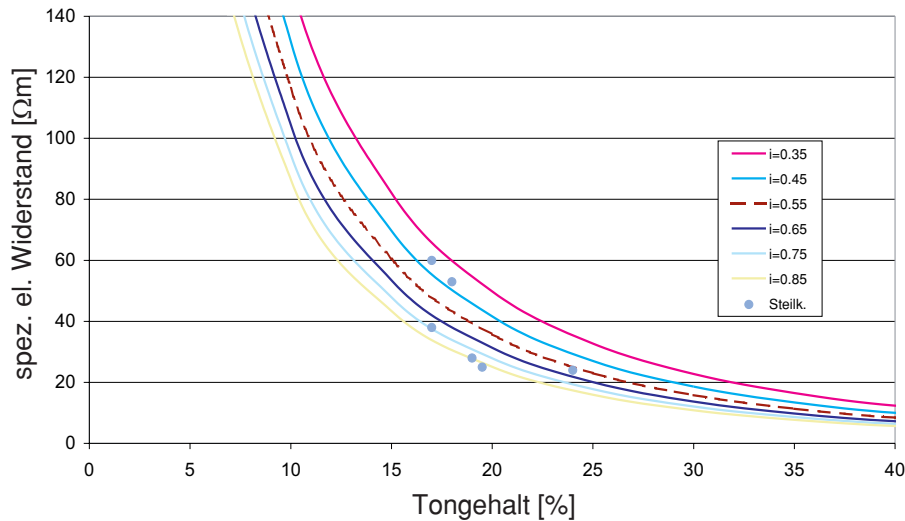
Die Tongehalts- Widerstand-Wertepaare, die an der Lokation Szigetköz ermittelt wurden, sind bereits in Abb. 3.9 dargestellt. Aufgrund des geringen Tongehalts (<2%) war eine Anpassung hier nicht möglich, aber auch nicht erforderlich, da es sich hier insgesamt um kein bindiges Material handelt.

## Steilküste (Dänischer Wohld, Schleswig-Holstein)

Die Anpassung der Wertepaare dieser Lokation an das Modell von Sen et al. (1988) ist in Abb. 3.18 dargestellt. Da diese Proben oberflächennah entnommen wurden, wurde hier



**Abb. 3.17:** Anpassung der in Békés gemessenen spezifischen elektrischen Widerstände mit einem modifizierten Modell nach Sen et al. (1988) und Rhoades et al. (1989), wobei zwischen 0% und 20% Tongehalt eine zwischen 10% und 30% linear variierende Porosität angenommen wird ( $i$ =Konversionsfaktor in dem Modell von Sen et al.,  $a$ =Konversionsfaktor in dem Modell von Rhoades et al.).



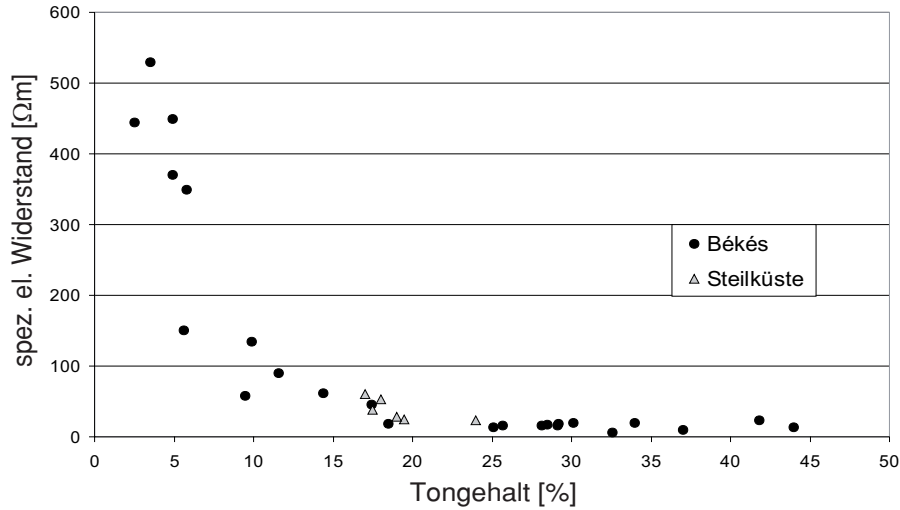
**Abb. 3.18:** Anpassung der an der schleswig-holsteinischen Steilküste gemessenen spezifischen elektrischen Widerstände mit einem modifizierten Modell nach Sen et al. (1988) (Parameter:  $\phi=0.26$ ;  $m=2$ ; ein variables Sättigungsgrad: bis 40% Tongehalt:  $S = 0.2 + 0.2 \cdot \text{Tongehalt}$ , über 40% Tongehalt wurde eine vollständige Sättigung angenommen. Die bestangepasste Modellkurve ( $i=0.55$ ) ist mit einer gestrichelten Linie dargestellt.

ein mit dem Tongehalt variierender Sättigungsgrad angenommen: bis 40% Tongehalt:  $S = 0.2 + 0.2 \cdot \text{Tongehalt}$ , über 40% Tongehalt eine vollständige Sättigung ( $S=1$ ). Es ergab sich so eine gute Anpassung (RMS-Fehler = 13.5%) mit einem Konversionsfaktor von  $i=0.55$ . Die Meßwerte der Steilküste passen gut, trotz unterschiedlicher Ablagerungsbedingungen und petrographischer Zusammensetzung des Materials, mit den an der Lokation Békés ermittelten Werten zusammen (Abb. 3.19).

### 3.3 Fehlerbetrachtung

Im folgenden wird eine Fehlerabschätzung bei der Ableitung des Tongehalts aus dem gemessenen spezifischen elektrischen Widerstand geliefert. Grundlage hierfür ist der Datensatz vom Meßgebiet Békés. Wir nehmen an, daß lediglich an vier Lokationen eine Tongehaltsbestimmung erfolgt war (Abb. 3.20, schwarz unterlegt). An diese vier Punkte, die nah zusammenliegen, wurde eine Modellkurve nach Sen et al. (1988) angepaßt. Die beste Anpassung erfolgte bei einem Konversionsfaktor von  $i=0.6$ . Von den restlichen Meßwerten (grau unterlegt) wird angenommen, daß sie nur als Widerstandswerte vorliegen, die Ableitung des Tongehalts erfolgt also mit der angepaßten Modellkurve. Aus der Differenz zwischen den abgeleiteten und den an dieser Lokation tatsächlich gemessenen Tongehalten ergibt sich der Fehler. Dies ist in Abb. 3.20 am Meßpunkt 24 demonstriert: Tatsächlich wurde ein





**Abb. 3.19:** Gemeinsame Darstellung der in Békés und an der schleswig-holsteinischen Steilküste gemessenen spezifischen elektrischen Widerstandswerte.

Tongehalt von 25% gemessen, die Projektion des gemessenen spezifischen Widerstands auf die Modellkurve (gestrichelte Linie) ergibt aber einen Tongehalt von 35% also einen Fehler von 40%. Wenn man eine gesamte Fehlerbetrachtung nach der Methode von „Root Mean Square“ (3.2) macht, ergibt sich für die Tongehaltsbestimmung ein RMS-Fehler von 29%.

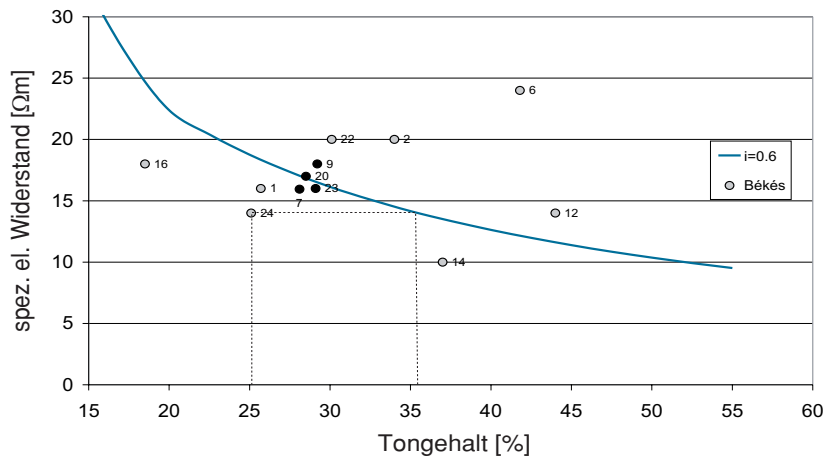
$$RMS[\%] = \left( \frac{1}{N} \sum_n \left( \frac{\varrho_S^{(n)} - \varrho_{S,Cal}^{(n)}}{\varrho_S^{(n)}} \right)^2 \right)^{1/2} \cdot 100 \quad (3.2)$$

wobei:

- $\varrho_S^{(n)}$  = gemessener scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand
- $\varrho_{S,Cal}^{(n)}$  = berechneter scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand
- $N$  = Anzahl der Meßwerte

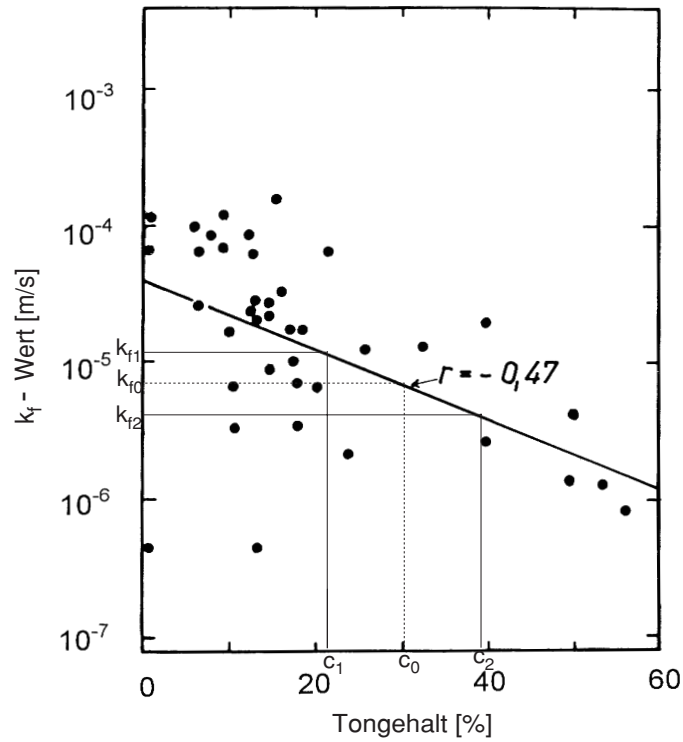
Die Auswirkungen einer Fehlbestimmung des Tongehalts auf den  $k_f$ -Wert ist in Abb. 3.21 skizziert. Nimmt man einen Fehler bei der Tongehaltsbestimmung von 30% an, so ergibt sich ein Fehler in der Bestimmung des  $k_f$ -Werts von +70% und -43%.

Dieser auf den ersten Blick sehr hoch erscheinende Fehler relativiert sich, wenn man berücksichtigt, daß die in der Praxis möglichen  $k_f$ -Werte ein Intervall von mehreren Dekaden einnehmen können. Unter diesem Gesichtspunkt erscheint auch eine fehlerbehaftete Bestimmung des Tongehalts wertvoll, sofern flächenhafte Daten vorliegen und kontaminationsgefährdete Bereiche erkannt werden können.



**Abb. 3.20:** *Prinzipskizze zur Fehlerabschätzung: die Auswahl der Modellkurve erfolgte aufgrund der schwarz gekennzeichneten Meßpunkte. Die Fehler bei der Tongehaltsbestimmung aus den gemessenen spezifischen Widerständen ist am Meßpunkt 24 demonstriert: setzt man voraus, daß hier nur der spezifische Widerstand vorliegt, so würde sich nach Projektion (gestrichelt) auf die Modellkurve ein Tongehalt von 35% ergeben; tatsächlich wurde ein Tongehalt von 25% bestimmt.*

Bei der Bewertung der Fehler muß berücksichtigt werden, daß diese zum Teil auf einer fehlerhaften Auswertung der geoelektrischen Sondierungen durch das Äquivalenzprinzip beruhen. Im folgenden Kapitel wird gezeigt, daß das Äquivalenzprinzip bei 2D geoelektrischer Vermessung vermieden werden kann. Darüberhinaus muß bei einer Bewertung des Schadstoffrückhaltevermögens der Deckschichten nicht nur der Tongehalt, sondern auch die Mächtigkeit der Schicht betrachtet werden. Da beim Äquivalenzprinzip das Produkt aus elektrischer Leitfähigkeit und Schichtmächtigkeit als konstant angesehen werden muß, gilt dies natürlich auch für das Produkt aus abgeleitetem Tongehalt und Schichtmächtigkeit. Selbst bei fehlerhafter Bestimmung des Tongehalts kann sich hieraus eine weitgehend korrekte Bewertung des Schadstoffrückhaltevermögens ergeben.



**Abb. 3.21:** *Hydraulische Durchlässigkeit von Bodenproben in Abhängigkeit vom Tongehalt; (Entnahmetiefe 80 - 120 cm; nach Scheffer & Schachtschabel, 1992) und Darstellung der Fehlerberechnung.*

# Kapitel 4

## Praktische Aspekte zum Einsatz der Geoelektrik bei der Kartierung von Deckschichten, Geoelektrische Modellierung

Im vorhergehenden Kapitel konnte gezeigt werden, daß eine Ableitung des Tongehalts oberflächennaher Sedimente aus dem spezifischen elektrischen Widerstand möglich ist. Zur flächenhaften Bestimmung dieses oberflächennahen spezifischen Widerstands bzw. der elektrischen Leitfähigkeit gibt es eine Vielzahl geophysikalischer Verfahren.

Bei der Geoelektrik sind dieses flächenhaft verteilte Schlumberger-Sondierungen, die 2D Geoelektrik oder spezielle geoelektrische Kartierungsverfahren. So wurde z.B. von der Universität Aarhus eine mobile Elektrodenanordnung („pulled array“) entwickelt, die von einem Geländefahrzeug gezogen wird und so kontinuierliches Messen mit hohem Meßfortschritt erlaubt (Sørensen & Christensen, 1995). Mit dieser Apparatur wurden bereits großflächig die oberflächennahen (in diesem Fall allerdings scheinbaren) Widerstände bestimmt. Bereiche mit höheren Widerständen deuten auf sandiges Material mit höherer hydraulischer Durchlässigkeit hin und man konnte eine erhöhte Belastung des Grundwassers mit Nitraten in derartigen Bereiche nachweisen (Thorling & Sørensen, 1995).

Bei den elektromagnetischen Verfahren kommen für den oberflächennahen Bereich hauptsächlich Kartierungen nach dem Slingram-Verfahren in Betracht. Tiefere Untergrundbereiche lassen sich mit der Transientenelektromagnetik erfassen, wie sie z.B. erfolgreich bei der Kartierung quartärer Rinnen eingesetzt wurde (Poulsen & Christensen, 1997). Großflächige Messungen lassen sich mit der Aeroelektromagnetik durchführen. Dieses z.Z. noch sehr kostenaufwendige Verfahren wird aber nur in Ausnahmefällen einsetzbar sein.

Die hier angeführten Methoden liefern punktweise Untergrundinformationen (z.B. geoelektrische Sondierung, Transientenelektromagnetik) oder quasi kontinuierliche Informationen entlang der Meßprofile. Für flächenhafte Aussagen muß weiterhin interpoliert werden, es stehen jetzt aber sehr viel mehr Stützstellen bzw. -linien für die Interpolation zur Verfügung. Außerdem ist man in der Lage, bei kritischen Untergrundsituationen (z.B. im direkten Einzugsbereich von Brunnenfeldern oder bei erkannten Kontaminationsquellen) das Meßraster entsprechend zu verdichten.

Für die Entwicklung von Karten zur Bestimmung des Gefährdungspotentials („vulnerability maps“) aus den geophysikalischen Meßdaten muß ein entsprechendes Konzept entwickelt werden. Kirsch et al. (1999) schlagen vor, hierfür das Produkt aus elektrischer Leitfähigkeit und Schichtmächtigkeit über alle erkannten Schichten bis hin zum genutzten Grundwasserleiter aufzusummieren. Dieses Verfahren lehnt sich eng an das konventionelle Bewertungsverfahren an, bei dem das Produkt aus Bewertungszahl (wie die elektrische Leitfähigkeit ein Maß für den Tongehalt) und Schichtmächtigkeit aufsummiert wird. Die Diskussion hierüber ist aber noch nicht abgeschlossen, da hierbei nicht nur wissenschaftliche, sondern auch rechtliche Aspekte berücksichtigt werden müssen.

Sollen geoelektrische Daten die Grundlage für „vulnerability maps“ darstellen, so müssen die Grenzen der Auflösung dieser Verfahren bekannt sein. Dieses gilt insbesondere für die Erkennung kleinräumiger Lücken im oberflächennahen Geschiebemergel, durch die ein Schadstofftransport erfolgen kann.

Im folgenden wird an einigen Beispielen das Auflösungsvermögen der Geoelektrik untersucht. Es handelt sich hierbei um:

- eine Lücke in einer Geschiebemergellage - Kartierung mit 1D und 2D Geoelektrik;
- eine Sandeinlagerung bei oberflächennahem Geschiebemergel - Kartierung mit 2D Geoelektrik;
- die Geoelektrische Äquivalenz - Auswirkung auf die 2D Geoelektrik.

Darüberhinaus wird an einem Beispiel der saisonale Einfluß auf die elektrische Leitfähigkeit im oberflächennahen Bereich untersucht.

Für die Modellierung wurde ein auf den Methoden der finiten Differenzen basierendes Programm DC2DSIRT (Kampke, 1996) verwendet. Der Name steht für Direct Current - für zweidimensionale (2D) Strukturen - Simultaner Iterativer RekonstruktionsTechnik. Das Programm benötigt zwei Vorlaufprogramme DC2DEIN1 und DC2DEIN2 zur Erstellung eines finiten Differenzengitters und zur Verarbeitung verschiedener Eingabeparameter. Die Gitterelemente können entweder mit äquidistanten Abständen oder mit sich sukzessiv vergrößerndem Abstand erzeugt werden. Die mit der sukzessiven Vergrößerung erzeugten



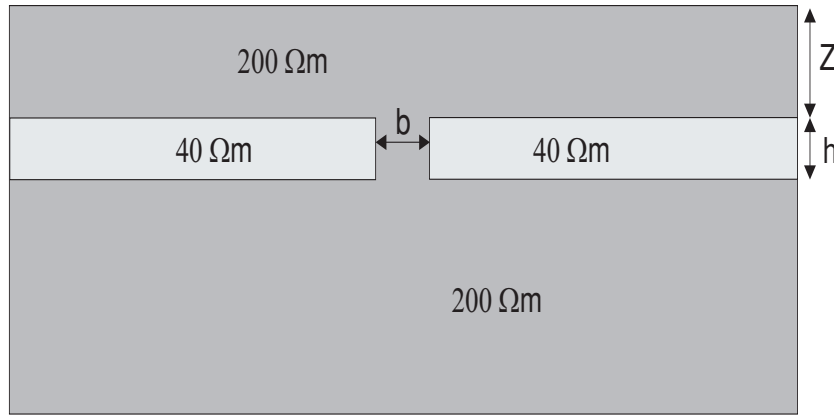
**Abb. 4.1:** Für die Modellierung verwendetes Gitternetz mit Randelementen (das Meßfeld ist grau und die Randelemente weiß hinterlegt).

Gitterelemente werden in erster Linie zur Modellierung des Randes verwendet - in unserem Fall für die Randelemente in vertikaler Richtung. Das für die Modellierung verwendete Grundgitternetz ist in Abb. 4.1 zu sehen. Die Gitterbreiten im „Meßfeld“ betragen in beide Richtungen 0.5 m. Die Randelemente haben neben dem Meßfeld in horizontaler und vertikaler Richtung ebenfalls eine Breite von 0.5 m. Unter dem Meßfeld nimmt jedoch die Gitterlänge in vertikaler Richtung sukzessive zu (0.5, 0.5, 1, 2, 4, 8 m). Bei den Modellierungen wurde mit der Wenner-Anordnung gerechnet, wobei die Elektrodenabstände von 1 m bis 20 m variierten.

## 4.1 Unterbrochene Schutzschicht

### Geoelektrische 2D-Kartierung

Im folgenden wird untersucht, wie sich Lücken in einer bindigen Schicht in der 2D-Modellierung abzeichnen. Für die meisten Modellierungen wurde hier ein Untergrundmodell gewählt, das einer Sand - Ton (Mergel/Lehm) - Sand Wechsellagerung entspricht. Die sandige Schicht wurde mit einem spezifischen elektrischen Widerstand von  $200 \Omega\text{m}$ , die tonige mit  $40 \Omega\text{m}$  angesetzt (Abb. 4.2). Hier wird die erste Schicht Überdeckung, die zweite, tonige Schicht Schutzschicht genannt, da sie die Aufgabe hat, das Grundwasser vor Kontaminationen zu schützen. Die bei den o.a. Widerstandsverhältnissen (Überdeckung: 200

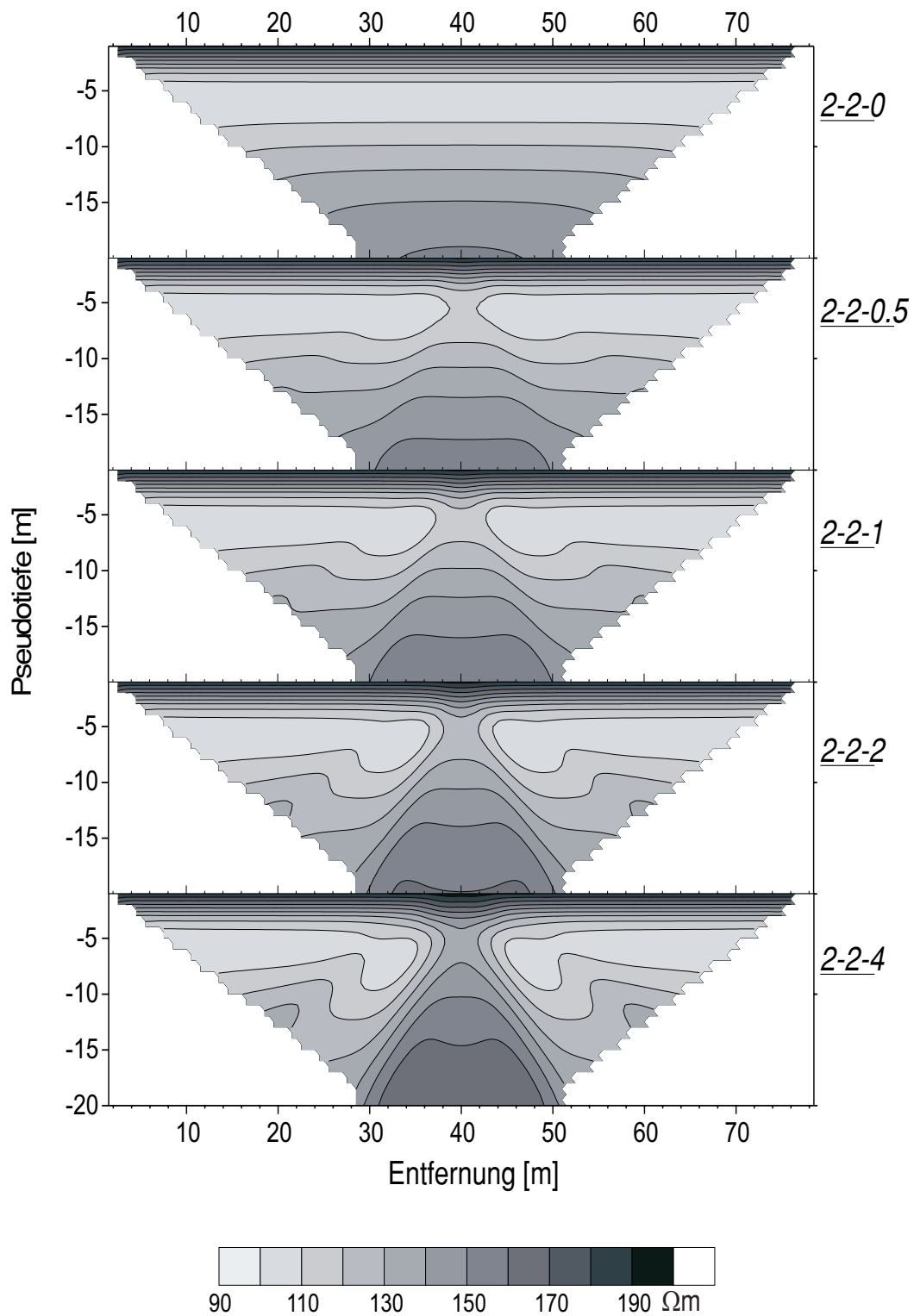


**Abb. 4.2:** Für die meisten Modellierung verwendetes Grundmodell.  $Z$ : Tiefe der Schutzschicht;  $h$ : Schutzschichtmächtigkeit;  $b$ : Lückenbreite.

$\Omega\text{m}$ , Schutzschicht:  $40 \Omega\text{m}$  und die unterste Schicht:  $200 \Omega\text{m}$ ) dargestellten Pseudosektionen (Abb. 4.3 - 4.7) zeigen, wie groß der Einfluß der Überdeckungsmächtigkeit auf die Feststellbarkeit eines Risses oder einer Lücke in der Schutzschicht ist. Es wurde bei unterschiedlichen Überdeckungs- und Schutzschichtmächtigkeiten, sowie bei unterschiedlichen Überdeckungs- und Schutzschichtwiderständen mit zunehmender Lückenbreite in der Schutzschicht die relative Widerstandsänderung dargestellt. Um den Einfluß der Lückenbreite auf die Meßwerte zu quantifizieren, wurden für jeden Punkt des angenommenen Meßprofils die scheinbaren Widerstände des Untergrunds im Abstand von 1 Tiefenmeter aufsummiert und auf die entsprechende Widerstandssumme der Pseudosektion ohne Lücke normiert. Diese relative Größe wird hier normierte Widerstands-anomalie genannt. Die Darstellung erfolgt in dem mittleren Teil des Modells (zwischen 30 m und 50 m Entfernung), weil in diesem Bereich der Pseudosektion die Widerstandswerte in jeder Tiefe vorhanden sind. Ein Modellierungsbeispiel mit Untergrundmodell und dazugehöriger relativer Widerstandsänderung und Pseudosektion wird in Abb. 4.8 gezeigt. Diese Untersuchung zeigt, daß die normierte Widerstands-anomalie - bei gleichen Schichtmächtigkeiten - nur von den Widerstandsverhältnissen, aber nicht von den absoluten Widerstandswerten abhängig ist. So ergab sich exakt das gleiche Ergebnis bei den Schichtwiderständen von  $200 \Omega\text{m} : 40 \Omega\text{m} : 200 \Omega\text{m}$  und bei den Schichtwiderständen von  $100 \Omega\text{m} : 20 \Omega\text{m} : 100 \Omega\text{m}$  (Abb. 4.9). Den Einfluß auf die normierte Widerstands-anomalie zeigt die Abb. 4.10. Andererseits hat die Überdeckungsmächtigkeit einen sehr großen Einfluß auf die Ergebnisse. Je dünner die Überdeckung ist, desto sensibler erfaßt eine Messung die Änderung in der Schutzschicht (Abb. 4.11). Die Widerstands-anomalie kann auch prozentual ausgedrückt werden:

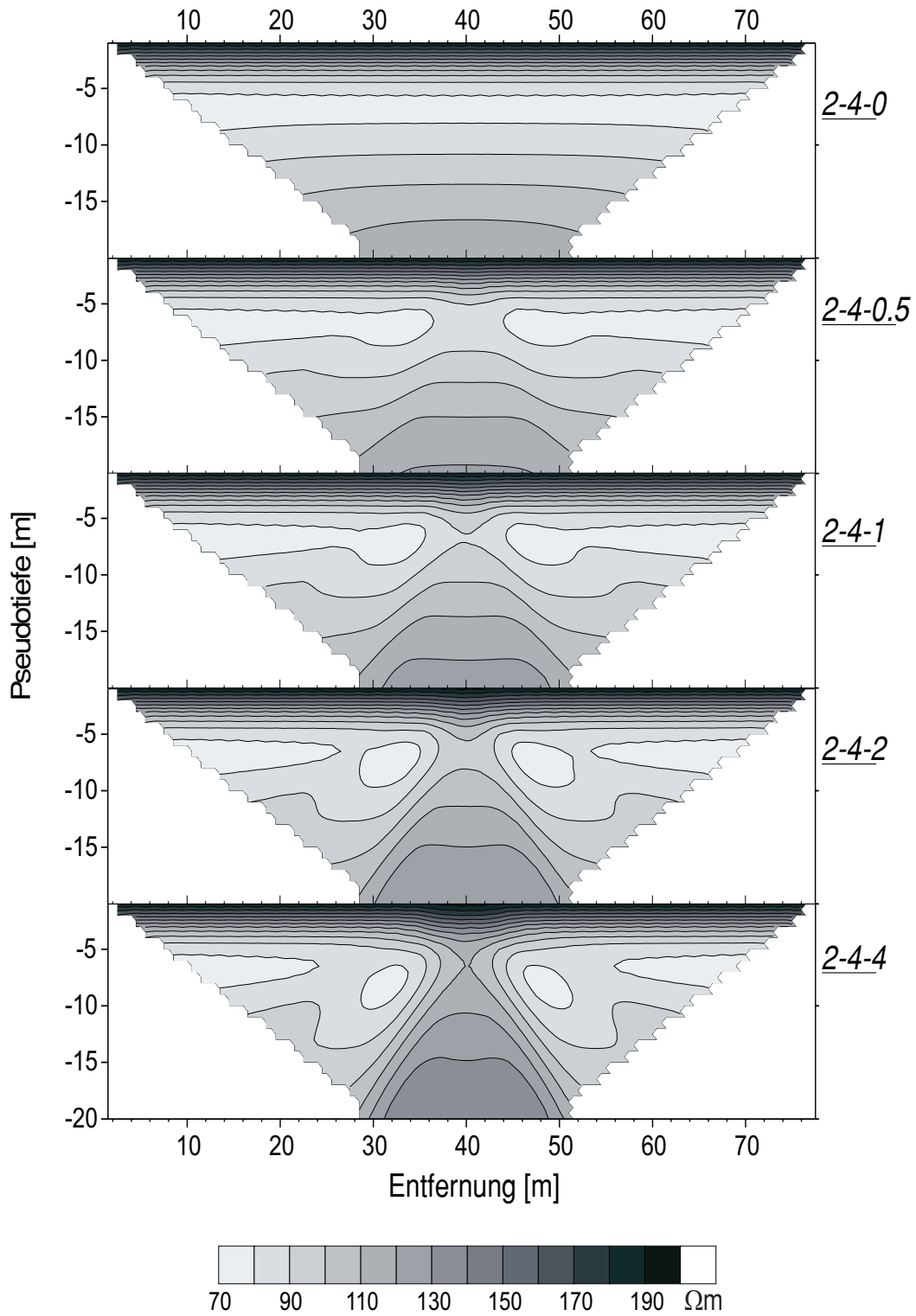
$$\text{Widerstands-anomalie}[\%] = \frac{\rho_m - \rho_o}{\rho_o} \cdot 100 \quad (4.1)$$

wobei:

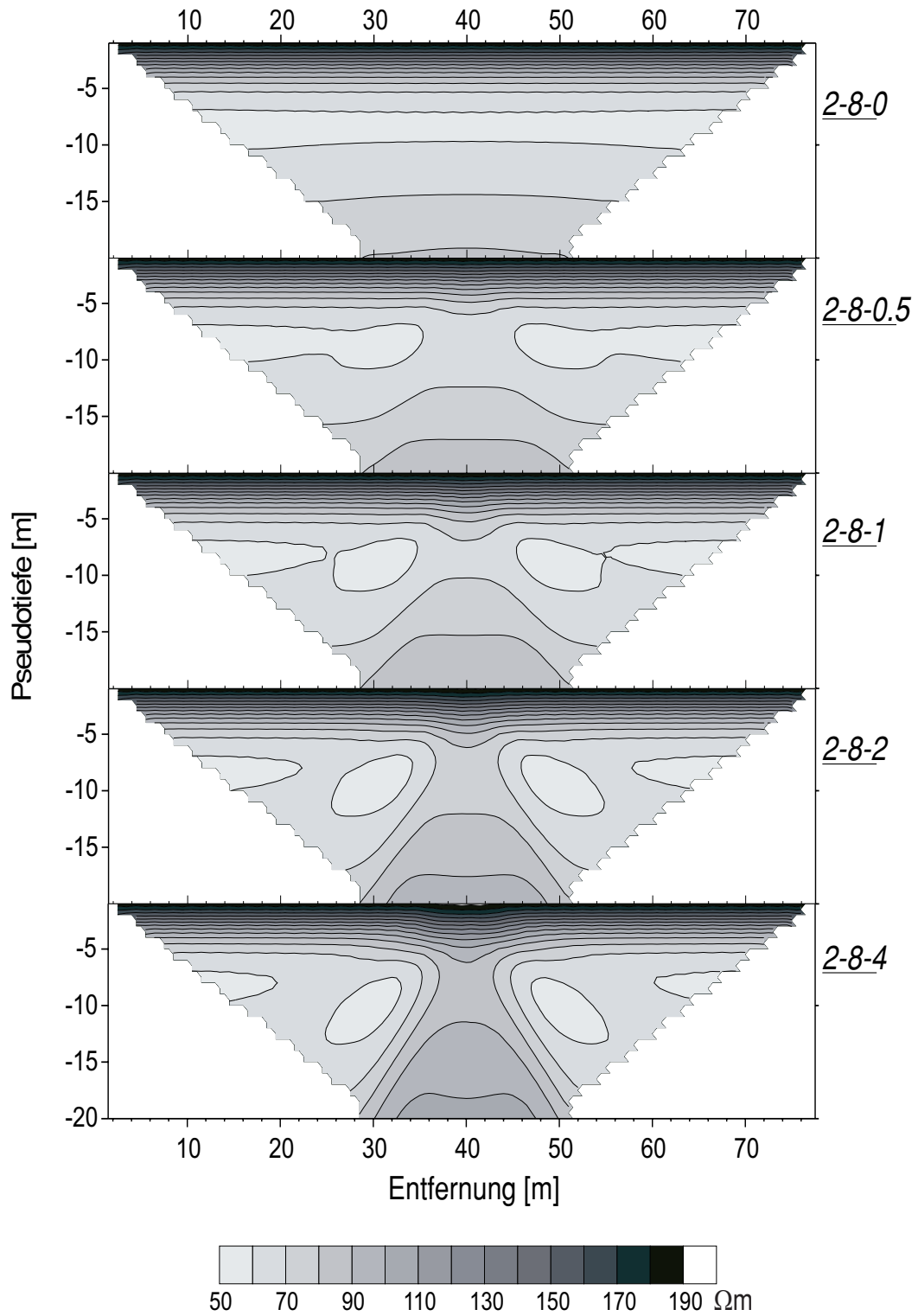


**Abb. 4.3:** Pseudosektionen für unterschiedliche Lückenbreiten (Überdeckung:  $200 \Omega\text{m} : 2 \text{ m}$ ; Schutzschicht  $40 \Omega\text{m} : 2 \text{ m}$ ; unterste Schicht:  $200 \Omega\text{m}$ ); erste Ziffer in der Legende: Überdeckungsmächtigkeit [m], zweite Ziffer: Schutzschichtmächtigkeit [m], dritte Ziffer: Lückenbreite [m].

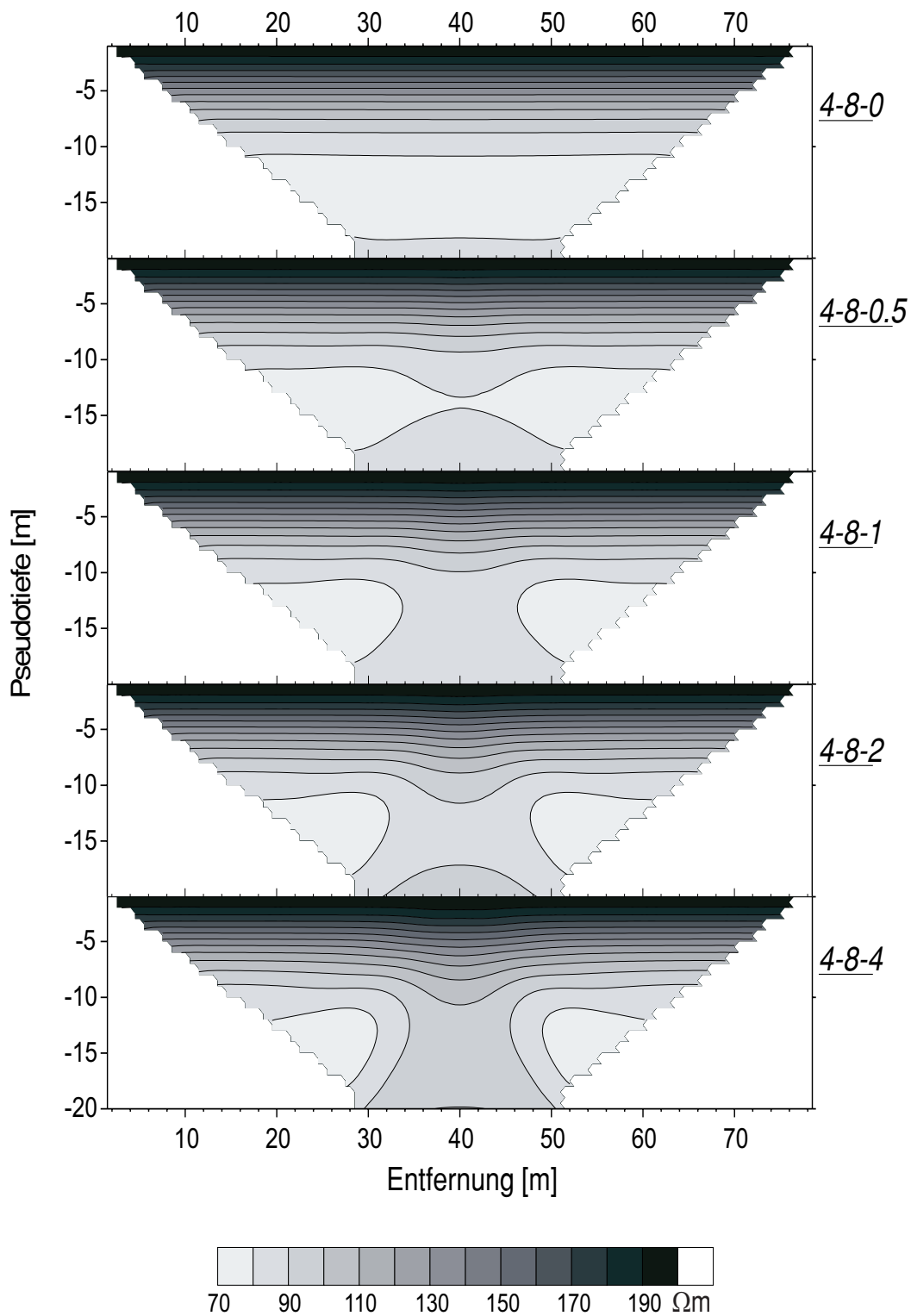




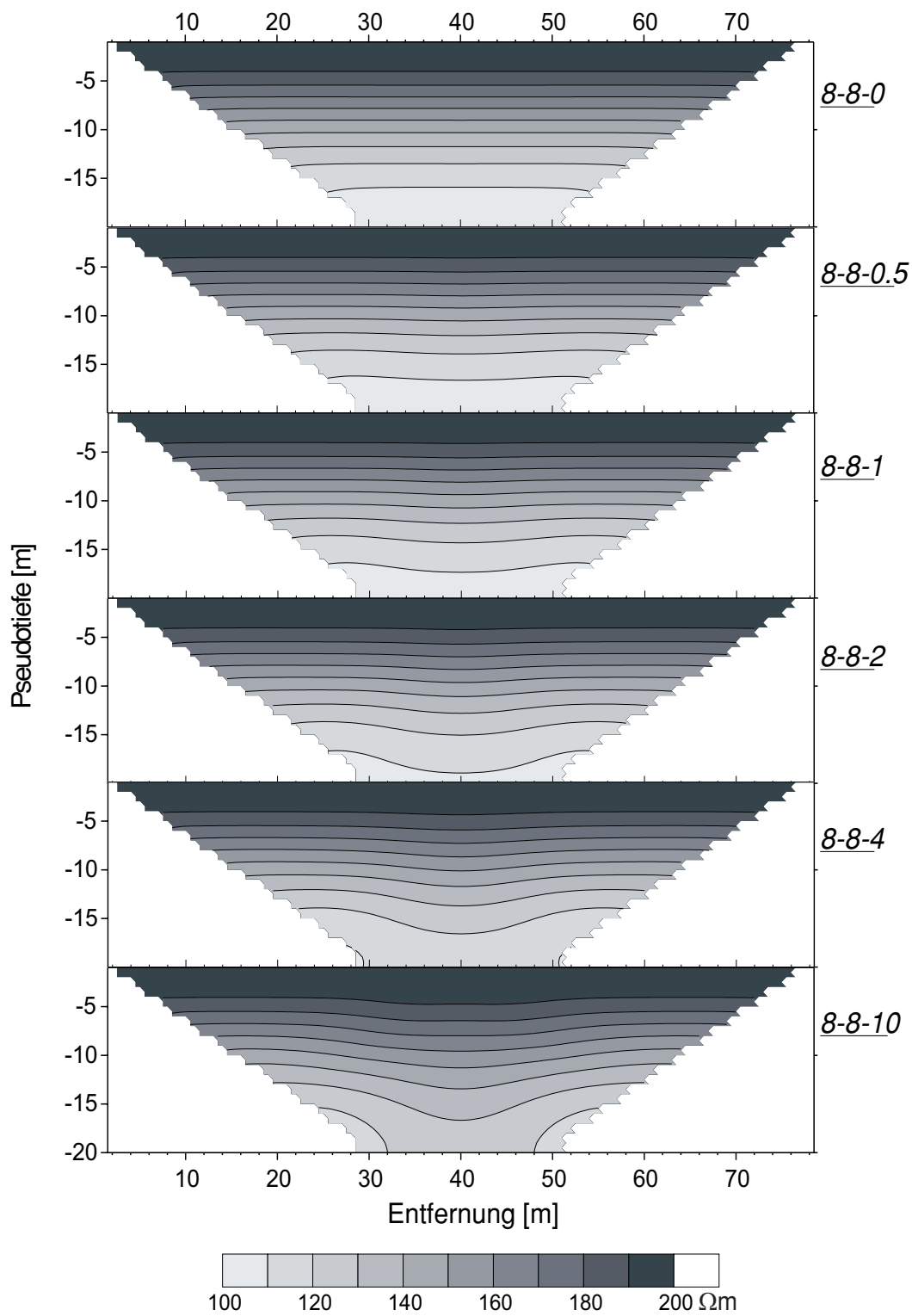
**Abb. 4.4:** Pseudosektionen für unterschiedliche Lückenbreiten (Überdeckung:  $200 \Omega m : 2 m$ ; Schutzschicht  $40 \Omega m : 4 m$ ; unterste Schicht:  $200 \Omega m$ ); erste Ziffer in der Legende: Überdeckungsmächtigkeit [m], zweite Ziffer: Schutzschichtmächtigkeit [m], dritte Ziffer: Lückenbreite [m].



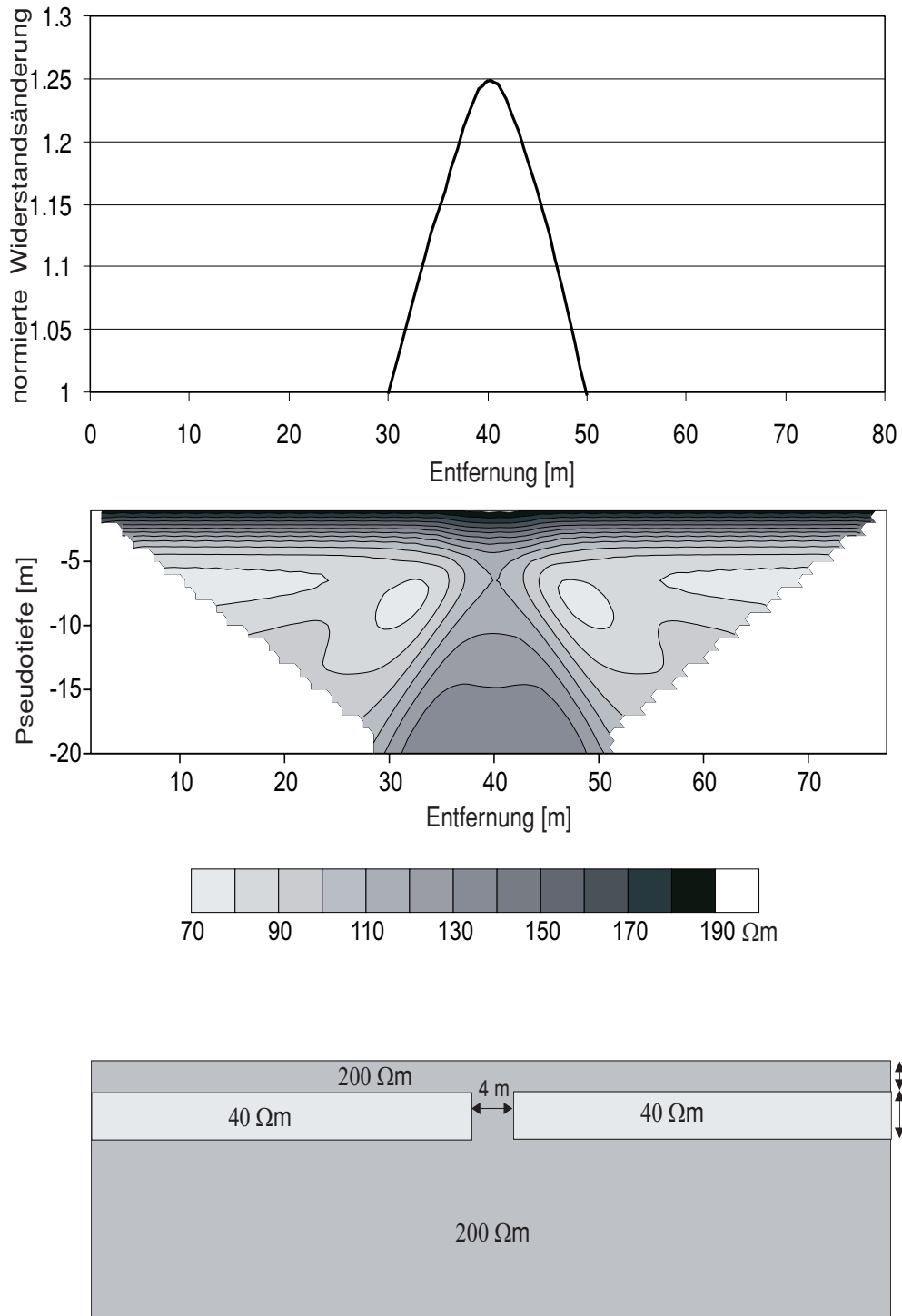
**Abb. 4.5:** Pseudosektionen für unterschiedliche Lückenbreiten (Überdeckung:  $200 \Omega m : 2 m$ ; Schutzschicht  $40 \Omega m : 8 m$ ; unterste Schicht:  $200 \Omega m$ ); erste Ziffer in der Legende: Überdeckungsmächtigkeit [m], zweite Ziffer: Schutzschichtmächtigkeit [m], dritte Ziffer: Lückenbreite [m].



**Abb. 4.6:** Pseudosektionen für unterschiedliche Lückenbreiten (Überdeckung:  $200 \Omega m : 4 m$ ; Schutzschicht  $40 \Omega m : 8 m$ ; unterste Schicht:  $200 \Omega m$ ); erste Ziffer in der Legende: Überdeckungsmächtigkeit [m], zweite Ziffer: Schutzschichtmächtigkeit [m], dritte Ziffer: Lückenbreite [m].



**Abb. 4.7:** Pseudosektionen für unterschiedliche Lückenbreiten (Überdeckung:  $200 \Omega\text{m} : 8 \text{ m}$ ; Schutzschicht  $40 \Omega\text{m} : 8 \text{ m}$ ; unterste Schicht:  $200 \Omega\text{m}$ ).



**Abb. 4.8:** Modellierungsbeispiel: **oben:** relative Widerstandsänderung über einer 4 m breiten Lücke **in der Mitte:** geoelektrische 2D Pseudosektion **unten:** Untergrundmodell.

**Tab. 4.1:** Maximale Anomalie [%] bei unterschiedlichen Überdeckungs- und Schutzschichtmächtigkeiten für zunehmende Lückenbreiten.

Lückenbreite (m)	Überdeckung / Schutzschicht (m)/(m)						
	2 / 2	2 / 4	2 / 8	4 / 2	4 / 4	4 / 8	8 / 8
0	0	0	0	0	0	0	0
0.5	4.3	5.4	5.6	2.2	2.6	2.7	0.8
1	7.1	9.2	9.8	3.6	4.8	5.0	1.6
2	11.4	15.3	17.0	5.9	8.0	8.6	2.9
4	18.1	24.9	28.5	9.4	12.9	14.4	5.0
10	32.4	45.4	53.8	16.9	23.4	26.8	9.4

$\rho_m$  = der gemessene spez. el. Widerstand

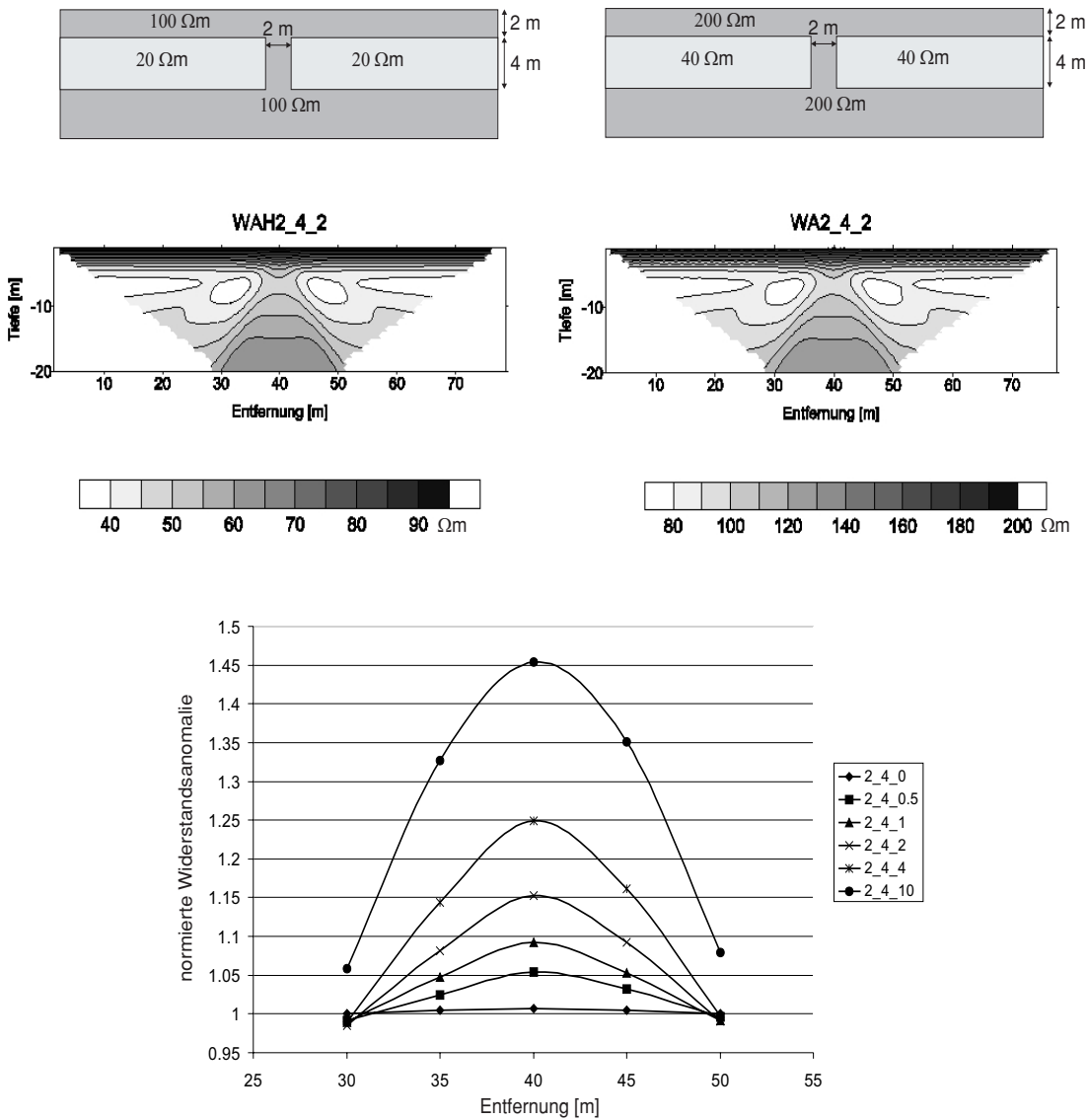
$\rho_o$  = spez. el. Widerstand ohne Lücke

In Tab. 4.1 sind maximale Anomaliewerte für zunehmende Lückenbreiten bei unterschiedlichen Überdeckungs- und Schutzschichtmächtigkeiten dargestellt.

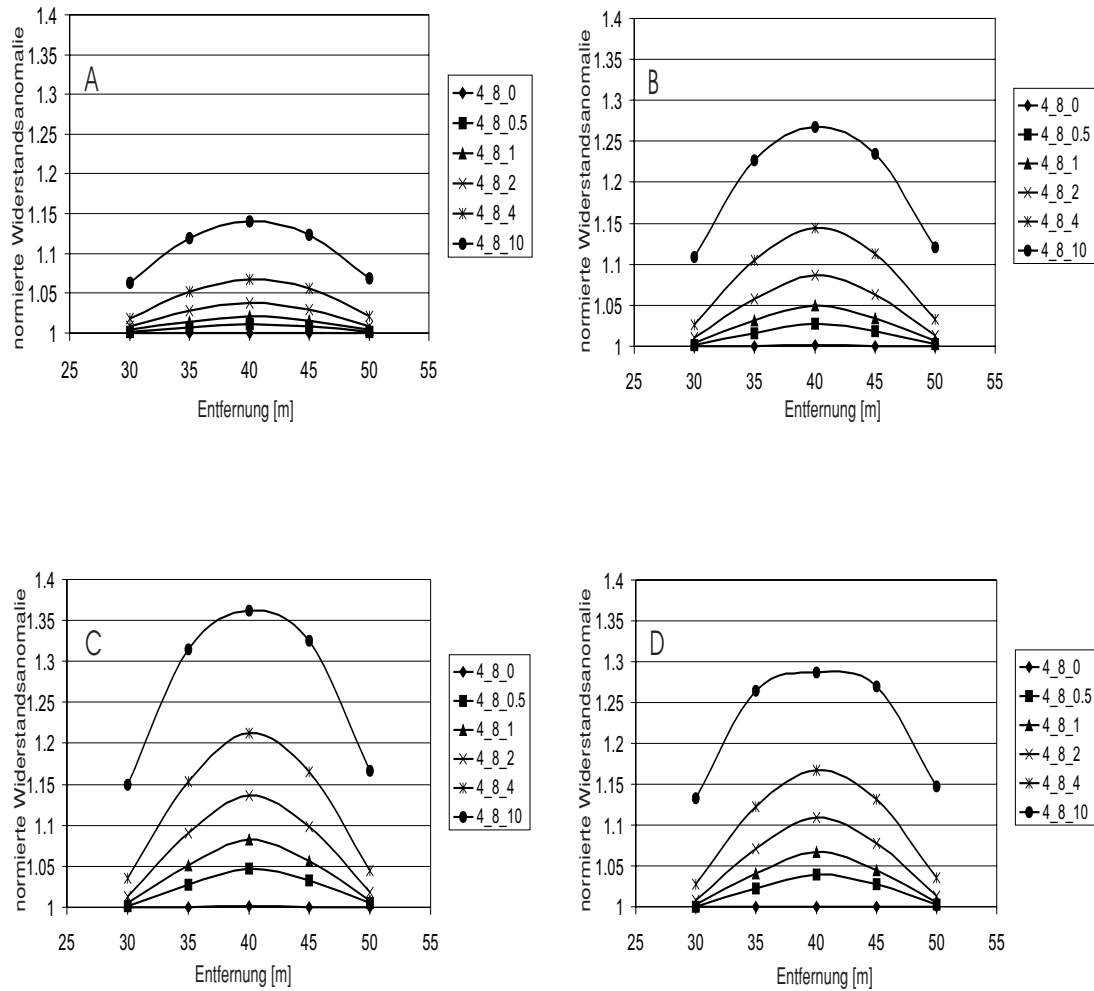
Um eine zusammenfassende Darstellung zu erhalten, wurde ein Grundmodell mit einer Überdeckungsmächtigkeit von 4 m und mit einem spezifischen elektrischen Widerstand von 200  $\Omega$ m herangezogen. Die Schutzschichtmächtigkeit beträgt 8 m, mit einem spezifischen elektrischen Widerstand von 40  $\Omega$ m. Der Untergrund hat 200  $\Omega$ m. In diesem Grundmodell wurden die Lückenbreite, das Widerstandsverhältnis von Überdeckung zu Schutzschicht, sowie die Überdeckungs- und Schutzschichtmächtigkeiten als Parameter genommen. Diese Parameter wurden variiert, um festzustellen, welcher die relative Widerstandsänderung in welcher Stärke beeinflusst. Das Ergebnis ist in Abb. 4.12 dargestellt. Eine starke normierte Widerstandsanzunahme geht mit der Abnahme der Überdeckungsmächtigkeit einher. Die restlichen Parameter sind - wie zu erwarten war - proportional zu der relativen Widerstandsänderung. Der Einfluß ist aber nie so groß, wie bei der Überdeckungsmächtigkeit. Die Abb. 4.13 zeigt die Zusammenhänge aus einer anderen Perspektive. Hier sind die relative Widerstandsänderung (bei einer Entfernung von 40 m gerechnet - über der Mitte der Lücke) gegen die Lückenbreite bei unterschiedlichen Deck- und Schutzschichtmächtigkeiten aufgetragen. Es ist auch eindeutig zu sehen, daß die Überdeckungsmächtigkeit den größten Einfluß auf die Meßwerte hat.

## Geoelektrische 1D-Sondierung

Vor der Durchführung von Schlumberger-Sondierungen stellt sich die Frage, wie weit die einzelnen Sondierungen voneinander entfernt sein dürfen, um noch Lücken in der Schutzschicht feststellen zu können. Diese Frage wurde in der folgenden Modellierung untersucht.



**Abb. 4.9:** **Oben:** *Untergrundmodelle* **Mitte links** *Pseudosektion für das obige drei-Schicht Untergrundmodell: Überdeckung 2 m; Schutzschicht 4 m, in der Mitte mit einer 2 m breiten Lücke* **Mitte rechts:** *Pseudosektion für die gleiche Modellgeometrie, aber mit doppelten spezifischen elektrischen Schichtwiderständen* **unten:** *für beide Modelle gültige relative spezifische Widerstandsänderung mit zunehmender Lückenbreite (die in der Legende angegebene erste Zahl ist die Überdeckungsmächtigkeit [m], die zweite Zahl ist die Schutzschichtmächtigkeit [m] und die dritte ist die Breite [m] der in der Schutzschicht befindlichen Lücke).*



**Abb. 4.10:** Normierte Widerstandsanomale mit zunehmender Lückenbreite in der Schutzschicht für unterschiedliche Schichtwiderstandsverhältnisse: **A:** 2.5 : 1 : 2.5 **B:** 5 : 1 : 5 **C:** 10 : 1 : 10 **D:** 10 : 1 : 5.



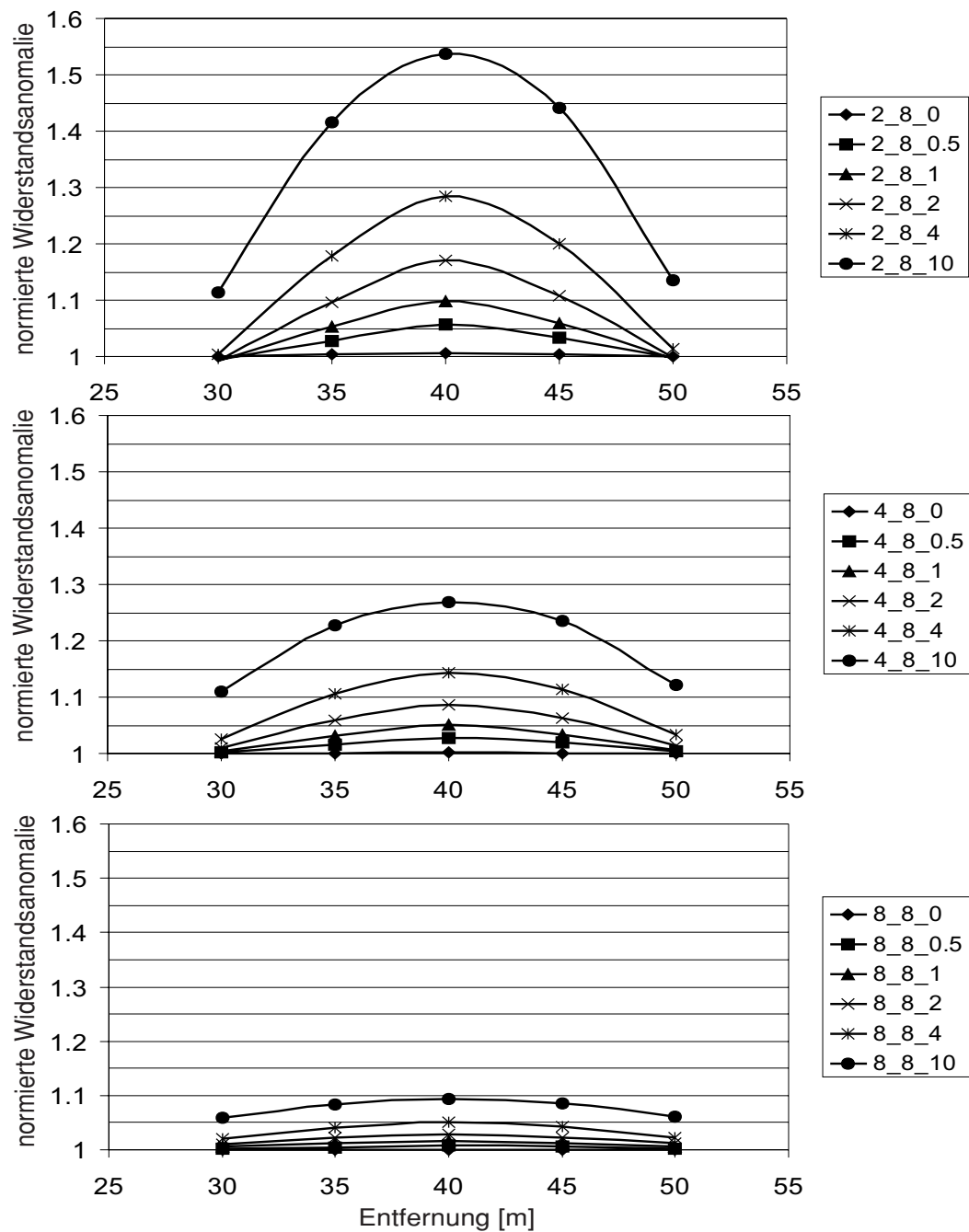
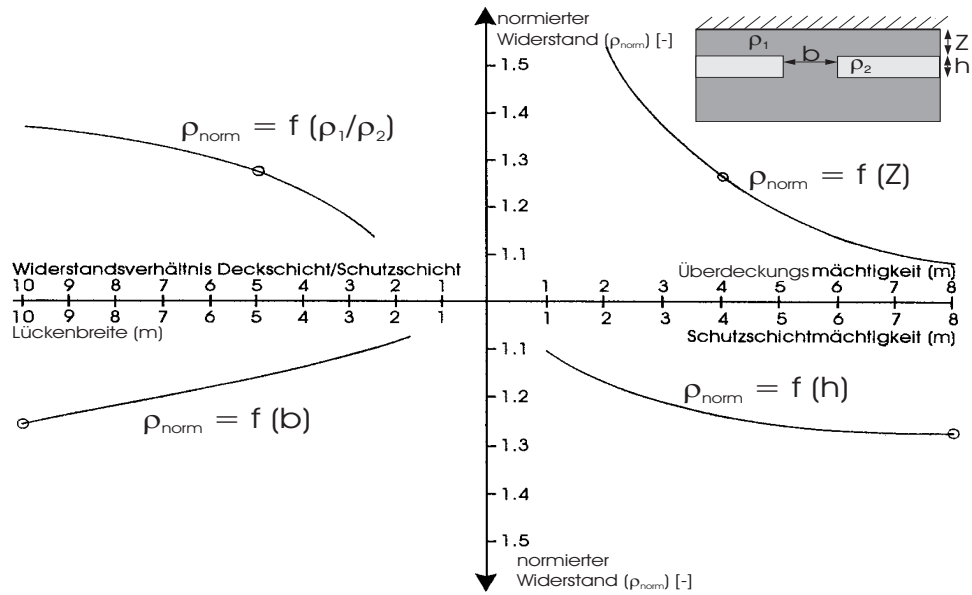
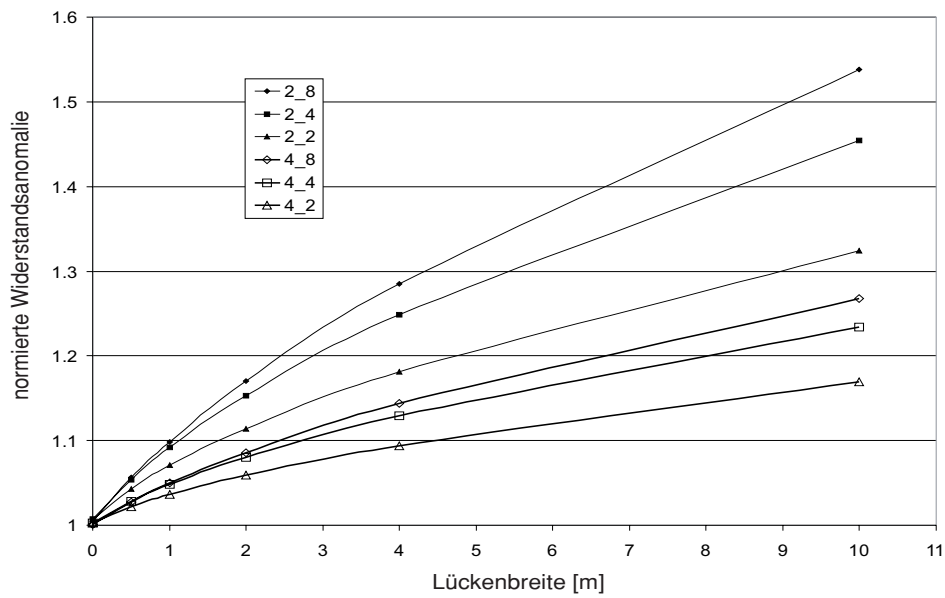


Abb. 4.11: Relative spezifische Widerstandsänderung mit zunehmender Lückenbreite für unterschiedliche Überdeckungsmächtigkeiten (die in der Legende angegebene erste Zahl ist die Überdeckungsmächtigkeit [m], die zweite Zahl ist die Schutzschichtmächtigkeit [m] und die dritte ist die Lückenbreite [m]).



**Abb. 4.12:** Zusammenfassende Darstellung der Widerstandsanomalie einer Lücke in der Schutzschicht bei Variation der Modellparameter; das jeweilige Grundmodell (s. Text) ist mit einem Kreis gekennzeichnet.



**Abb. 4.13:** Relative Widerstandsänderung in Abhängigkeit von der Schichtmächtigkeit (die in der Legende angegebene erste Zahl ist die Überdeckungsmächtigkeit [m], die zweite Zahl ist die Schutzschichtmächtigkeit [m]).

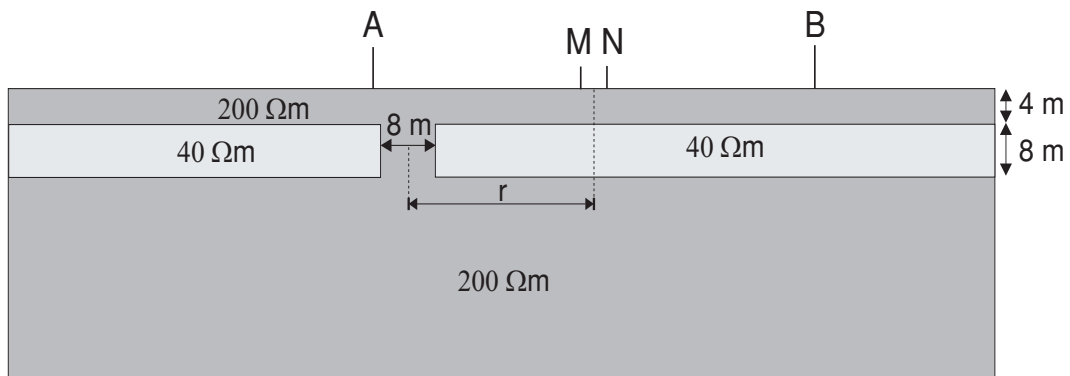
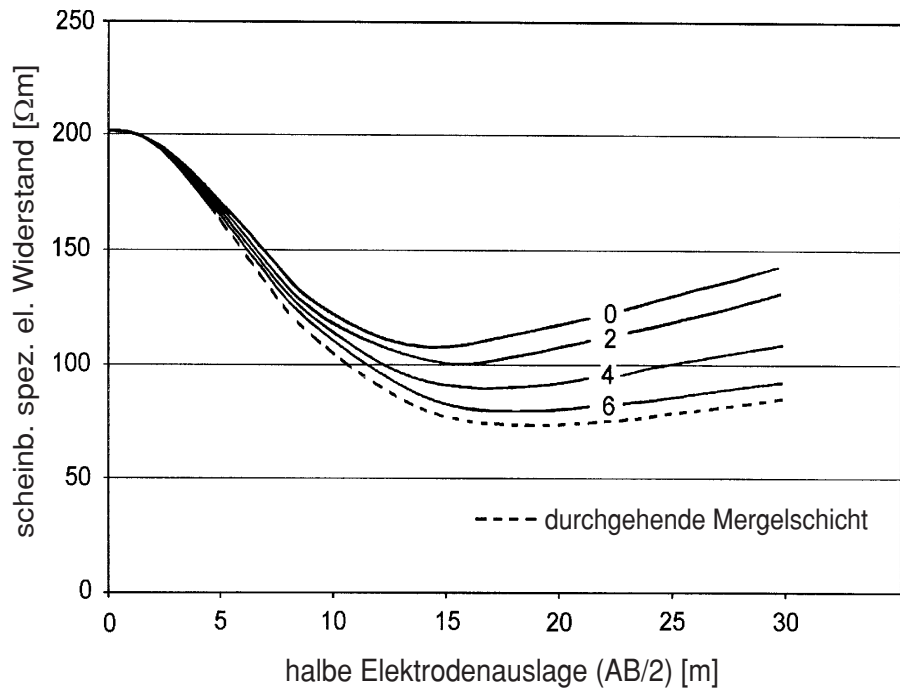
Dafür wurden Modelle mit unterschiedlichen Überdeckungs- und Schutzschichtmächtigkeiten, sowie unterschiedlichen Lückenbreiten verwendet und Schlumberger-Messungen für unterschiedliche Entfernungen berechnet. So kann man feststellen, in welcher Entfernung die Lücke noch zu „sehen“ ist. Das Ergebnis zeigt die Abb. 4.14. Die Entfernung zwischen den einzelnen Schlumberger-Sondierungen sollte in der Größenordnung der Lückenbreite sein, um eine Chance zu haben, die Lücke zu erfassen. Dieses Resultat zeigt deutlich die Grenzen der Anwendbarkeit der Geoelektrik auf diesem Gebiet. Zur Erfassung von geringen Lückenbreiten steigt die Zahl der benötigten Sondierungen in unwirtschaftliche Dimensionen.

## 4.2 Kleinräumige Sandeinlagerung in der Schutzschicht

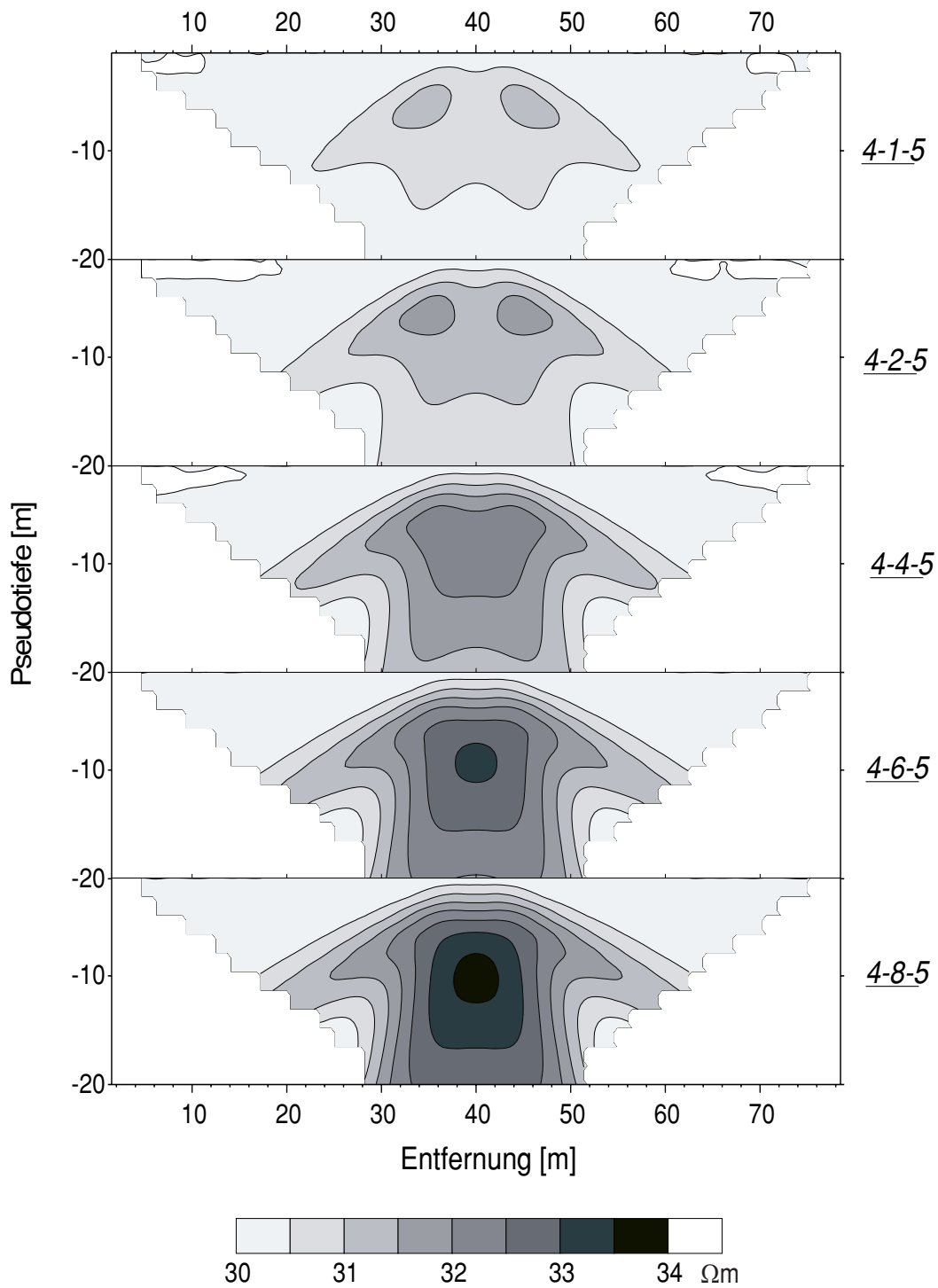
In einer Formation mit geringer hydraulischer Durchlässigkeit können eingelagerte Sandlinsen die Verweildauer des Sickerwassers ebenfalls verkürzen. In der nächsten Modellierung wurde versucht zu zeigen, inwieweit solche Linsen an den Meßergebnissen zu erkennen sind. Hierfür wurde das gleiche Gitternetz mit Randelementen wie bei den vorherigen Modellierungen verwendet (Abb. 4.1). Die Modellierung wurde für unterschiedliche Dimensionen der Sandlinse, für unterschiedliche Lagerungstiefen und für unterschiedliche Widerstandsverhältnisse zwischen der Sandlinse und der tonigen Umgebung durchgeführt. Hierbei wurden die Tiefe ( $Z$ ), die Breite ( $b$ ) und die Höhe ( $h$ ) der Sandlinse jeweils zwischen 1 und 10 m variiert. Abb. 4.15 zeigt, wie sich die Pseudosektion der Widerstände mit wachsender Linsenmächtigkeit ändert. Die 5 m breite Sandlinse liegt in einer Tiefe von 4 m. Bei der Modellierung variiert die Linsenmächtigkeit zwischen 1 und 8 m. Die Sandlinse hat hier einen spezifischen Widerstand von  $150 \Omega\text{m}$  und die Geschiebemergel-Umgebung von  $30 \Omega\text{m}$ . Bei einer Mächtigkeit von 8 m ergab sich ein maximaler scheinbarer spezifischer Widerstandswert von  $34 \Omega\text{m}$ . Dies entspricht - bei Annahme von einem spezifischen Widerstandes von  $30 \Omega\text{m}$  für den ungestörten Geschiebemergel - einer maximalen Anomalie von 12%.

Abb. 4.16 zeigt eine Pseudosektionsreihe der spezifischen elektrischen Widerstände für eine zwei dimensionale Sandlinse (2m x 10m) in unterschiedlicher Tiefe. Die Sandlinse - die in diesem Fall einen spezifischen elektrischen Widerstand von  $300 \Omega\text{m}$  hat - verursacht in dem Geschiebemergel ( $30 \Omega\text{m}$ ) in der Tiefe von 1 m eine 100%-ige Anomalie. Diese Anomalie nimmt mit der Tiefe drastisch ab. In einer Tiefe von 10 m verursacht sie eine praktisch unmeßbare Anomalie von 4%.

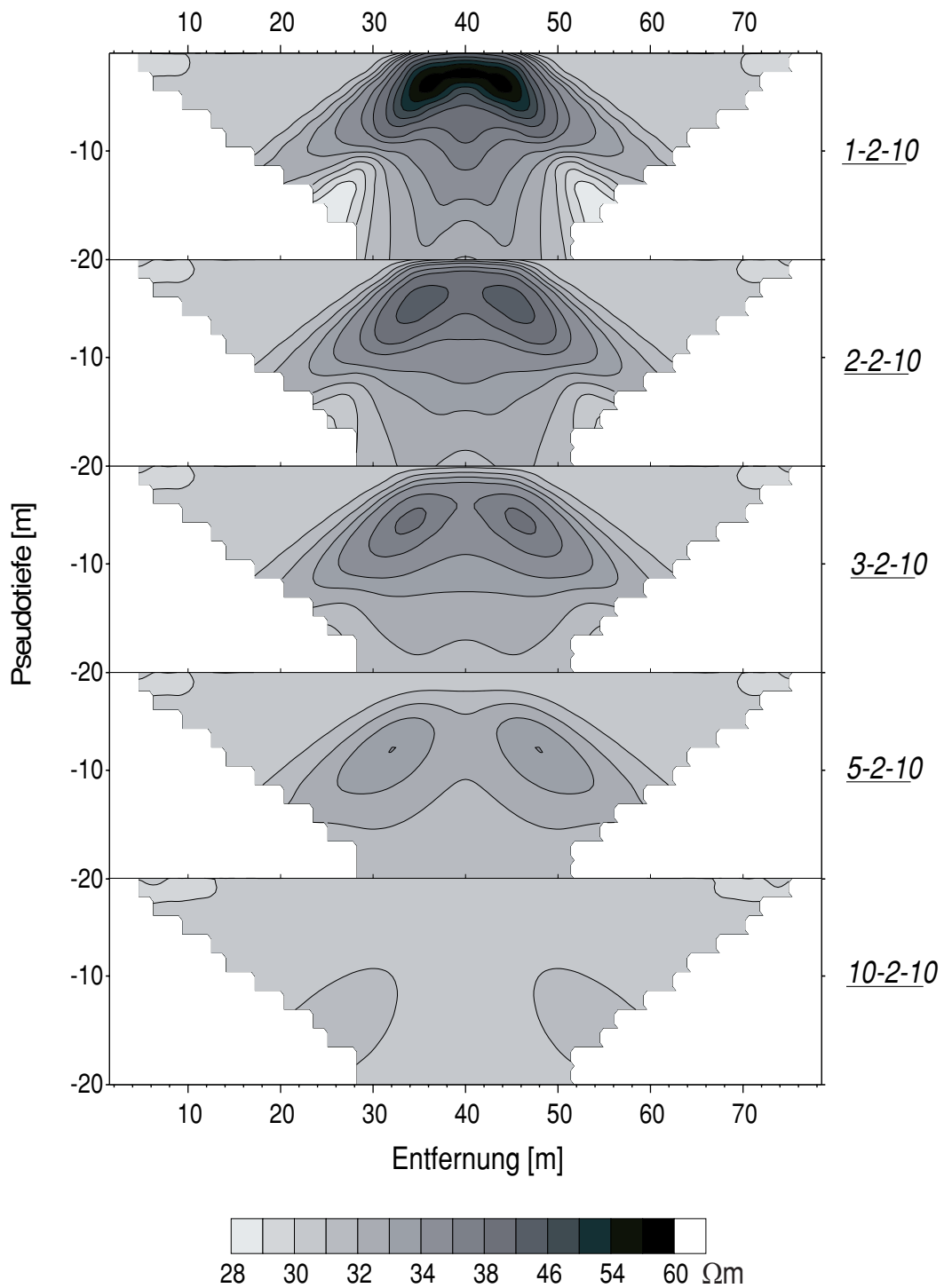
Die Ergebnisse der Modellierung sind in der Abb. 4.17 zusammengefaßt. Als Grundmodell wurde eine zweidimensionale Sandlinse (2m x 10m) mit einem spezifischen Widerstand von  $300 \Omega\text{m}$  in einer Tiefe von 3 m gewählt. Für den spezifischen Widerstand des umgebenden Geschiebemergels wurde  $30 \Omega\text{m}$  angenommen. Hier ist deutlich zu erkennen, daß die Tiefe der Sandlinse den stärksten Einfluß auf die Größe der Anomalie hat.



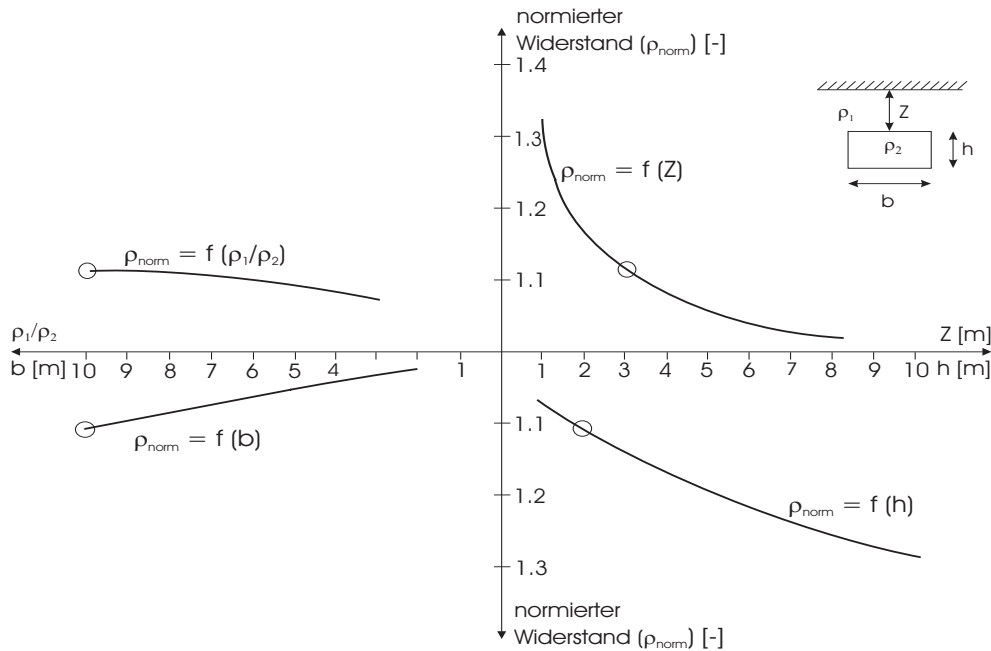
**Abb. 4.14:** oben: geoelektrische Modellkurven bei einer seitlich versetzten Lücke in einer Geschiebemergellage ( $r$ : Kurvenparameter); zum Vergleich ist die Modellkurve mit durchgängiger Geschiebemergellage gezeigt (gestrichelte Linie) unten: schematische Darstellung der Meßanordnung.



**Abb. 4.15:** Pseudosektionen der spezifischen elektrischen Widerstände für unterschiedliche Sandlinsenmächtigkeiten (zweite Ziffer; zwischen 1 und 8 m). Spezifischer Widerstand des Sandes:  $150 \Omega m$ ; spezifischer Widerstand des Geschiebemergels:  $30 \Omega m$ ; Tiefe der Sandlinse (erste Ziffer): 4 m; Breite der Sandlinse (dritte Ziffer): jeweils 5 m.



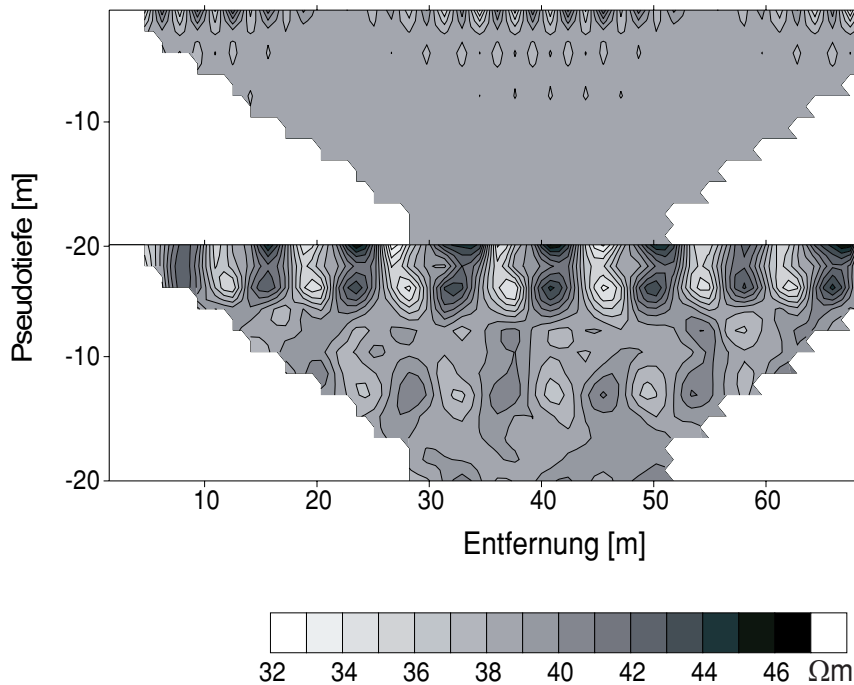
**Abb. 4.16:** Pseudosektionen der spezifischen elektrischen Widerstände für eine zweidimensionale Sandlinse (2 m X 10 m) in den Tiefen vom zwischen 1 und 10 m. Spezifischer Widerstand des Sandes: 300  $\Omega m$ ; spezifischer Widerstand des Geschiebemergels: 30  $\Omega m$  (die erste Ziffer in der Legende: die Tiefe der Sandlinse; die zweite Ziffer: Mächtigkeit der Sandlinse und die dritte Ziffer: die Breite der Sandlinse).



**Abb. 4.17:** Zusammenfassende Darstellung für eine variierende Geometrie bei Sandlinsen im tonhaltigen Untergrundmaterial; das jeweilige Grundmodell (s. Text) ist mit einem Kreis gekennzeichnet.

Um abzuschätzen, wie sich natürliche Widerstands anomalien auf die Messungen auswirken, wurden zwei Geschiebemergel-Modelle ohne Sandeinlagerung berechnet. Hier ist die Geschiebemergelschicht nicht als homogen angenommen, sondern in dem ersten Fall wurden alle Gitterkästchen (0.5m x 0.5m) abwechselnd mit den spezifischen elektrischen Widerständen von 30  $\Omega\text{m}$ , 40  $\Omega\text{m}$  und 50  $\Omega\text{m}$  belegt. Eine derartige Variation der spezifischen Widerstände im Geschiebemergel entspricht häufig den natürlichen Gegebenheiten. In der Nähe der Oberfläche sind die Elektrodenabstände klein genug, um diese kleinen Kästchen aufzulösen. In der tieferen Region ist die Pseudosektion der Widerstände gleichmäßig (Abb. 4.18 oben).

In dem zweiten Modell haben die einzelnen Inhomogenitäten größere Dimensionen (horizontal bis zu 4 m; vertikal bis zu 3 m) und die Verteilung der Blöcke ist unregelmäßig. Die Anomalien sind hier klarer aufgelöst (Abb. 4.18 unten). Die Variation der berechneten spezifischen Widerstände kann in der Größenordnung der von Sandlinsen verursachten Widerstands anomalien sein. So kann man anhand der Pseudosektionen der gemessenen spezifischen Widerstände häufig nicht unterscheiden, ob die Widerstands anomalie durch eine Sandlinse verursacht wurde oder durch die natürliche Widerstandsverteilung im Geschiebemergel.

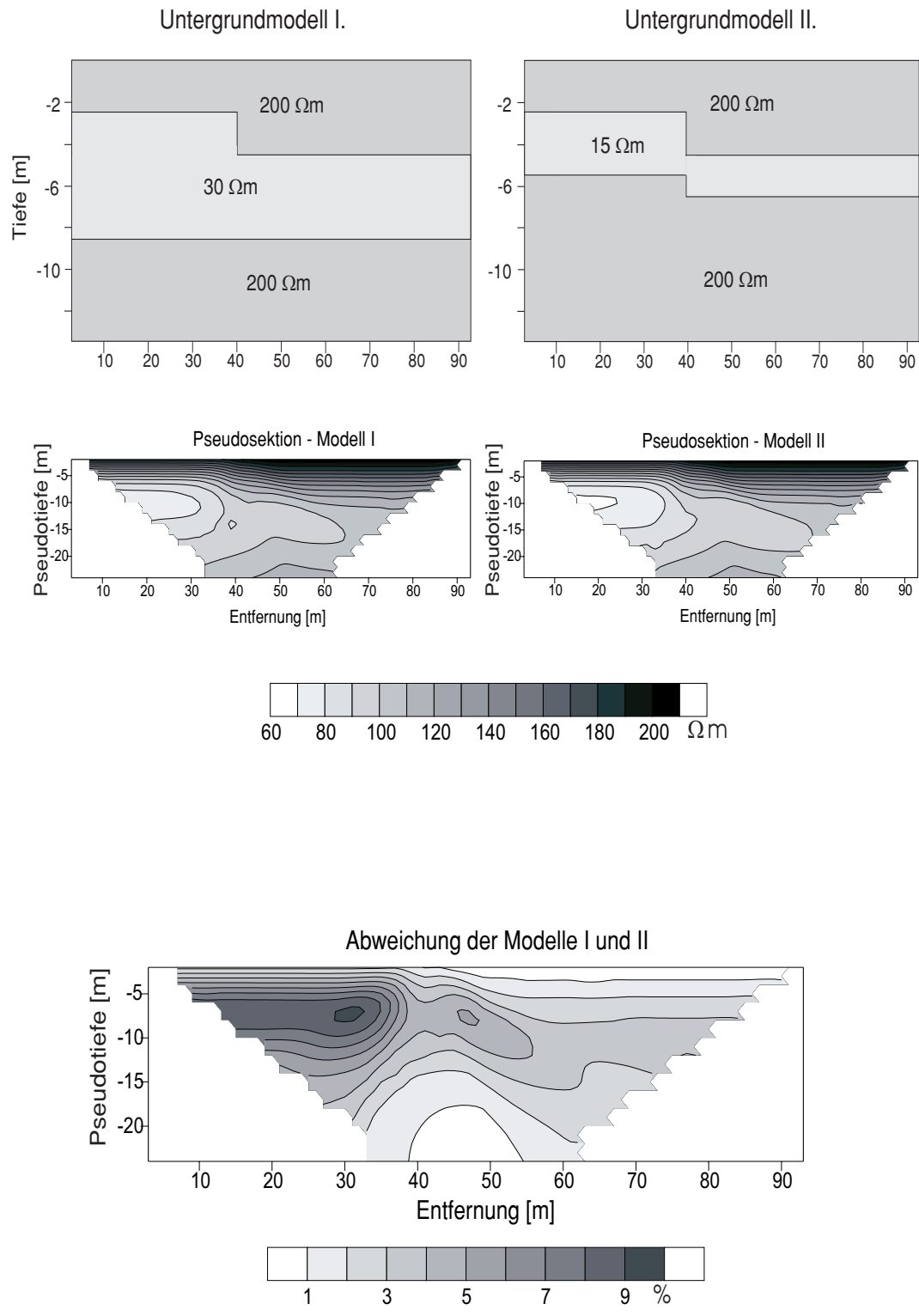


**Abb. 4.18:** Pseudosektion der spezifischen Widerstände. **Oben:** für gleichmäßig verteilte, mit  $30 \Omega\text{m}$ ,  $40 \Omega\text{m}$  und  $50 \Omega\text{m}$  belegte  $0.5\text{m} \times 0.5\text{m}$  große Kästchen **unten:** für größere ( $3\text{-}4 \text{ m} \times 2\text{-}3 \text{ m}$ ) Blöcke.

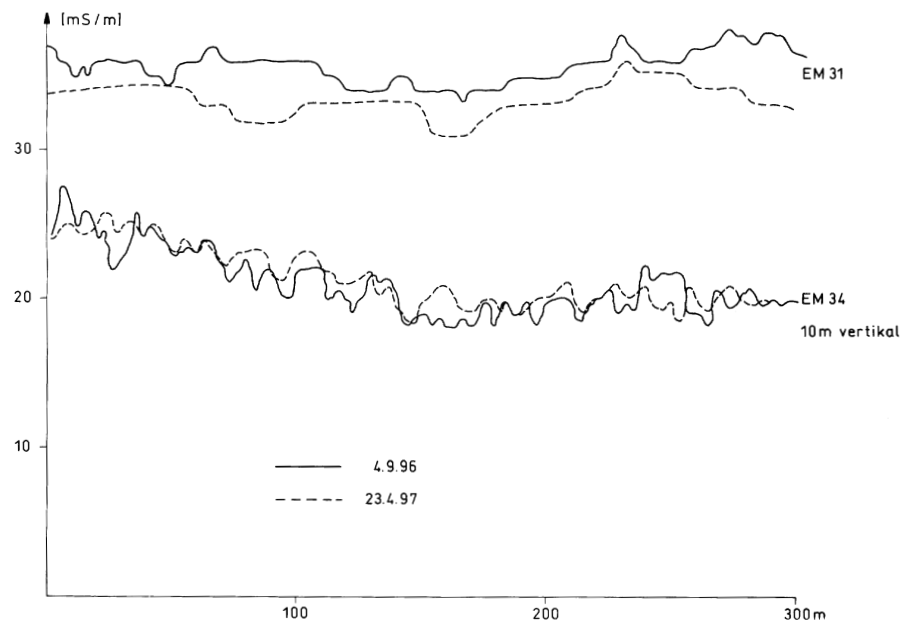
### 4.3 Äquivalenzfälle

1D-geoelektrische Sondierungen sind ohne geologische Vorerkundung oft nicht eindeutig auszuwerten. Zeichnen sich Schichten mit hohem oder geringem spezifischen elektrischen Widerstand durch ausgeprägte Maxima oder Minima in der Sondierungskurve ab, so können für diese Schichten lediglich das Produkt (bei einem Maximum) oder der Quotient (für ein Minimum) aus dem spezifischen Widerstand und der Mächtigkeit der Schicht bestimmt werden. Diese Einschränkung der Interpretierbarkeit wird als Äquivalenzprinzip bezeichnet. Bei 2D Konfigurationen ergibt sich eine bessere Auflösung von Äquivalenzfällen. Ein Beispiel dafür zeigt die Abb. 4.19. Hier wurden über zwei geoelektrisch äquivalente Untergrundmodelle 2D Modellrechnungen durchgeführt. 1D-Sondierungen an jedem Punkt des Meßprofils würde keine Unterscheidung zwischen Modell I und II erlauben. Die Pseudosektionen der spezifischen elektrischen Widerstände bei der 2D Modellierung unterscheiden sich aber für die beide Untergrundmodelle eindeutig. Dieses Beispiel zeigt, daß die Investition in eine Vermessung in 2D Konfiguration die Interpretation der Meßwerte in vielen Fällen gegenüber einer 1D Konfiguration deutlicher macht.





**Abb. 4.19:** Synthetisches Beispiel für 2D Vermessungen, über zwei Untergründen, die bei einer 1D Sondierung äquivalent wären.



**Abb. 4.20:** Elektromagnetische Wiederholungsmessungen (EM-31 und EM-34) zu unterschiedlichen Jahreszeiten bei tonhaltigem Untergrund (Konn & Borús, 1997).

#### 4.4 Saisonaler Einfluß auf die oberflächennahe elektrische Leitfähigkeit

Im folgenden wurden die saisonalen Effekte auf die elektrische Leitfähigkeit im Oberflächenbereich bei bindigem Material untersucht. Dafür wurden elektromagnetische Messungen (EM-31 und EM-34) auf einem Kleiboden in der Elbmarsch jeweils im Sommer - nach langanhaltender Trockenheit - und im Frühjahr - nach dem niederschlagsreichen Winter - durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Abb. 4.20 gezeigt. Die Meßwerte, die in unterschiedlichen Jahreszeiten gewonnen wurden, unterscheiden sich nur geringfügig. Diese Tatsache ist damit zu erklären, daß bei tonhaltigem Untergrund das Haftwasser sehr stark gebunden ist und sogar langanhaltende Trockenheit nur zu einer minimalen Abnahme des Sättigungsgrads führen kann. Unter diesen Umständen müssen saisonale Einflüsse bei der Meßplanung nicht berücksichtigt werden.

# Kapitel 5

## Diskussion und Ausblick

Das Ziel dieser Arbeit war es, einen Beitrag zur verbesserten Abschätzung des Tongehalts oberflächennaher Sedimente zu leisten. Eine derartige Abschätzungsmöglichkeit liefert die physikalische Basis zur Interpretation flächenhaft vorliegender geophysikalischer Meßdaten in Bezug auf die hydraulische Durchlässigkeit und damit das Schadstoffrückhaltevermögen des Untergrunds.

Zunächst mußte dazu der Begriff „Tongehalt“ kritisch betrachtet werden. In der Petrophysik ist der Tongehalt ein wichtiger Parameter zur Berechnung von elektrischer Leitfähigkeit, seismischer Geschwindigkeit und der Dielektrizitätskonstanten. In der Geologie dagegen ist ein Sediment durch seine Korngrößenverteilung definiert. Es konnte aber gezeigt werden, daß eine kontinuierliche Korngrößenverteilung durch ein Zweikorn-System (Sand/Ton) derart ersetzt werden kann, daß die hydraulische Durchlässigkeit weitgehend unverändert bleibt. Es ist also durchaus möglich, mit einem aus geophysikalischen Messungen abgeleiteten „Tongehalt“ die hydraulischen Parameter des Untergrundes zu berechnen. Es wäre trotzdem besser, wenn in die Betrachtung der hydraulischen Eigenschaften statt des Tongehalts die vollständige Korngrößenverteilung einfließen würde. Dieses setzt voraus, daß die Korngrößenverteilung aus geophysikalischen Messungen abgeleitet werden kann. Beim derzeitigen Stand der Technik ist es nicht möglich. Es ist aber denkbar, das neue Verfahren, mit denen speziell die innere Oberfläche des Gesteins erfaßt werden kann wie die Spektrale Induzierte Polarisation (SIP) oder das Nuclear-magnetic-resonance-Verfahren (MNR) eine Ableitung der Korngrößenverteilung ermöglichen. Diese Verfahren sind aber noch nicht praxisreif.

Der Einfluß des Tongehalts auf die geophysikalischen Materialeigenschaften wurde anhand von Standardrelationen aus der Literatur untersucht. Seismische Geschwindigkeiten zeigen lediglich eine geringe Sensitivität gegenüber Änderungen des Tongehalts, während elektrische Leitfähigkeit und Dielektrizitätskonstante etwa gleich stark auf Tongehaltsänderungen reagieren. Eine Bestimmung der Dielektrizitätskonstanten im Untergrund kann über die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Radarimpulsen erfolgen, diese werden aber im tonhalti-

gen und damit elektrisch gut leitfähigen Material stark gedämpft, so daß sie nur ein geringes Eindringungsvermögen haben. Somit kommt dieses Verfahren, beim gegenwärtigen Stand der Technik, für eine praktische Anwendung nicht in Frage.

Die  $\gamma$ -Aktivität reagiert sehr sensibel auf die Tongehaltsänderungen. Auch in dieser Arbeit erfolgte die Tongehaltsbestimmung teilweise anhand vorhandener Strahlungsmessungen. Da dieses Verfahren wegen der kurzen Reichweite der  $\gamma$ -Strahlung ein Bohrloch voraussetzt, ist das Verfahren teuer und auch nicht immer erwünscht.

Als praktikabler und mit Hilfe von geophysikalischen Verfahren leicht in seiner flächenhaften Verteilung zu ermittelnder Parameter wurde daher die elektrische Leitfähigkeit für weitere Betrachtungen ausgewählt. Zur Berechnung des elektrischen Widerstands tonhaltigen Materials liegen eine Reihe ausgewählter Literatur vor. Bei den hier aufgestellten Relationen geht aber nicht der Tongehalt, sondern die Kationenaustauschkapazität oder die Oberflächenleitfähigkeit der Tonminerale als Rechenparameter ein. Für eine praktische Anwendung muß daher das Verhältnis von Tongehalt und Kationenaustauschkapazität bzw. von Tongehalt und Oberflächenleitfähigkeit bekannt sein. Da diese Verhältnisse von der Mineralzusammensetzung der Tone bestimmt werden, kann erwartet werden, daß sie von Meßgebiet zu Meßgebiet unterschiedlich sind und daher jedesmal bestimmt werden müssen. Weitere Parameter zur Berechnung der elektrischen Leitfähigkeit sind Porosität und elektrische Leitfähigkeit des Porenwassers, auch diese werden in jedem Meßgebiet unterschiedlich sein.

Für das weitere Vorgehen wurde daher folgendes Konzept gewählt: Porosität und elektrische Leitfähigkeit des Porenwassers werden für ein Meßgebiet als konstant angesehen und es werden hierfür Erfahrungswerte vorgegeben. Anschließend wird die Tongehalts-Widerstandsfunktion berechnet, wobei unterschiedliche Konversionsfaktoren zwischen Tongehalt und Kationenaustauschkapazität angesetzt werden. Aus der so gewonnenen Kurvenschar im Widerstands-Tongehalts Diagramm wird anhand einiger Kalibrierungsmessungen (geoelektrische Sondierungen an Bohrlokationen, an denen der Tongehalt bestimmt wurde) die für das Meßgebiet geeignete Widerstands-Tongehalts Kurve bestimmt. Mit dieser Kurve kann dann aus den Ergebnissen flächenhafter geoelektrischer oder elektromagnetischer Messungen die flächenhafte Verteilung des Tongehalts abgeleitet werden.

Die Anwendbarkeit dieses Verfahrens ist an praktischen Beispielen überprüft worden. Hierzu wurden Meßgebiete in Ungarn und an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste ausgewählt, bei denen der Tongehalt punktweise durch Laboruntersuchungen oder  $\gamma$ -Logs bestimmt wurde. An diesen Lokationen wurden geoelektrische Sondierungen in Schlumberger-Konfiguration durchgeführt. Zur Anpassung einer Widerstands-Tongehaltsfunktion an diese Wertepaare mußte die Funktion derart modifiziert werden, daß bei geringen Tongehalten (<20%) eine mit dem Tongehalt verknüpfte Porosität angenommen wurde. Eine Kopplung von Porosität und Tongehalt wurde sowohl in der Literatur beschrieben als auch in Bohrlochlogs beobachtet. Mit dieser Modifikation ließ sich eine Anpassung einer Widerstands-

Tongehaltsfunktion vornehmen. Dabei ergaben sich nur geringe Unterschiede des Konversionsfaktors zwischen dem Meßgebiet in Ungarn und dem Meßgebiet an der Ostseeküste.

Bei 2 Meßgebieten war eine Anpassung nicht möglich. Bei einem ungarischen Gebiet war der Tongehalt so niedrig, daß spezifische Widerstände von mehr als 1000  $\Omega\text{m}$  gemessen wurden. Es handelt sich hier um fast reinen Sand mit hoher hydraulischer Durchlässigkeit. Außerdem ergab sich bei einem Meßgebiet in Schleswig-Holstein, bei dem allerdings nur wenig Meßwerte vorlagen, ein Abfall des spezifischen elektrischen Widerstands mit zunehmendem Tongehalt. Es kann vermutet werden, daß es sich hier um ungesättigtes Material handelt.

Aus der Streuung der Wertepaare in Bezug auf die Widerstands-Tongehaltsfunktion läßt sich der Fehler ableiten, der bei einer Ableitung des Tongehalts aufgrund dieser Funktion möglich ist. Bei den Meßwerten einer ungarischen Lokation ergab sich so ein möglicher Fehler der Tongehaltsbestimmung von 30%. In diesem Fehler sind laterale Variationen von Porosität und elektrischer Leitfähigkeit des Porenwassers genauso enthalten wie Fehler bei der Interpretation der geoelektrischen Sondierungen und der Bestimmung des Tongehalts. Aus diesem Fehler läßt sich auch der Fehler bei der Abschätzung der hydraulischen Durchlässigkeit aus dem Tongehalt bestimmen, er beträgt zwischen -43 und +70%. Da die Modellanpassung bei den in der Steilküste gemessenen geoelektrischen Widerständen nur mit 13.5% RMS-Fehler behaftet war, sind die  $k_f$ -Werte in diesem Gebiet genauer zu bestimmen. Trotz des auf den ersten Blick sehr hoch erscheinenden Fehler, ist eine derart genaue Bestimmung des  $k_f$ -Wertes in der Praxis sehr hilfreich, da die möglichen  $k_f$ -Werte für tonhaltige Sedimente ein Intervall von mehreren Dekaden einnehmen können.

Da bei einer vom Tongehalt abhängigen Porosität eine bessere Anpassung der gemessenen Wertepaare an die Modellkurve möglich war, wäre es sinnvoll, die Tongehalts-Porositätsbeziehung bei unterschiedlichen geologischen Verhältnissen näher zu untersuchen. Ein Weg dazu wäre die systematische Untersuchung von Bohrlochlogs, bei denen Porosität und Tongehalt kontinuierlich bestimmt wurden. Dabei müßte überprüft werden, inwieweit die in der Tiefe mit entsprechendem lithologischen Druck gewonnenen Tongehalts-Porositätsbeziehungen auf die Bedingungen der freien Oberfläche übertragbar sind. Ein anderer Weg wäre die parallele Durchführung von geoelektrischen bzw. elektromagnetischen und seismischen Messungen. Da die seismischen Geschwindigkeiten in erster Linie von der Porosität und weniger vom Tongehalt abhängen, könnten so zumindest relative laterale Porositätsänderungen erfaßt und bei der Ableitung des Tongehalts aus dem spezifischen elektrischen Widerstand berücksichtigt werden.

In einem abschließenden Kapitel wird das Auflösungsvermögen geoelektrischer Messungen gegenüber kleinräumigen Untergrundstrukturen anhand von Modellrechnungen behandelt. Obwohl es in dieser Arbeit im wesentlichen um die Eignung geophysikalischer Messungen für eine großräumige Übersichtskartierung des Schutzpotentials von Deckschichten geht, ist im Einzelfall, z.B. im Bereich von Wasserwerken, auch die Untersuchung kleinräumiger

Strukturen wie z.B. Lücken oder Sandeinlagerungen im oberflächennahen Geschiebemergel wichtig.

Die Bestimmung des Auflösungsvermögens erfolgte durch 2D Modellrechnungen. Im Fall einer Lücke im Geschiebemergel wurden sowohl 2D Pseudosektionen in Wenner- als auch 1D Sondierungskurven in Schlumberger-Konfiguration berechnet, wobei die Modellparameter wie Breite der Lücke, Mächtigkeit der Geschiebemergellage und Mächtigkeit einer sandigen Deckschicht systematisch variiert wurden. Es ergab sich, daß eine derartige Lücke bei 1D Sondierungen nur erkannt werden kann, wenn der Mittelpunkt der Sondenstrecke oberhalb der Lücke liegt. Bereits ein geringer seitlicher Versatz führt nahezu zum Verschwinden der durch die Lücke verursachten Anomalie in der Sondierungskurve. Beim Einsatz von 2D Geoelektrik läßt sich die Mindestbreite der Lücke für die Erkennbarkeit abschätzen. Die hängt von der Dimension der Lücke, dem Widerstandsverhältnis zwischen der Sandschicht und der bindigen Schicht und natürlich sehr stark von der Überdeckungsmächtigkeit ab. Bei 4 m Überdeckungs- und 4 m Schutzschichtmächtigkeit, wo die Überdeckung fünffachen spezifischen elektrischen Widerstand hat, als die Schutzschicht läßt sich noch mit einer guter Sicherheit (mit einer maximalen Anomalie von 8 %) eine 2 m breite Lücke erkennen. Dieses gilt natürlich nur bei einigermaßen homogenen Aufbau im oberflächennahen Bereich ohne ausgeprägt laterale Widerstandsvariationen. Bei stark inhomogenen Untergrund ist die Erkennbarkeit von Schichtlücken weiter herabgesetzt.

Ein Problem bei der exakten Bestimmung des spezifischen elektrischen Widerstands zur Ableitung des Tongehalts liegt im Äquivalenzprinzip, da die elektrisch gutleitfähigen Geschiebemergellagen häufig in schlecht leitfähige Sandkörper eingelagert sind. Durch Modellrechnungen konnte nachgewiesen werden, daß die Fehlermöglichkeit durch das Äquivalenzprinzip bei einer 2D geoelektrischen Vermessung erheblich geringer ist, sofern die Geschiebemergellage ein ausgeprägtes Relief aufweist.

Bei den Modellierungen konnte die Überlegenheit der 2D Geoelektrik gegenüber der 1D Geoelektrik gezeigt werden. Zwar sind Feldarbeiten und Auswertung erheblich aufwändiger, man erhält aber exaktere und für die Ableitung des Tongehalts besser geeignete Ergebnisse. Kleinräumige Untergrundstrukturen sind lediglich bei Vermessung in 2D Konfiguration erfaßbar. Darüberhinaus erhält man hierbei Informationen über laterale Variationen der spezifischen Widerstände, die bei der Interpolation der Meßergebnisse berücksichtigt werden können. Da die Aussagen der 2D Geoelektrik profilweise vorliegen, ist eine bessere Kombination mit anderen Verfahren wie z.B. der Refraktionsseismik möglich.

# Anhang A

## Glossar

**Aquifer** - grundwasserleitende Schicht.

**Aquifuge** - grundwassernichtleitende Schicht.

**Bestimmtheitsmaß** - der quadratische Wert des Korrelationskoeffizienten.

**Diamiktit** - generelle beschreibende Bez. für ungeschichtete und unklassifizierte Sedimente.

**Geschiebe** - Gesteinsbrocken, der vom Gletschereis transportiert wird und infolge Entlanggleitens am Gesteinsbett des Gletschers verschiedenste mechanische Beanspruchungen erleidet.

**Geschiebemergel** - Sediment der Gletschergrundmoräne. Es besteht aus einer Grundmasse von ungeschichtetem Zerreibsel tonig- kalkiger Gesteine, das mehr oder weniger stark mit Geschieben verschiedener Größe durchsetzt ist. Verwitterungsbedingte Kalkabfuhr, aber auch primärer Kalkmangel erzeugen den Geschiebelehm.

**glazigen** (glazial) - Eiszeit, eiszeitlich. - Das Adj. „glazial“ wird in zweierlei Sinn verwendet: 1) Bez. für die Tätigkeit des Gletschereises und die daraus resultierenden Formen und Sedimente. 2) Allgem. als Bez. von Erscheinungen innerhalb von Eiszeiten.

**glazifluviatil** (fluvioglazial) - Bez. für Wirkungen und Ablagerungen der Gletscherschmelzwässer.

**Grundmoräne** - an der Gletscherbasis abgelagertes Material.

**Infiltration** - Eindringen von Wasser in den Boden.

**Isomorphie** - Bezeichnung für Minerale mit gleicher äußerer Gestalt.

**klastische Sedimente** - Bez. für Sedimente, deren Material aus der mechanischen Zerstörung anderer Gesteine stammt (Trümmergestein; griech. klastein, zerbrechen).

**Korrelationskoeffizient ( $r$ )** - eine Zahl zwischen  $-1 \leq r \leq +1$ ; bringt das Maß des Zusammenhangs unter Wertepaaren zum Ausdruck. Dabei bedeutet  $r = 0$  keinen Zusammenhang,  $|r| = 1$  vollkommenen Zusammenhang.

**Lehm** - gelblichbrauner bis brauner, meist kalkarmer sandig- schluffiger Ton; als Mischform zwischen Sand, Schluff und Ton ist der Lehm die häufigste Bodenart.

**pelitisch** - Untergliederung bei klastischen Sedimenten für eine Korngröße unter 0.02 mm Durchmesser (griech. pelos, Schlamm).

**Quartär** - das jüngste geologische Zeitalter von vor 2.5 Millionen Jahren bis zur Gegenwart. Das Quartär unterteilt sich in 2 Serien: Holozän und Pleistozän.

**Weichsel Kaltzeit** - (n. d. Fluß Weichsel) Norddeutschlands jüngste Vereisung (vor ca. 70000 -10000 Jahren).



# Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Geowissenschaften - Abteilung Geophysik an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel angefertigt. An dieser Stelle möchte ich mich bei allen bedanken, die zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben. Ein besonderer Dank gilt dabei folgenden Personen:

Reinhard Kirsch, der meine Arbeit die ganze Zeit mit großer Sorgfalt betreut hat; er hatte immer offene Ohren für die auftauchenden Probleme und immer Zeit diese in tiefgehenden Diskussionen zu lösen und wenn es nötig war, hat er immer wieder neue Hoffnung in mir geweckt.

den Professores Rolf Meißner und Wolfgang Rabbel, die meine Arbeit sorgfältig durchgelesen haben und viele konstruktive Verbesserungsvorschläge gemacht haben.

Derk Wachsmuth, der immer Zeit gehabt hat um Probleme zu besprechen, der viele Anregungen zu dieser Arbeit gehabt hat, der die Arbeit öfter durchgelesen hat und Verbesserungsvorschläge gemacht hat und der mir mehrere Computermysterien entschleiert hat.

Jessica Kröger und Michael Feller für das gewissenhafte Korrekturlesen.

Birgit Kohn und Sudeshna Dey für die Hilfe bei den Geländearbeiten.

Ernst Flüh, der mir die Möglichkeit gegeben hat an Forschungsfahrten teilzunehmen, wobei ich neue Erfahrungen sammeln und gleichzeitig meine Doktorarbeit weiter finanzieren konnte.

Péter Ocsenás, der die in Ungarn gemessenen Rohdaten für diese Dissertation zur Verfügung gestellt hat.

Kinga Hips, die mir bei geologischen Problemen öfter ausgeholfen hat.

Thomas Bohlen, der mich in die Geheimnisse von LaTeX eingeführt hat.

Paul Ruf, der mir in Computerfragen oft behilflich war.

Gudrun Reim für ihre Hilfe bei der Anfertigung einiger Abbildungen.

der Arbeitsgruppe Ingenieurgeophysik für das angenehme und produktive Arbeitsklima.

dem Land Schleswig-Holstein für die Finanzierung der ersten 2 Jahre meiner Dissertation durch ein Promotionsstipendium.

# Lebenslauf

## 1. Angaben zur Person

Name: Hajnal Borús  
Geboren: am 24.04.1966 in Budapest (Ungarn)  
Familienstand: ledig  
Staatsangehörigkeit: ungarisch

## 2. Schulische Ausbildung

1972 - 80 Grundschole in Budapest  
1980 - 84 Gymnasium in Budapest mit dem Abschluß des Abiturs

## 3. Universitäre Ausbildung

1984 - 85 Studium der Elektrotechnik an der Technischen Hochschule in Budapest  
1985 - 90 Studium der Geophysik an der Eötvös Loránd Universität in Budapest  
1990 - 91 Studienaufenthalt in Kiel im Rahmen des Tempus Programms der Europäischen Union  
1991 - 94 Fortführung des Studiums der Geophysik an der Universität Kiel mit dem Abschluß des Diploms.  
Thema der Diplomarbeit:  
*Geophysikalische Untersuchung von Störzonen am Beispiel der Sonderabfalldeponie Münchehagen*  
1995 - 2000 Dissertation am Institut für Geophysik der Universität Kiel  
Thema der Promotion:  
*Einsatz geophysikalischer Meßverfahren zur Abschätzung der hydraulischen Durchlässigkeit tonhaltiger Sedimente - ein Beitrag zum Grundwasserschutz*  
Februar 2000 Abschluß der Promotion

## 4. Fachliche Tätigkeiten neben der universitären Ausbildung

Teilnahme an Forschungsfahrten auf FS Polarstern und FS Sonne (Antarktis, Ninetyeast Rücken, Hawaiianische Inselkette, Costa Rica), Trainee bei Geco-Prakla/Schlumberger in Gatwick (U.K.), freiberufliche Tätigkeit in Ingenieurbüros, dabei Durchführung und Auswertung geoelektrischer, elektromagnetischer und seismischer Messungen in Deutschland und Schweden.

Kiel, 22.03.00

# Literaturverzeichnis

- AG-HYDROGEOLOGIE (ed). 1993. *Konzept zur Ermittlung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung*. Ad-hoc-Arbeitsgruppe des Bund/Länderausschusses Bodenfor-schung und des Direktorenkreises der Geologischen Landesämter und der Bundes-anstalt für Geowissenschaften und Rohstoffen, Hannover.
- AGSTER, G. 1996. *Untersuchungsprogramm zur Ermittlung des nutzbaren Grundwasser-dargebotes im schleswig-holsteinischen Nachbarraum zu Hamburg (Südost-Holstein)*. Tech. rept. Landesamt für Natur und Umwelt Schleswig-Holstein, Flintbek.
- ANNAN, A.P. 1992. *Ground Penetration Radar Workshop Notes*. Tech. rept. Sensor & Software Inc. Mississauga Ont., Canada.
- ARCHIE, G.E. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *AIME*, **146**, 54–62.
- BEAR, J. 1972. *Dynamics of Fluids in Porous Media*. Elsevier, New York.
- DACHNOV, V.N. 1959. *Promyslovaja geofizika*. Izdat. Gostoptechizdat., Moskva.
- DACHNOV, V.N. 1975. *Geofizicheskie metody opredeleniya kollektorskikh svoistv iz nefte-gasonasyscheniya gornikh porod*. Izdat. Nedra, Moskva.
- DARCY, H. 1856. *Les fontaines publiques de la ville Dijon*. Dalmont, Paris.
- DAVIS, J. L., & ANNAN, A. P. 1989. Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophys.Prosp.*, **37**, 531–551.
- FEJES, I., SZABADVÁRY, L., & VERŐ, L. 1997. Geophysikalische Penetrationssondie-rungen. *Pages 897–922 of: KNÖDEL, K., KRUMMEL, H., & LANGE, G. (eds), Me-thodenhandbuch Deponieuntergrund, Band Geophysik*. Springer Verlag, Heidelberg.
- GÖBEL, P. 1998. Erkundung kokereispezifischer Untergrundkontamination auf Altstand-orten mit Hilfe ausgewählter ingenieurgeophysikalischer Methoden. *DMT-Berichte aus Forschung und Entwicklung*, **70**.

- GÜNZEL, F. 1994. *Geoelektrische Untersuchung von Grundwasserkontaminationen unter Berücksichtigung des Einflusses von Ton- und Wassergehalt auf die elektrische Leitfähigkeit des Untergrundes*. Ph.D. thesis, Ludwig-Maximilians-Universität, München.
- HAN, D.H., NUR, A., & MORGAN, D. 1986. Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. *Geophysics*, **51**, 2093–2107.
- HARDER, R. 1994. *Bericht zur Rohstoffprospektion im Bereich bei Bösdorf*. Tech. rept. ALKO-GmbH, Kiel.
- HARTGE, K.H., & HORN, R. 1992. *Die physikalische Untersuchung von Böden*. Enke Verlag, Stuttgart.
- HILTMANN, W., & STRIBNY, B. 1998. *Tonmineralogie und Bodenphysik*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- HUBBART, S., RUBIN, Y., & MAJER, E. 1997. Ground penetrating radar assisted saturation and permeability estimation in bimodal systems. *Water Resources Research*, **33**, 971–990.
- HÜBNER, S. 1985. *Zusammenhänge seismischer Geschwindigkeiten mit lithologischen Parametern in Geschiebemergeln Norddeutschlands*. Ph.D. thesis, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- KAISER, W. 1989. *Untersuchung der Durchlässigkeit und elektrischen Leitfähigkeit tonhaltiger Sedimente*. Ph.D. thesis, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg.
- KALINSKI, R.J., KELLY, W.E., BOGARDI, I., & PESTI, G. 1993. Electrical resistivity measurements to estimate travel times through unsaturated ground water protective layers. *Journal of Applied Geophysics*, **30**, 161–173.
- KAMPKE, A. 1996. *Modellierung und Inversion von Daten der induzierten Polarisation*. Diplomarbeit, Institut für Geophysik und Meteorologie; Technische Universität Carlo Wilhelmina zu Braunschweig.
- KÉZDI, Á. 1969. *Handbuch der Bodenmechanik I: Bodenphysik*. VEB Verlag für Bauwesen, Berlin.
- KIRSCH, R. 1995a. *Geoelektrische Meßverfahren*. Vorlesungsskript, Institut für Geophysik; Universität, Kiel.
- KIRSCH, R. 1995b. *Umweltgeophysik in der Praxis: Untersuchung von Altablagerungen und kontaminierten Standorten*. Vorlesungsskript, Institut für Geophysik; Universität, Kiel.

- KIRSCH, R. 1999. *Grundwassergeophysik - ein Beitrag zum Schutz einer lebenswichtigen Ressource*. Habilitationsschrift in Vorbereitung.
- KIRSCH, R., SENGPIEL, H., & VOSS, W. 1999. *Aquifer protection by vulnerability mapping - a geophysical approach*. Artikel in Vorbereitung.
- KLIMENTOS, T. 1991. The effects of porosity-permeability-clay content on the velocity of compressional waves. *Geophysics*, **56**, 1930–1939.
- KNÖDEL, K., KRUMMEL, H., & LANGE, G. 1997. *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten; Band 3: Geophysik*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- KONN, B., & BORÚS, H. 1997. *Geoelektrische Kartierung von Deckschichten*. Arbeitsbericht am Landesamt für Natur und Umwelt Schleswig-Holstein, Flintbek.
- KOWALLIS, B.J., JONES, L.E.A., & WANG, H.F. 1984. Velocity-porosity-clay content systematics of poorly consolidated sandstones. *J. Geophys. Res.*, **89**, 10355–10364.
- KRAUSS, A. 1995. *MSL-Versuche an weichseleiszeitlichen Ablagerungen als Grundlage zur Datenerfassung von Mächtigkeiten der jüngsten Eisbedeckung Mittel- und Ostholsteins*. Diplomarbeit, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel.
- LIEDTKE, H. 1981. Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. *Forsch. z. dt. Landesg. Trier*, **204**, 308.
- MARION, D., NUR, A., YIN, H., & HAN, D. 1992. Compressional velocity and porosity in sand-clay mixtures. *Geophysics*, **57**, 554–563.
- MATTHESS, G., & UBELL, K. 1983. *Lehrbuch der Hydrogeologie*. Borntraeger, Stuttgart.
- MNUF. 1998. *Gesamtplan Grundwasserschutz in Schleswig-Holstein*. Tech. rept. Ministerium für Natur, Umwelt und Forsten, Kiel.
- MUALEM, Y., & FRIEDMAN, S.P. 1991. Theoretical Prediction of Electrical Conductivity in Saturated and Unsaturated Soil. *Water Resources Research*, **27**, 2771–2777.
- PIOTROWSKI, J.A. 1992. Was ist ein Till? - Faziesstudien an glazialen Sedimenten. *Die Geowissenschaften*, April, 100–108.
- PIOTROWSKI, J.A. 1994. *Waterlain- and lodgement till facies of the lower sedimentary complex from the Dänischer-Wohld-Cliff, Schleswig Holstein, North Germany*-In: Warren, W.P. & Croot, D.G. (Hrsg.): *Formation and deformation of glacial deposits*. A.A. Balkema, Rotterdam.
- POULSEN, L.H., & CHRISTENSEN, N.B. 1997. Hydrogeophysical mapping with the transient electromagnetic sounding method. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*. Submitted.

- RANSOM, R.C. 1984. A contribution toward a better understanding of the modified Archie formation resistivity factor relationship. *The Log Analyst*, March-April, 7–12.
- RHOADES, J.D., MATHEGI, N.A., SHOUSE, P.I., & ALVES, W.J. 1989a. Estimating soil salinity from saturated soil-paste electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **53**, 428–433.
- RHOADES, J.D., MATHEGI, N.A., SHOUSE, P.I., & ALVES, W.J. 1989b. Soil electrical conductivity and soil salinity: New formulations and calibrations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **53**, 433–439.
- RIVM. 1987. *Kwetsbaarheid van het Grondwater*. Rijksinstituut voor Volksgezondheid en Milieu hygiene, Staatsuitgeverij, s-Gravehage.
- SCHEFFER, F., BLUME, H.-P., HARTGE, K.H., SCHACHTSCHABEL, P., & SCHWERTMANN, U. 1992. *Lehrbuch der Bodenkunde*. Enke Verlag, Stuttgart.
- SCHILDKNECHT, F., & SCHNEIDER, W. 1987. Über die Gültigkeit des Darcy-Gesetzes in bindigen Sedimenten bei kleinen hydraulischen Gradienten - Stand der wissenschaftlichen Diskussion. *Geol.Jb.*, **C48**, 3–21.
- SCHÖN, J. 1983. *Petrophysik. Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen*. Akademie-Verlag, Berlin.
- SCHULTZE, E., & MUHS, H. 1967. *Bodenuntersuchungen für Ingenieurbauten*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- SEN, P.N., GODDE, P.A., & SIBBIT, A. 1988. Electrical conduction in clay bearing sandstones at low and high salinities. *J. Appl. Phys.*, **63**, 4832–4840.
- SØRENSEN, K., & CHRISTENSEN, N.B. 1995. Detailed large scale hydrogeophysical investigations - a case history. *In: European Geophysical Society, XX General Assembly*.
- STEPHAN, H.-J., KABEL, C., & SCHLÜTER, G. 1983. *Stratigraphical problems in the glacial deposits of Schleswig-Holstein, In: Glacial deposits in North-West-Europe*. A.A. Balkema, Rotterdam.
- SUTINEN, R. 1992. Glacial deposits, their electrical properties and surveying by image interpretation and ground penetrating radar. *Geological Survey of Finland, Bulletin*, **359**.
- TADJERPISHEH, N., & KOHLER, E.E. 1998. Geophysikalische Penetrationssondierungen. *In: HILTMANN, W., & STRIBNY, B. (eds), Tonmineralogie und Bodenphysik - Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten, Band 5*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg.

- THORLING, L., & SØRENSEN, K. 1995. Effect of „windows“ on groundwater quality mapped by geophysical methods. *In: European Geophysical Society, XX. General Assembly.*
- TNO. 1976. *Geophysical well logging for geohydrological purposes in unconsolidated formations - Groundwater Survey TNO.* Tech. rept. Delft.
- WAXMAN, M.H., & SMITS, L.J.M. 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *AIME*, **243**, 107–122.
- WYCKOFF, R.D., BOTSET, H.G., MUSKAT, M., & REED, D.W. 1934. Measurement of permeability of porous media. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **18**, 161–190.