

Geophysik

**Magnetotellurische Studien im Nordwestdeutschen Becken:
Ein Beitrag zur paläogeographischen Entwicklung
des Unterkarbons**

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich Physik
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster

vorgelegt von

Laska Hengesbach, geb. Horejschi

aus Fürth/Bayern

-2006-

Dekan:	Prof. Dr. J. P. Wessels
Erster Gutachter:	Prof. Dr. U. Hansen
Zweiter Gutachter:	Prof. Dr. M. Lange
Tag der mündlichen Prüfung:	23.03.2007
Tag der Promotion:	23.03.2007

Publikationen

Einige Resultate dieser Dissertation wurden bereits in der folgenden Arbeit publiziert:

HOFFMANN, N., JÖDICKE, H. & HOREJSCHI, L. (2005). *Regional distribution of the Lower Carboniferous Culm and Carboniferous Limestone facies in the North German Basin – derived from magnetotelluric soundings*. Z. dt. Ges. Geowiss. 2, 156, Seiten 323 - 339.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Theoretische Grundlagen der Magnetotellurik	3
2.1	Die Grundgleichungen der Magnetotellurik	4
2.1.1	Übertragungsfunktion der MT	5
2.1.2	Dimensionalitätskriterien	9
2.1.3	Berechnung der Übertragungsfunktionen	11
3	Geologie des Messgebietes	15
3.1	Paläogeographischer Aufbau des Norddeutschen Beckens	15
3.2	Stratigraphischer Aufbau des Norddeutschen Beckens	19
3.2.1	Geologische Entwicklung der Niedersachsen-Scholle	21
3.2.2	Geologische Entwicklung der Pompeckj-Scholle	23
4	Stand der Forschung	25
5	Messung und Auswertung der Daten	33
5.1	Messungen und Datenbearbeitung	33
5.1.1	Messgeräte	35
5.1.2	Datenbearbeitung bis zur Sondierungskurve	36
5.1.3	Beispiele für Sondierungskurven und deren Qualität	37
5.2	Dimensionalität des Untergrundes	40
5.3	Bestimmung der Drehwinkel	42
6	Eindimensionale Modellrechnung	47
7	Zweidimensionale Modellrechnung	55
8	Mechanismen der elektrolytischen und elektronischen Leitfähigkeit	69
8.1	Elektrolytische Leitfähigkeit	69
8.2	Elektronische Leitfähigkeit	73
9	Interpretation der Ergebnisse	79
10	Zusammenfassung	101
A	Profil G	1
B	Profil L	5
C	Profil N	9

Abbildungsverzeichnis

3.1	Tektonische Einheiten Mitteleuropas	16
3.2	Paläogeographie Mitteleuropa (Dinant)	18
3.3	Geologischer Schnitt vom Münsterland bis Süd-Dänemark	19
3.4	Tektonische Gliederung des Norddeutschen Beckens	21
3.5	Modell des Bramscher Plutons	22
3.6	Geologischer Schnitt des Glückstadt-Grabens	24
4.1	Norddeutsch-Polnische Leitfähigkeitsanomalie	26
4.2	Integrierte Leitfähigkeit Präperm	27
4.3	Laterolog, Lithologie, Geologie der Bohrung Münsterland 1	29
4.4	Impedanzmessung dargestellt als Bode-Plot	30
5.1	Karte von Norddeutschland mit MT-Profilen	34
5.2	Ungedrehte Sondierungskurven der Stationen AULE und SWT	38
5.3	Ungedrehte Sondierungskurven der Stationen WDN, BROK, TDB und GROS	39
5.4	Skewness für das Profil L	41
5.5	Skewness und Anisotropie für das Profil N (Abschnitt Nord)	42
5.6	Drehwinkel für Profile G, L und N (Abschnitt Bramsche)	43
5.7	Mittlerer Drehwinkel des Profils N	45
6.1	1D-Modelle des Profils G	49
6.2	1D-Modellantwort des Profils G	50
6.3	1D-Modelle des Profils L	51
6.4	1D-Modelle des Profils N	53
7.1	2D-Modell des Profils G	58
7.2	Anpassung der 2D-Modellantworten für Profil G	59
7.3	2D-Modell des Profils L	60
7.4	Anpassung der 2D-Modellantworten für Profil L	61
7.5	2D-Modell des Profils N (Abschnitt Bramsche)	62
7.6	Anpassung der 2D-Modellantworten für Abschnitt Bramsche (Profil N)	63
7.7	2D-Modell des Abschnitts Bramsche (Profils N)	65
7.8	Anpassung der 2D-Modellantworten für Abschnitt Bramsche (Profil N)	66
8.1	Laterolog Bohrung Münsterland 1	71
8.2	Schema der Strukturentwicklung von organischem Material während des Inkohlungsprozesses	75
8.3	Autoklavenuntersuchung	77

9.1	2D-Modell des Profils I mit geologischem Schnitt	81
9.2	Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse	82
9.3	Lage des Glückstadt-Grabens und 2D-Modell des Profils G mit geologischem Schnitt	85
9.4	2D-Modell des Profils L mit geologischem Schnitt	87
9.5	Anomalien bei Bramsche	89
9.6	2D-Modell des Abschnitts Bramsche (Profil N)	90
9.7	Regionale Verbreitung der unterkarbonischen Fazies	93
9.8	Paläogeographie des Unterkarbons	96
9.9	Verbreitung der Muttergesteine im Unterkarbon	99
A.1	Ungedrehte und gedrehte Sondierungskurven Profil G	2
A.2	Skewness für das Profil G	3
A.3	Anisotropie für das Profil G	3
A.4	Drehwinkel für das Profil G	3
B.1	Ungedrehte und gedrehte Sondierungskurven Profil L	6
B.2	Skewness für das Profil L	7
B.3	Anisotropie für das Profil L	7
B.4	Drehwinkel für das Profil L	7
C.1	Ungedrehte und gedrehte Sondierungskurven Abschnitt Bramsche (Profil N)	10
C.2	Ungedrehte Sondierungskurven Profil N	11
C.3	Skewness für den Abschnitt Bramsche (Profil N)	12
C.4	Anisotropie für den Abschnitt Bramsche (Profil N)	12
C.5	Drehwinkel für den Abschnitt Bramsche (Profil N)	12
C.6	Skewness für das Profil N	13
C.7	Anisotropie für das Profil N	14
C.8	Drehwinkel für das Profil N	15
C.9	Gedrehte Sondierungskurven Profil N	16

1 Einleitung

Sedimentbecken stellen die größte Georessource der Menschheit dar. Neben den Kohlenwasserstoff- und Kohlenlagerstätten befinden sich in ihnen die größten Speicher und Ressourcen für Grundwasser und Salze sowie potentielle End- und Zwischenlager für Gase, Flüssigkeiten und Feststoffe. Um die vorhandenen Ressourcen nutzen zu können, ist es unvermeidlich, Kenntnisse über den Untergund zu sammeln, wesentliche Prozesse der Beckenbildung und -ausgestaltung zu quantifizieren und Wechselwirkungen zwischen den ablaufenden Prozessen zu ergründen.

Seit Jahrzehnten steht das Norddeutsche Becken als ein Teil des intrakontinentalen Zentraleuropäischen Beckensystems im oben genannten Zusammenhang im Interesse der Erdöl- und Erdgasindustrie. Zunächst konzentrierten sich die Untersuchungen auf seismische Sondierungen, die für die Strukturerkundung und damit den Ansatz der Bohrungen besonders geeignet sind. Es zeigte sich jedoch, dass unterhalb des fast überall sehr markant ausgeprägten Zechsteinbasis-Horizontes im Allgemeinen nur eine unzureichende Reflexionsqualität erzielt werden konnte. Deshalb wurde versucht, ergänzende Informationen über den Tiefenbereich unter der Zechsteinbasis durch Einbeziehung nichtseismischer Verfahren, z.B. der Gravimetrie (u. a. BACHMANN & GROSSE, 1989; SEIDEL ET AL., 2004) und Magnetik (u. a. BOSUM & WONIK, 1991; SCHEIBE ET AL., 2005), zu erhalten. Zu den geophysikalischen Methoden, die über den Präzechstein Aufschluss geben können, gehört speziell auch die Magnetotellurik, ein Verfahren zur Ermittlung der elektrischen Leitfähigkeit in der Erdkruste.

Seit 2002 sollen im Schwerpunktprogramm (SPP) 1135 „Dynamik sedimentärer Systeme unter wechselnden Spannungsregimen am Beispiel des Zentraleuropäischen Beckens“ allgemeine Fragen zu Sedimentbecken geklärt werden, damit später das gewonnene Wissen auf andere, weit weniger gut erforschte Sedimentbecken übertragen werden kann. Im Rahmen dieses SPPs werden bestimmte Aspekte, die a) die Dehnung und Verkürzung der Kruste und die damit verbundene Entwicklung von Störungssystemen, b) die Kompaktion und chemische Diagenese der Sedimente, c) die Bildung

und Bewegung der Salze, Flüssigkeiten und Gase innerhalb der Sedimentbecken und d) die Sedimentanlieferung und -verteilung betreffen, untersucht. Dazu gehört auch die Erkundung des tieferen Untergrundes des Norddeutschen Beckens mit Hilfe der Magnetotellurik. Der Grund für den Einsatz dieser elektromagnetischen Methode war der Nachweis einer gut leitenden Schicht in Tiefen von über 5000 m, d. h. im präpermischen Untergrund, bei flächendeckenden MT-Messungen in Nordwestdeutschland in den 1970er Jahren (u. a. LOSECKE ET AL., 1979). Diese gut leitende Schicht wurde später mit hochleitfähigen bitumen- und pyritreichen Schwarzschiefern des Unterkarbons korreliert (siehe u. a. JÖDICKE, 1990).

Grundlegendes Ziel der vorliegenden Arbeit, die im Rahmen des SPP 1135 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft durch die Sachbeihilfen Jo 188/6-1 und Jo 188/6-2 sowie durch Mittel der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, finanziell gefördert wurde, war die Schließung der letzten größeren Lücke im Norddeutschen Becken durch die Messung zweier NE-SW-verlaufender Magnetotellurik-Profile vom südlichen Niedersachsen bis zur Kieler Bucht. Dabei war die regionale Verbreitung elektrisch gut leitender Schichten im präpermischen Untergrund von besonderem Interesse. Außerdem sollte eine stratigraphische und lithofazielle Einordnung dieser Schichten vorgenommen werden. Für den im Norden des Norddeutschen Beckens liegenden annähernd N-S-streichenden Glückstadt-Graben war die Ausdehnung dieser Struktur sowie ihre zeitliche Datierung zu klären.

Die vorliegende Arbeit ist wie folgt gegliedert: Zunächst werden die theoretischen Grundlagen der Magnetotellurik kurz dargestellt. Eine Einführung in die Geologie des Messgebietes anhand des paläogeographischen und stratigraphischen Aufbaus des Norddeutschen Beckens und ein Überblick über die magnetotellurischen Arbeiten in diesem Gebiet schließt sich an, bevor die Feldmessungen und die Datenauswertung vorgestellt werden. Den Schwerpunkt der Datenauswertung bildet dabei die Bestimmung der Dimensionalität und des Drehwinkels. Im Anschluss daran folgen die eindimensionalen und zweidimensionalen Modellrechnungen der einzelnen Profile. Eine kurze Übersicht über die elektrolytische sowie die elektronische Leitfähigkeit von Gesteinen wird für die sich nachfolgende Interpretation der Modelle benötigt, bei der eine stratigraphische Zuordnung der leitfähigen Schichten zu geologischen Horizonten aufgezeigt ist. Dadurch ist die Erstellung einer flächendeckenden Karte der unterkarbonischen Faziesverbreitung möglich. Den Abschluss bildet die Zusammenfassung der erhaltenen Ergebnisse.

2 Theoretische Grundlagen der Magnetotellurik

In diesem Kapitel werden die theoretischen Grundlagen der Magnetotellurik, soweit sie für das Verständnis der vorliegenden Arbeit nötig sind, zusammengefasst. Eine tiefergehende Darstellung der theoretischen Zusammenhänge ist z.B. bei ROKITYANSKY (1982) und BENDER (1985) zu finden.

Die Methode der Magnetotellurik (MT) ist ein auf TIKHONOV (1950) und CAGNIARD (1953) zurückgehendes, passives elektromagnetisches Messverfahren zur Untersuchung der elektrischen Leitfähigkeitsstruktur der Erdkruste und des oberen Erdmantels als eine Funktion der Tiefe und des Ortes. Zeitlich veränderliche elektrische Stromsysteme in der Ionosphäre und nahen Magnetosphäre, die aufgrund von Wechselwirkungen der Partikelstrahlung der Sonne (solarer Wind) mit dem Erdmagnetfeld entstehen, verursachen natürliche erdmagnetische Variationen, welche ein erdelektrisches (tellurisches) Feld induzieren (ROKITYANSKY, 1982). Dieses wiederum ruft ein sekundäres Magnetfeld im Erdinnern hervor. Zur Bestimmung der Leitfähigkeitsverteilung des Untergrundes werden die Variationen der horizontalen Komponenten des magnetischen und elektrischen Feldes (E_x , E_y , B_x und B_y) an der Erdoberfläche gemessen. Die vertikale Komponente des elektrischen Feldes E_z wird aufgrund der Auslagengröße von etwa 50 m nicht bestimmt, wohingegen die vertikale Komponente des Magnetfeldes (B_z) nur für das Verfahren der Erdmagnetischen Tiefensondierung benötigt wird.

Die Eindringtiefe des induzierenden Magnetfeldes ist abhängig von der Periode der elektromagnetischen Wellen und der elektrischen Leitfähigkeit des Untergrundes. Sie wird mit wachsender Periode größer bzw. mit wachsender Leitfähigkeit kleiner. Dementsprechend wirken schlecht leitende geologische Strukturen wie ein Fenster in große Tiefen, und gut leitende Horizonte haben eine abschirmende Wirkung. Im Allgemeinen variieren die Eindringtiefen zwischen wenigen Metern und einigen hundert Kilometern. Als passives Verfahren unterliegt die Magnetotellurik technischen

Störeinflüssen, so dass z.B. in der Nähe von Ortschaften oder Kraftwerken ungestörte Registrierungen oft nahezu unmöglich sind. Allerdings kann auch ein geringes Aktivitätsminimum der Sonne (nächstes Minimum Anfang 2008) ein schlechtes Signal/Noise-Verhältnis verursachen, demzufolge fällt die Datenqualität bei gleicher Störintensität geringer aus.

In diesem Kapitel werden zunächst die Grundgleichungen der Magnetotellurik vorgestellt, mit denen die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund aus den gemessenen Feldern berechnet wird. Anschließend werden kurz die Verfahren zur Berechnung der Übertragungsfunktionen erläutert.

Die Darstellung der theoretischen Grundlagen beschränkt sich hier nur auf die Begriffe und Zusammenhänge, die im weiteren Verlauf der vorliegenden Arbeit von Interesse sind. Allen aufgeführten Gleichungen liegt ein kartesisches Koordinatensystem mit x positiv nach Norden, y positiv nach Osten und z positiv in die Tiefe zugrunde.

2.1 Die Grundgleichungen der Magnetotellurik

Der Ausgangspunkt für die Berechnung der Leitfähigkeitsverteilung im Erdinnern sind die Maxwell-Gleichungen in quasistationärer Näherung

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu\sigma\mathbf{E} + \mu\varepsilon\frac{\partial\mathbf{E}}{\partial t} = (\sigma + i\omega\varepsilon)\mu\mathbf{E}, \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial\mathbf{B}}{\partial t} = -i\omega\mathbf{B}, \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0. \quad (2.4)$$

Sie beschreiben mit dem verallgemeinerten Ohm'schen Gesetz

$$\mathbf{j} = \sigma\mathbf{E} \quad (2.5)$$

und den Materialgleichungen

$$\mathbf{D} = \varepsilon\mathbf{E}, \quad \varepsilon = \varepsilon_0\varepsilon_r, \quad (2.6)$$

$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H}, \quad \mu = \mu_0\mu_r \quad (2.7)$$

die Ausbreitung zeitlich variierender elektrischer Felder \mathbf{E} und magnetischer Felder \mathbf{H} in der leitfähigen Erde. Dabei stellt \mathbf{B} die magnetische Flussdichte, μ die magnetische Permeabilität, σ die spezifische elektrische Leitfähigkeit, ε die Dielektrizitätszahl, ω

die Kreisfrequenz und \mathbf{j} die Stromdichte dar. Durch den Index „0“ gekennzeichnete Parameter beziehen sich auf das Vakuum, die mit „r“ gekennzeichneten sind relativ zu diesen zu verstehen. Da für praktisch alle natürlichen Gesteine $\mu_r \approx 1$ gilt, kann μ durch μ_0 ersetzt werden.

Durch die Anwendung des mathematischen Rotationsoperators „ $\nabla \times$ “ auf die Gleichungen 2.1 und 2.2 erhält man die aus der Elektrodynamik bekannte Telegraphengleichung (siehe z. B. NOLTING, 1990)

$$\Delta \mathbf{F} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{F}}{\partial t^2}, \quad (2.8)$$

mit \mathbf{F} als eine der beiden Feldgrößen. Die Gleichung beschreibt die gedämpfte Ausbreitung einer elektromagnetischen Welle, wobei der erste Term auf der rechten Seite der Gleichung die Informationen der Leitfähigkeitsstruktur des Erdinneren enthält und eine Diffusion des Feldes beschreibt. Der zweite Term gibt die Wellenausbreitung des Feldes an.

Die Verschiebungsströme (zweiter Summand in Gleichung 2.1) sind aufgrund von den verwendeten niedrigen Frequenzen vernachlässigbar. Dieses vereinfacht die oben genannten Gleichungen 2.1 sowie 2.8. Die Näherung führt somit auf die Helmholtzgleichung

$$\frac{\partial^2 \mathbf{F}}{\partial z^2} = k^2 \mathbf{F} \quad \text{mit } k^2 = i\omega\mu\sigma, \quad (2.9)$$

die die Ausbreitung der elektromagnetischen Felder aufgrund der quasistationären Betrachtung als einen Diffusionsprozess beschreibt. Diese partielle Differentialgleichung zweiter Ordnung ist mit harmonischen Ansätzen lösbar.

Eine weitere wesentliche Vereinfachung ist die Annahme homogener, isotroper Schichten im Untergrund.

2.1.1 Übertragungsfunktion der MT

Für den allgemeinen dreidimensionalen Fall besteht zwischen den Horizontalkomponenten des elektrischen und magnetischen Feldes \mathbf{E} und \mathbf{B} im Frequenzbereich unter Voraussetzung der Quasihomogenität des primären magnetischen Feldes folgende lineare Beziehung (CANTWELL, 1960):

$$\mathbf{E} = \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix} = \mathbf{Z} \mathbf{B}. \quad (2.10)$$

Die einzelnen Feldkomponenten sind frequenz- und ortsabhängig. Dies gilt auch für die komplexe Übertragungsfunktion \mathbf{Z} (Einheit: mV/km/nT), in der die gesamte Information über die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund enthalten ist. Sie wird in der Magnetotellurik auch als Impedanztensor bezeichnet, obwohl diese Bezeichnung aufgrund der Einheit mV/km/nT nicht korrekt ist. Streng genommen müsste einem Impedanztensor die Einheit V/A zugeordnet werden. Durch Verwendung des magnetischen Feldes \mathbf{H} in A/m anstelle der magnetischen Flußdichte \mathbf{B} in nT könnte dieses erreicht werden, wovon aber üblicherweise abgesehen wird.

Aus den Nebendiagonalelementen der Übertragungsfunktion werden für ausgewählte Perioden des Anregungsspektrums die sogenannten Sondierungskurven berechnet. Dies geschieht mittels folgenden Gleichungen für den scheinbaren spezifischen Widerstand ρ_s

$$\rho_{s_{ij}} = 0,2 T |Z_{ij}|^2 \quad \text{mit } i = x, y \text{ bzw. } j = y, x \quad (2.11)$$

und die zugehörige Phase φ

$$\varphi_{ij} = \arctan \left(\frac{\text{Im } Z_{ij}}{\text{Re } Z_{ij}} \right). \quad (2.12)$$

Dabei wird die Periode T in Sekunden und der scheinbare spezifische Widerstand ρ_s in der Einheit Ωm angegeben. Wie in der MT üblich, werden die Werte für ρ_s bzw. die Phase gegen die Periode in doppelt- bzw. in einfachlogarithmischem Maßstab graphisch dargestellt. Diese Sondierungskurven bilden die Grundlage für die weitere Datenbearbeitung.

Während die Phasenänderung des induzierten Stromsystems linear mit der Tiefe verknüpft ist, wird die Amplitude exponentiell gedämpft. Dieses führt zur Definition der Skin- oder Eindringtiefe δ für einen homogenen Untergrund mit einem spezifischen Widerstand ρ

$$\delta \cong 1/2 \sqrt{\rho T} \quad (2.13)$$

mit δ in km, ρ in Ωm und T in s. Die Skintiefe ist somit die Distanz, in der die Amplitude auf den 1/e-ten Teil des Wertes an der Oberfläche abgeschwächt wird. Anhand Gleichung 2.13 ist zu erkennen, dass die Eindringtiefe mit wachsender Periodendauer und mit steigendem mittleren Widerstand zunimmt.

Die eindimensionale Leitfähigkeitsstruktur

Betrachtet man den eindimensionalen (1D-) Fall, so ist die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund nur von der Tiefe z abhängig ($\sigma = \sigma(z)$) und isotrop. Dementsprechend liegen keine lateralen Änderungen der Leitfähigkeit vor, und die Übertragungsfunktion nimmt ihre einfachste Form an:

$$\underline{\underline{Z}} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad \text{mit } Z_{xy} = -Z_{yx}. \quad (2.14)$$

In diesem Fall sind die Hauptdiagonalelemente des Impedanztensors gleich Null und die Nebendiagonalelemente unterscheiden sich nur durch ihr Vorzeichen.

Nach WEIDELT (1972) gilt für φ_{ij} im 1D-Fall:

$$\varphi_{xy} \approx 45^\circ \left(1 - \frac{d(\log \rho_{s_{xy}})}{d(\log T)} \right) \quad \text{mit } 0^\circ \leq \varphi_{xy} \leq 90^\circ, \quad (2.15)$$

$$\varphi_{yx} + 180^\circ \approx 45^\circ \left(1 - \frac{d(\log \rho_{s_{yx}})}{d(\log T)} \right) \quad \text{mit } 0^\circ \leq \varphi_{yx} + 180^\circ \leq 90^\circ. \quad (2.16)$$

Aus diesen Gleichungen ist ersichtlich, dass im 1D-Fall zwischen dem scheinbaren spezifischen Widerstand und der Phase folgende Beziehungen herrschen:

- An Extremstellen der Widerstandskurve sollte die zugehörige Phasenkurve 45° betragen.
- Beim Anstieg der $\rho_s(T)$ -Kurve sollten die Phasenwerte kleiner als 45° , beim Abfall größer als 45° sein.

Die zweidimensionale Leitfähigkeitsstruktur

Liegt der zweidimensionale (2D-) Fall vor, dann ändert sich die Leitfähigkeitsstruktur im Erdinneren mit der Tiefe z sowie mit einer der beiden horizontalen Komponenten, d. h. $\sigma = \sigma(x, z)$ oder $\sigma = \sigma(y, z)$. Die Hauptdiagonalelemente der Übertragungsfunktion sind wie beim 1D-Fall ebenfalls gleich Null (vgl. Gleichung 2.14). Für die Elemente der Nebendiagonalen gilt $Z_{xy} \neq -Z_{yx}$. Dadurch erhält man zwei voneinander entkoppelte Moden der Maxwell-Gleichungen, die E- und die B-Polarisation. Dabei findet allerdings keine wirkliche Polarisation statt, so dass der Ausdruck leicht zu Missverständnissen führen kann. Es handelt sich lediglich um eine rein mathematische Aufspaltung eines gekoppelten Differentialgleichungssystems in zwei unabhängige Gruppen.

Bei der E-Polarisation, auch TE-Mode (Tangential Electric) genannt, verläuft das elektrische Feld parallel zu den Schichtgrenzen und verhält sich somit an Leitfähigkeitskontrasten stetig. Ausgehend von den Maxwell-Gleichungen 2.1 und 2.2 erhält man für die E-Polarisation folgende Gleichungen:

$$\nabla^2 E_x = -i\omega\mu_0 \sigma(y, z) E_x, \quad (2.17)$$

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = i\omega\mu_0 B_y. \quad (2.18)$$

Im Gegensatz dazu spricht man von der B-Polarisation oder dem TM-Mode (Tangential Magnetic), wenn das B-Feld parallel und das dazugehörige E-Feld senkrecht zu der vorherrschenden magnetotellurischen Streichrichtung orientiert ist. Die zugehörigen Gleichungen sehen wie folgt aus:

$$\nabla^2 B_x = -i\omega\mu_0 \sigma(y, z) B_x, \quad (2.19)$$

$$\frac{\partial B_x}{\partial z} = i\omega\mu_0 E_y. \quad (2.20)$$

Wegen der Unstetigkeit des elektrischen Feldes an der Grenzfläche ändert sich die entsprechende Übertragungsfunktion im Gegensatz zur E-Polarisation an dieser Grenze sprunghaft (siehe z. B. JÖDICKE, 1990; VOLBERS, 1991).

Nur wenn eine exakte zweidimensionale Struktur im Untergrund vorliegt und die Geometrie des Messaufbaus genau parallel bzw. senkrecht zur magnetotellurischen Streichrichtung ausgerichtet ist, nehmen die Hauptdiagonalelemente bei Feldmessungen den Wert Null an. Abweichungen zwischen dem Messkoordinatensystem und der magnetotellurischen Streichrichtung werden durch den Drehwinkel α beschrieben. Dieser Winkel wird nach SWIFT (1967) mittels der Minimierung der Hauptdiagonalelemente des Impedanztensors ($|Z'_{xx}|^2 + |Z'_{yy}|^2 = \min$) bzw. der Maximierung der Nebendiagonalelemente ($|Z'_{xy}|^2 + |Z'_{yx}|^2 = \max$) berechnet (vgl. VOZOFF, 1972). Der Strich kennzeichnet Größen im gedrehten Koordinatensystem. Für den Drehwinkel nach SWIFT (1967) gilt:

$$\alpha_{Swift} = \frac{1}{4} \arctan \left(\frac{2\operatorname{Re} [(Z_{xx} - Z_{yy})^* (Z_{xy} + Z_{yx})]}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \right) \pm \frac{n\pi}{2}$$

mit $n = 0, 1, 2, \dots$ (2.21)

Dieser Winkel ist um $\pm 90^\circ$ unbestimmt und betragssensibel (SWIFT, 1967).

Liegen kleinräumige, oberflächennahe Leitfähigkeitsstrukturen vor, deren Ausdehnung viel kleiner ist als die Eindringtiefe der beobachteten Felder für die kürzeste Periode (vgl. Gleichung 2.13), können sich diese als Problem erweisen. Solche Strukturen erzeugen den sogenannten „static shift“-Effekt, einen reellen frequenzunabhängigen Skalierungsfaktor, der die magnetotellurischen Übertragungsfunktionen verzerrt (VOLBERS, 1991) und somit falsche Leitfähigkeitswerte und Tiefenangaben nach sich zieht. Ist eine solche Verzerrung der Daten vorhanden, führt die Berechnung des Drehwinkels und die anschließende Drehung zu falschen Ergebnissen. Dieses Problem ist mittels des von Bahr (1988) eingeführten phasensensiblen Drehwinkels α_{Bahr} zu umgehen, bei dem die von der Verzerrung größtenteils unbeeinflussten Phasen zur Berechnung herangezogen werden:

$$\alpha_{Bahr} = \frac{1}{2} \arctan \left(\frac{\text{Im}(S_2 S_1^*) - \text{Im}(D_2 D_1^*)}{\text{Im}(D_1 S_1^*) + \text{Im}(D_2 S_2^*)} \right) \quad (2.22)$$

mit $S_1 = Z_{xx} + Z_{yy}$, $S_2 = Z_{xy} + Z_{yx}$, $D_1 = Z_{xx} - Z_{yy}$ und $D_2 = Z_{xy} - Z_{yx}$. Im exakt eindimensionalen Fall sind die Drehwinkel α_{Swift} und α_{Bahr} bedeutungslos.

Die dreidimensionale Leitfähigkeitsstruktur

Bei den in der Realität vorkommenden dreidimensionalen Leitfähigkeitsstrukturen ($\sigma = \sigma(x, y, z)$) sind alle Elemente des Impedanztensors ungleich Null und voneinander verschieden. Dieses erschwert die Berechnung der Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe. Die daher benötigten 3D-Rechnungen werden aufgrund des immensen Bedarfs an Speicherplatz und Rechenzeit in den meisten Fällen nicht durchgeführt. Es wird eine Näherung durch 1D- und/oder 2D-Modellierungen vorgenommen. Aufgrund der fortschreitenden Entwicklung der Hard- und Software wird allerdings die dreidimensionale Berechnung in der näheren Zukunft zum Standard der Auswertung in der Magnetotellurik gehören.

2.1.2 Dimensionalitätskriterien

Wenn bei der Auswertung der in der Realität auftretende 3D-Fall (alle Tensorelemente sind besetzt) durch einen 1D- oder 2D-Fall angenähert wird, muss mit Hilfe der drehinvarianten und betragssensiblen Skewness oder Schiefe S nach SWIFT (1967) abgeschätzt werden, inwieweit die jeweilige Näherung gerechtfertigt ist:

$$S_{Swift} = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|}. \quad (2.23)$$

Die Skewness S nimmt nur dann einen Wert größer Null an, wenn eine dreidimensionale Struktur im Untergrund vorliegt. Eine 2D-Auswertung ist aber nach SWIFT (1967) unterhalb eines Schwellenwertes von $S_{Swift} = 0.3$ sehr gut vertretbar, während z. B. SCHEELKE (1972) bis zu einem Wert von $S \sim 0.6$ eine zweidimensionale Näherung für möglich hält.

Tritt der Fall der statischen Verzerrung der Übertragungsfunktion auf, so führt die Skewness nach SWIFT (1967) wie beim Drehwinkel zu falschen Ergebnissen. Daher entwickelte BAHR (1988) die phasensensible Skewness S_{Bahr}

$$S_{Bahr} = \frac{[\text{Im}(S_2 D_1^*) - \text{Im}(D_2 S_1^*)]^{1/2}}{|D_2|} \quad (2.24)$$

mit S_1, S_2 und D_1, D_2 entsprechend Gleichung 2.22. Der Übertragungstensor beschreibt eine lokale dreidimensionale Anomalie über einer regionalen 2D-Struktur, wenn die Werte der Skewness S_{Bahr} unter dem Schwellenwert $S_{Bahr} = 0.3$ liegen.

Im Falle eines kleinen Wertes für S kann anhand der Anisotropie A

$$A = \max \left(\frac{|Z'_{xy}|}{|Z'_{yx}|}, \frac{|Z'_{yx}|}{|Z'_{xy}|} \right) \quad (2.25)$$

zwischen einer eindimensionalen und einer zweidimensionalen Leitfähigkeitsverteilung unterschieden werden. Im eindimensionalen Fall gilt $A = 1$, ansonsten $A > 1$.

Die Werte des Drehwinkels, der Skewness und der Anisotropie müssen im gesamten Periodenbereich untersucht werden, da möglicherweise in unterschiedlichen Tiefen der Einfluss verschiedener Leitfähigkeitsstrukturen wirksam wird (JÖDICKE, 1990).

Vereinfachte Aussagen über die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund können mittels der „Berdichevsky-Drehinvarianten“ (BERDICHEVSKY & DMITRIEV, 1976)

$$Z_B = 1/2 (Z_{xy} - Z_{yx}) \quad (2.26)$$

getroffen werden. Sie stellt eine arithmetische Mittelung über E- und B-Polarisation und damit eine eindimensionale Näherung für einen 2D-Fall dar, falls sich die Polarisationen nicht allzusehr voneinander unterscheiden.

2.1.3 Berechnung der Übertragungsfunktionen

Der in der Gleichung 2.1 beschriebene Zusammenhang zwischen den zu messenden Horizontalkomponenten des Magnetfeldes \mathbf{B} und des elektrischen Feldes \mathbf{E} ist ein System aus zwei linearen Gleichungen mit vier komplexen Unbekannten. Die Lösung, d.h. die Bestimmung des Impedanztensors aus Messungen von \mathbf{B} und \mathbf{E} , kann über ein Fehlerausgleichsverfahren (multiple Regression) nach der „Methode der kleinsten Quadrate“ (vgl. SCHEELKE, 1972; JÖDICKE, 1977) erfolgen.

Dieses Verfahren liefert zwei stabile Lösungen, charakterisiert durch den „minimalen Fehler in E “ bzw. den „minimalen Fehler in B “. Bei dem Ansatz „minimaler Fehler in E “ werden die Komponenten des elektrischen Feldes als fehlerbehaftet und diejenigen des magnetischen Feldes als fehlerfrei angenommen. Durch die Minimierung der Summe der Fehlerquadrate in E_x bzw. in E_y werden dann die Tensorelemente bestimmt. Z. B. sieht für das Impedanztensorelement $Z_{xy}^{E_x}$ die Lösung folgendermaßen aus:

$$Z_{xy}^{E_x} = \frac{[E_x B_y^*][B_x B_x^*] - [E_x B_x^*][B_x B_y^*]}{[B_x B_x^*][B_y B_y^*] - [B_x B_y^*][B_y B_x^*]} \quad (2.27)$$

Hierbei sind

$$[XY^*] = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i Y_i^* \quad \text{mit } X, Y = E_{x,y}, B_{x,y} \quad (2.28)$$

die gemittelten Kreuzspektren bzw. im Spezialfall $X = Y$ die gemittelten Auto-spektren. Diese Spektren können mit der Methode der statistischen Frequenzanalyse berechnet werden.

Der zweite Ansatz „minimaler Fehler in B “ vertauscht die Fehlerzuweisung, und die Berechnung der Tensorelemente verläuft analog.

Im Allgemeinen sind die Komponenten des elektrischen und magnetischen Feldes nicht fehlerfrei, so dass die Berechnung der Tensorelemente der Übertragungsfunktion einen systematischen Fehler, den sogenannten „Bias“, enthält. Da die Komponenten des elektrischen Feldes in der Regel anfälliger für künstliche Störungen sind als die Komponenten des magnetischen Feldes, dient normalerweise der Fall „minimaler Fehler in E “ als Grundlage für die weitere Bearbeitung der Daten.

Die statistische Frequenzanalyse

Die zur Berechnung der einzelnen Tensorelemente benötigten Auto- und Kreuzspektren können über das Verfahren der statistischen Frequenzanalyse bestimmt werden. Dabei werden die Variationen des elektrischen und magnetischen Feldes als Realisierung eines Zufallsprozesses aufgefasst (vgl. SCHEELKE, 1972).

Zunächst wird das vorhandene Datenmaterial in zusammenhängende Zeitreihenabschnitte von jeweils 1024 Werten (oder eine andere Potenz von 2) unterteilt. Um Unstetigkeitsstellen zwischen dem Anfangs- und Endwert der Zeitreihenabschnitte zu verhindern, wird jeder Abschnitt $x(t)$ mit einer Fensterfunktion $f(t)$

$$f(t) = \begin{cases} \cos^2 \left(\left(t - \frac{T}{10} \right) \pi \frac{5}{T} \right) & \text{für } 0 \leq t \leq \frac{T}{10} \\ 1 & \text{sonst} \\ \cos^2 \left(\left(\frac{9T}{10} - t \right) \pi \frac{5}{T} \right) & \text{für } \frac{9T}{10} \leq t \leq T \end{cases} \quad (2.29)$$

gleicher zeitlicher Länge multipliziert. Dabei ist $T = N \Delta t$ die zeitliche Länge der Zeitreihenabschnitte, N die Anzahl der Werte einer Zeitreihe und Δt die Abtastrate. In dieser am häufigsten benutzten Fensterfunktion nach BENDAT & PIERSOL (1971) werden die ersten und letzten 10 % einer Zeitreihe mit \cos^2 gewichtet. Eine solche Bearbeitung der Daten, die eine periodische Fortsetzung der Zeitreihe zur Transformation in den Frequenzbereich ermöglicht, wird als „Tapern“ bezeichnet.

Mit Hilfe der schnellen Fouriertransformation (FFT) wird die getaperte Zeitreihe in den Frequenzbereich transformiert. Die Berechnung erfolgt nach

$$X(w) = \frac{2}{N} \sum_t x(t) f(t) e^{-iwt}, \quad (2.30)$$

wobei $x(t)$ die Zeitreihe und $f(t)$ die Fensterfunktion darstellt.

Im Allgemeinen werden aus den N Abtastwerten nach der FFT $N/2$ komplexe Spektralwerte berechnet. Da in dieser Arbeit mit $N = 1024$ Abtastwerten im Zeitbereich gearbeitet wird, liegen nach der FFT im Frequenzbereich 512 komplexe, auf der Frequenzachse äquidistante Fouriertransformierte vor. Aus diesen Fouriertransformierten werden die für die Berechnung der Impedanztensorelemente benötigten Auto- und Kreuzspektren gebildet.

Voraussetzung für die statistische Frequenzanalyse ist eine möglichst weitgehende Frequenzunabhängigkeit der Spektren von \mathbf{E} und \mathbf{B} , einem „weißen Rauschen“ entsprechend (vgl. SCHEELKE, 1972; VOLBERS, 1986), d. h. es sollte ein Zufallsprozess

mit homogenen Inhalt vorliegen. Da die Energie der natürlichen magnetischen Aktivität mit ansteigender Periode zunimmt und dabei Spitzen aufweisen kann, ist diese Voraussetzung nicht ohne weiteres erfüllt. Eine Annäherung der Rohspektren an das „weiße Rauschen“ kann über die Gewichtung der Spektralwerte mit einer „1/f-Prewhitening-Funktion“ (z.B. WAGENITZ, 1982) realisiert werden. Diese sehr einfache Prewhitening-Funktion glättet zwar nicht die Frequenzspitzen, vermindert jedoch den Gradienten im Spektrum.

Im nächsten Schritt werden die 512 Spektralwerte mit überlappenden Parzenfenstern geglättet und so zusammengefasst, dass sie, wie es in der Magnetotellurik üblich ist, auf einer logarithmischen Periodenachse äquidistant vorliegen. Als entsprechende Formel gibt z.B. BUTTKUS (1991)

$$Parz(f) = \frac{3\tau}{4T_{int}} \left(\frac{\sin(x)}{x} \right)^4, \quad x = \frac{\pi}{2}\tau(f - f_0), \quad (2.31)$$

an, wobei $T_{int} = N\Delta t$ die zeitliche Länge des Zeitintervalls darstellt, $\frac{1}{\tau} = \Delta t$ die Breite des Fensters charakterisiert und f_0 die Mittenfrequenz angibt, um die das Parzenfenster zentriert ist.

Die Spektralwerte werden, ausgehend von dieser Mittenfrequenz, zu kleineren und größeren Frequenzwerten hin bis zur ersten Nullstelle des Parzenfensters durch die Fensterfunktion gewichtet gemittelt. Die Nullstelle berechnet sich aus Gleichung 2.31 zu

$$\tau = \frac{2}{|f - f_0|}. \quad (2.32)$$

Danach liegen die Spektralwerte als χ^2 -verteilte statistische Größen vor. Im Anschluss wird das Prewhitening rückgängig gemacht und die Übertragungsfunktionen bestimmt. Mittels der Gleichungen 2.11 und 2.12 können dann die Sondierungskurven ausgerechnet werden.

Die einzelnen Schritte der in Münster gebräuchlichen Datenauswertung sind in verschiedenen Diplomarbeiten und Dissertationen der Magnetotellurik-Arbeitsgruppe des Instituts, u. a. von VOLBERS (1986, 1991) und JÖDICKE (1990), zu finden.

Das Kohärenzkriterium als Gütekriterium

Für jede Auswertung ist es von immenser Wichtigkeit, den Einfluss stark verrauschter Zeitreihen zu minimieren, da diese ansonsten zu erheblichen Verzerrungen der Übertragungsfunktionen führen können. Als Maß für das Rauschen einer Zeitreihe wird die multiple Kohärenz γ^2 verwendet. Zwischen dem Ausgang E_x und den beiden Eingängen B_x und B_y nimmt sie z. B. folgende Form an:

$$\gamma_{E_x B_{x,y}}^2 = \frac{Z_{xx}[B_x E_x^*] + Z_{xy}[B_y E_x^*]}{[E_x E_x^*]} \quad \text{mit } 0 \leq \gamma^2 \leq 1. \quad (2.33)$$

In der einfachsten Anwendung der Kohärenz als Gütekriterium werden nur diejenigen Zeitreihen in der weiteren Datenverarbeitung berücksichtigt, deren multiple Kohärenz oberhalb eines bestimmten Schwellenwertes liegt (vgl. VOLBERS, 1986, 1991). Um zu verhindern, dass aufgrund geringer Datenqualität alle Spektren aus der Datenbearbeitung herausfallen, können die Spektren mit einer Gewichtsfunktion $\text{gew}(\gamma^2) = (\gamma^2)^n$, d. h. einer Potenz n der multiplen Kohärenz, gestapelt werden.

Bei vielen Datensätzen hat es sich bewährt, eine Kombination aus einer festen Kohärenzschwelle und einer Gewichtsfunktion zu verwenden (vgl. JORDING, 1995). Wenn allerdings das Rauschen in den E- und B-Kanälen korreliert ist, werden die Übertragungsfunktionen durch die Störungen überlagert, ohne dass dies durch Unterschiede in den Lösungen der einzelnen Fehleransätze oder sonstige Auffälligkeiten im Kurvenverlauf erkennbar sein muss (JÖDICKE, 1990). Korreliertes Rauschen kann vor allem in industrialisierten Gebieten auftreten.

3 Geologie des Messgebietes

Das Nordwestdeutsche Becken, entstanden im höchsten Oberkarbon (Stefan), bildet zusammen mit dem Nordostdeutschen Becken den zentralen Bereich des Zentraleuropäischen Beckens, auch südliches Permbecken genannt (siehe Abbildung 3.1) (ZIEGLER, 1990). Westlich des Nordwestdeutschen Beckens schließt sich das niederländisch-englische Teilbecken an, östlich des Nordostdeutschen Beckens befindet sich das polnische Becken. Dementsprechend besteht dieses große intrakontinentale Sedimentbeckensystem aus vier Teilbecken und weist in ESE-WNW-Richtung von England bis nach Polen eine Länge von etwa 1 600 km sowie eine Breite von ungefähr 400 km auf (HOFFMANN ET AL., 1997). Begrenzt wird das Beckensystem im Norden durch das in etwa E-W-streichende Ringköbing-Fünen-Moen-Hoch und dessen Verlängerung nach Westen, das Mittlere Nordsee-Hoch. Im Osten liegt die Osteuropäische Plattform, und die südliche Grenze stellt das variszische Gebirge (Rheinisches Massiv, Harz, Flechtingen-Roßlauer Scholle) dar.

3.1 Paläogeographischer Aufbau des Norddeutschen Beckens

Seit dem Devon bilden Teile (regional enger begrenzte Hebungsgebiete (FRANKE, 1990)) Laurentias, Balticas und Avalonias den am Äquator liegenden Old Red-Kontinent. Dabei stellt der Ostteil des Avalonia-Terranes das Basement des Norddeutschen Beckens dar. Im Mittel- und Oberdevon kommt es durch überregionale Transgressionen zur Verbreitung von warmen Epikontinentalmeeren in den niederen Breiten und die bisherigen Hochgebiete werden zunehmend in die Sedimentation mit einbezogen. Dabei lassen sich prinzipiell zwei Grundmodelle ableiten (FRANKE, 1990). Im ersten Modell bildet der Bereich des Zentraleuropäischen Beckens ein mehr oder weniger einheitliches Schelfareal, auf dem es zur Entwicklung einer wenig differenzierten Karbonatplattform mit annähernd konstanten Mächtigkeiten kommt. Das zweite Modell beinhaltet, aufgrund der alten Hochgebiete, eines in Tröge und Schwellen gegliedertes Sedimentationsbecken mit lokal variierenden Mächtigkeiten.

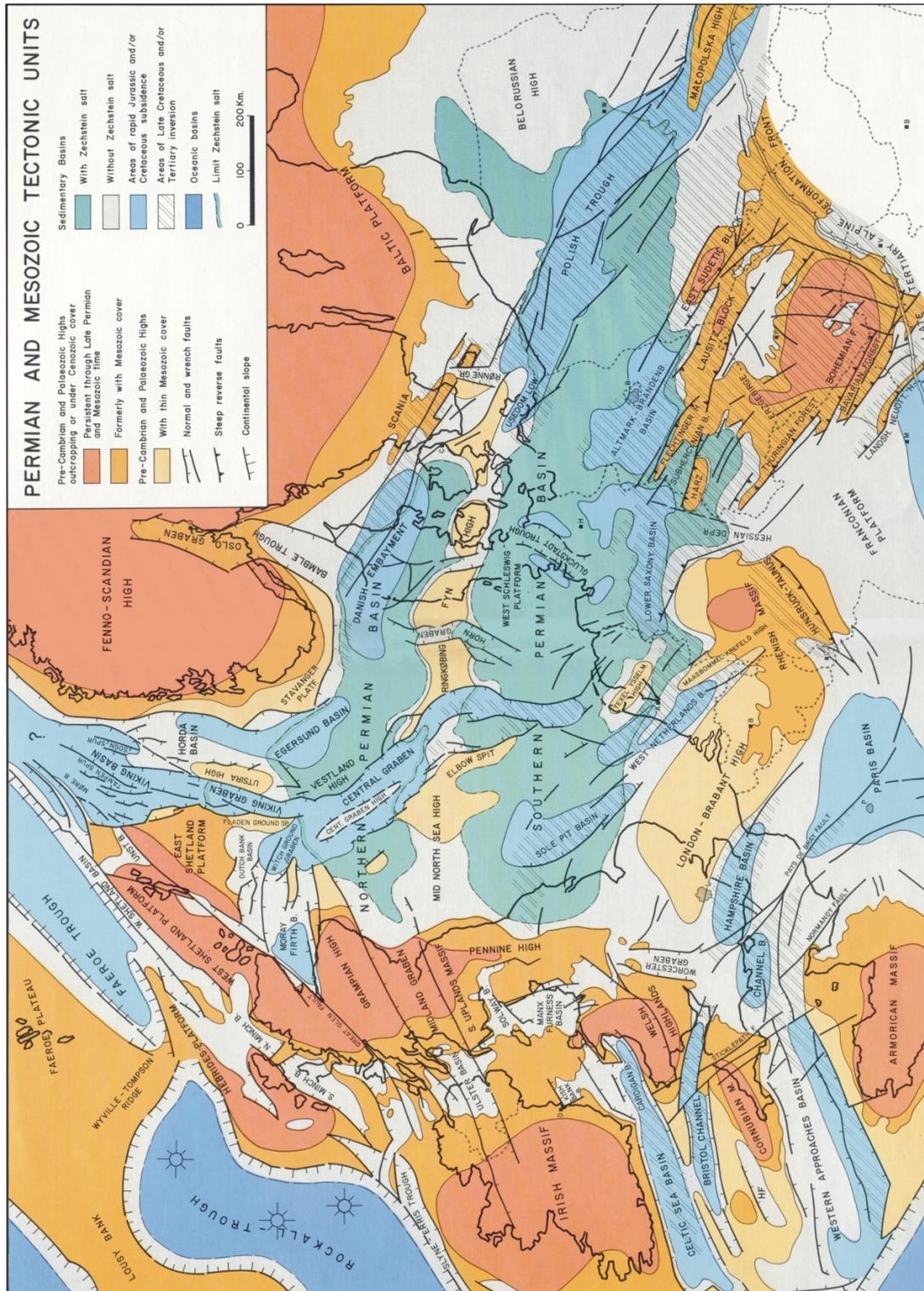


Abbildung 3.1: Tektonische Einheiten des Perms und Mesozoikums in Mitteleuropa (aus ZIEGLER, 1990).

Im Unterkarbon existieren zwei Großfaziesbereiche, die klastisch-terrigenen Kulmentwicklung des variszischen synorogenen Flyschstadiums im Rhenoherynischen Trog (Becken-Fazies) im Süden sowie die karbonatisch-mergelig-tonige Kohlenkalkentwicklung (Schelf-Fazies) auf der Karbonatplattform des prävariszischen Vorlandes im Norden (siehe Abbildung 3.2). Die für den Rhenoherynischen Trog typische asymmetrische Fazies- und Mächtigkeitsverteilung ist durch mächtigere Flyschsequenzen im südlichen Bereich und durch gering mächtigere Beckensedimente der pelagischen Stillwasser-Fazies des Hungerbeckens, u. a. mit Schwarzschiefern im zentralen und nördlichen Abschnitt, gekennzeichnet. Die Grenze zwischen der Kulm- und Kohlenkalkverbreitung, die sicherlich in den tiefer versenkten, bisher bohrtechnisch nicht erschlossenen Räumen des Norddeutschen Beckens zu vermuten ist, kann bisher nicht eindeutig gezogen werden. Auf paläogeographischen Karten wird für die Abgrenzung der beiden Faziesgebiete aus geotektonisch-sedimentologischen Erwägungen zumeist die nordkonvexe Bogenform der variszischen Tektogenfront zugrunde gelegt (u. a. ZIEGLER, 1990; GERLING ET AL., 1999). Damit ergibt sich zwangsläufig auch die Konturierung der nördlich liegenden Karbonatplattform. Auffällig ist, dass in den diesbezüglichen Karten mit zunehmendem Kenntnisstand (z. B. Bohrung Pröttlin 1 (NW-Brandenburg)) die Kulmverbreitung eine ständige Nordwärtsverschiebung erfuhr (FRANKE, 1990). So befindet sich im West- und Nordteil des Norddeutschen Beckens die Schelf-Fazies des Kohlenkalks, und im mittleren und südlichen Bereich lagern sich die klastisch-terrigenen Kulmsedimente des nördlichen Außenvariszikums ab.

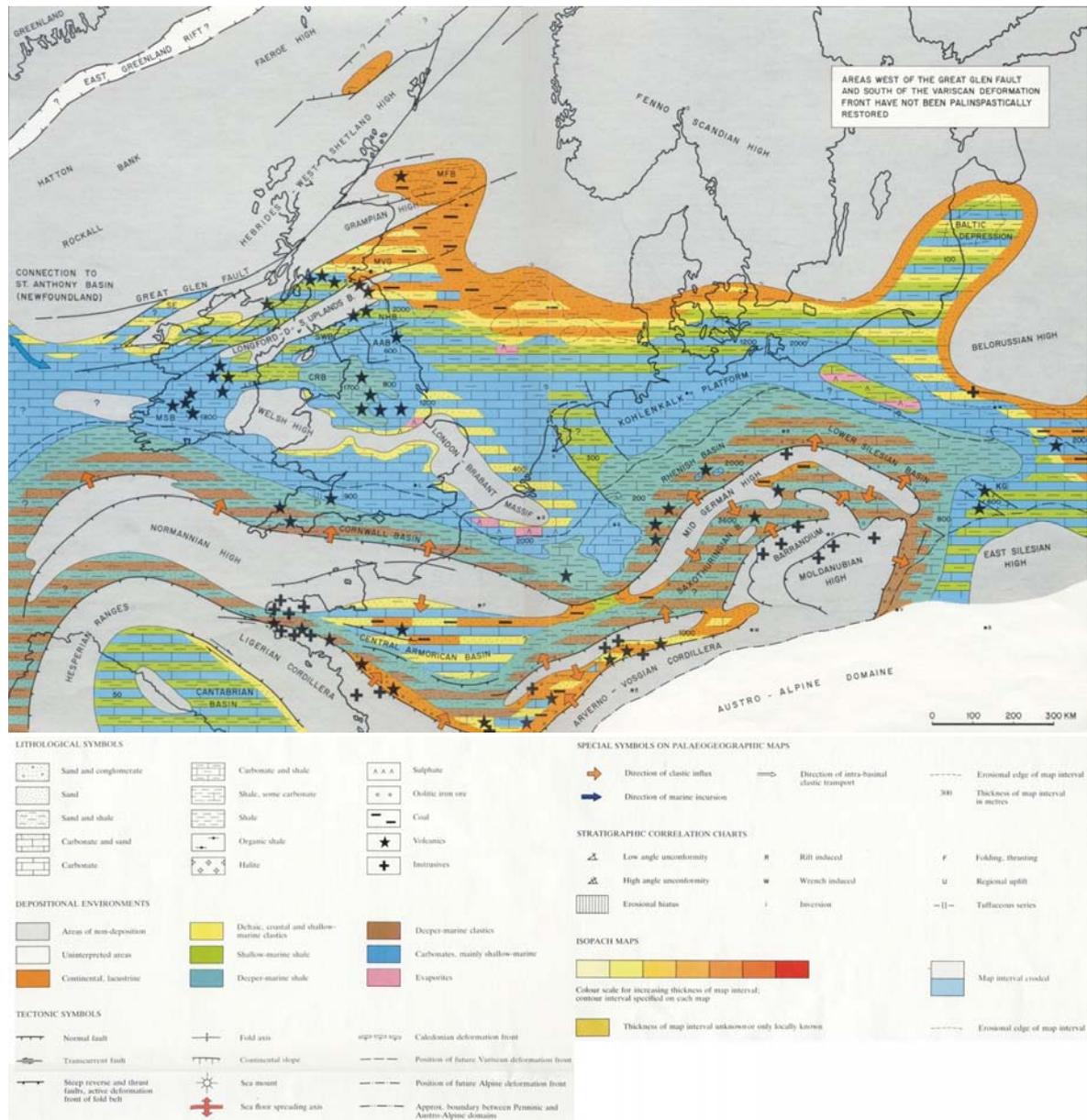


Abbildung 3.2: Paläogeographie des Dinants in Mitteleuropa (aus ZIEGLER, 1990).

3.2 Stratigraphischer Aufbau des Norddeutschen Beckens

Eine Übersicht der strukturellen Entwicklung des Norddeutschen Beckens mit den vermuteten Sedimentmächtigkeiten vom Quartär bis zum Devon zeigt Abbildung 3.3. Das Profil umfasst im Südwesten das Münsterländer Kreidebecken, quert das Niedersächsische Becken, den Pompeckj-Block sowie die Ostholsteinische Plattform und endet im Nordosten mit dem Ringköbing-Fünen-Hoch.

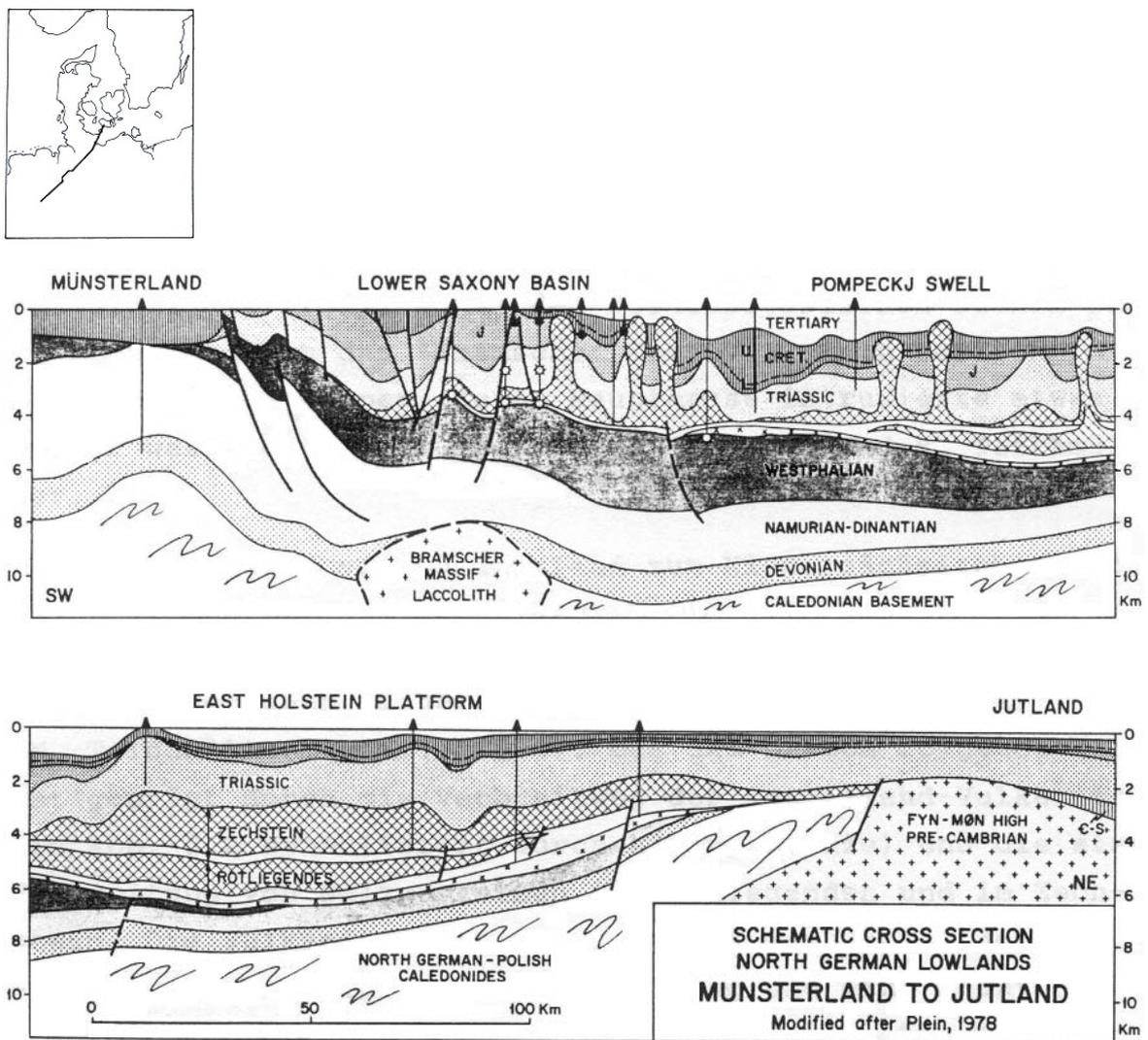


Abbildung 3.3: Geologischer Schnitt vom Münsterland im Südwesten bis Süd-Dänemark im Nordosten (aus ZIEGLER, 1990).

Im Münsterland (Nordrhein-Westfalen) ist die Schichtenfolge durch die Tiefbohrung Münsterland 1 gut bekannt. Bei einer Endteufe von 5956 m wurde eine Kreidedeckschicht, ein sehr mächtiges Karbon sowie darunter das Devon erbohrt (RICHWIEN ET AL., 1963). Nach Norden erreicht das Devon, d.h. der stratigraphisch älteste, in seiner Tiefenlage noch einigermaßen einschätzbare Horizont, eine maximale Tiefe von 10 km, steigt dann langsam an, um am Südrand des Ringköbing-Fünen-Hochs auszustreichen. Wegen der großen Tiefenlage konnte das Devon in Norddeutschland trotz verschiedener Versuche nicht erbohrt werden. Ein direkter Nachweis gelang erst durch die Bohrung Q1 in der zentralen Nordsee (ZIEGLER, 1990).

Das Karbon fällt vom Münsterland zum Niedersächsischen Becken gleichsinnig mit dem Devon nach Norden ein. Seine Gesamtmächtigkeit von ungefähr 5000 m bleibt zunächst erhalten, nimmt aber mit Annäherung an die Ostholsteinische Plattform ab.

Das sich dem Karbon anschließende Perm ist neben den Sedimenten geprägt durch die Verbreitung der Rotliegend-Vulkanite und der Zechstein-Salze. Die größte Mächtigkeit erreicht das Perm im Bereich der Unterelbe („Hamburger Loch“), dem Zentrum der Absenkung innerhalb des südlichen Permbeckens (ZIEGLER, 1990) mit seinen salinaren Schichtfolgen. Als Folge der Salztektonik entstanden zahlreiche, für Norddeutschland charakteristische Salzstrukturen im darüberliegenden Deckgebirge. Die Salzstrukturen sind teils rundliche Stöcke mit wenigen Kilometern Durchmesser, teils langgestreckte Mauern mit einer Länge bis zu 150 km (siehe Abbildung 3.4).

Die jüngeren Sedimente, d.h. Mesozoikum und Känozoikum, sind aufgrund von Bohrungen gut untersucht. Ihre stratigraphische Abfolge wird nördlich des Münsterlandes zunehmend vollständiger und erreicht mit 4000 m bis 5000 m die größte Mächtigkeit im Gebiet der Pompeckj-Scholle.

Im Folgenden wird die räumliche und tektonische Entwicklung des Nordwestdeutschen Sedimentbeckens anhand der einzelnen Strukturen, die Niedersachsen-Scholle und die Pompeckj-Scholle, erläutert.

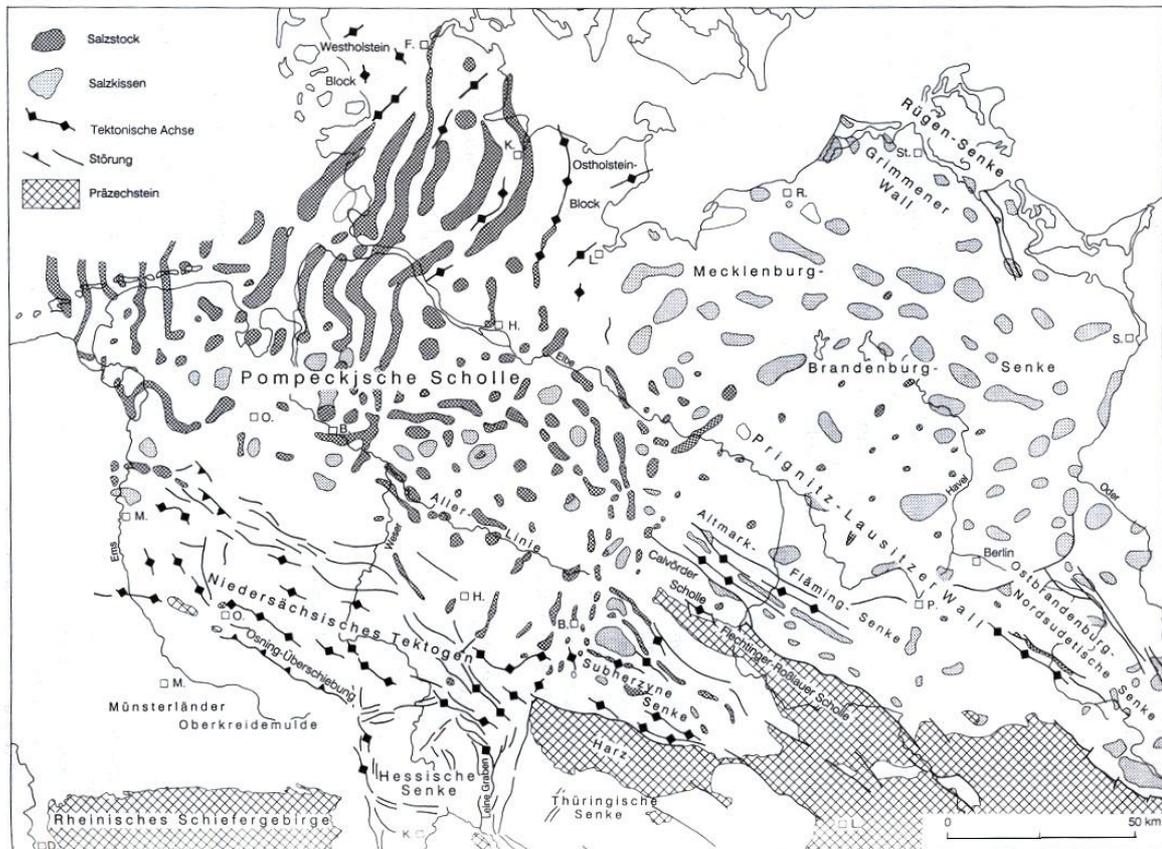


Abbildung 3.4: Tektonische Gliederung des Norddeutschen Beckens (aus WALTER, 1995).

3.2.1 Geologische Entwicklung der Niedersachsen-Scholle

Die Niedersachsen-Scholle wird nach Osten durch den jurassischen Gifhorner Trog begrenzt, im Norden und Westen durch die als stabile Blöcke wirkende Pompeckj-Scholle und die Ostholländische Triasplatte. Nach Süden bildet die Osning-Überschiebung die Grenze zur Münsterländer Kreidebucht.

Die Niedersachsen-Scholle, auch Niedersächsisches Tektonen genannt, stellt eine Inversionsstruktur dar, deren Absenkungsbewegungen ab dem unteren Jura (Lias) und die Umkehr der Bewegungsrichtung in der Oberkreide (Turon) stattfand. Die maximale Absenkung soll nach BALDSCHUHN & KOCKEL (1999) und BRINK (2002) bei 6 000 m bis 8 000 m im Bereich der Anomalie Bramsche gelegen haben. Als Ursache der Absenkung zum Niedersächsischen Becken werden regionale Dehnungsprozesse als Ausgleichsvorgang zu Riftprozessen in Nordwesteuropa (Öffnung des Atlantiks, Nordsee-Rift) angenommen. Diese Dehnungsprozesse äußern sich in der Einsenkung

von Teiltrögen, die durch NW-SE-streichende Brüche begrenzt waren (WALTER, 1995). Diese Phase der Krustendehnung war begleitet von einer Intrusionstätigkeit, wobei tiefreichende Störungen offensichtlich als Aufstiegswege für die Magmen dienten. Am bekanntesten ist der „Bramscher Pluton“ im Westteil der Osning-Zone. Abbildung 3.5 zeigt ein Modell dieses Intrusivkörpers. Die Oberfläche des Körpers wird aufgrund von refraktionsseismischen Messungen (BROCKAMP, 1967), die auf zwei Refraktoren mit Geschwindigkeiten von 5.8 km/s und 6.2 km/s hinweisen, in einer Tiefe von etwa 6 000 m bis 8 000 m angenommen. Seine Platznahme als basischer bis ultrabasischer Lakkolith begann in der Unterkreide und endete im Turon vor Beginn der Beckeninversion. Durch die Intrusion des Tiefenkörpers kam es vermutlich nicht nur zur Aufheizung der hangenden Schichtenfolgen und zur Hochdiagenese des Nebengesteins, sondern auch zu Vererzungen. Auch wenn der Pluton bisher an keiner Stelle erbohrt wurde, so zeichnet sich seine heutige Lage durch eine starke gravimetrische und erdmagnetische Anomalie sowie erhöhte Inkohlungswerte (siehe Kapitel 9 Abbildung 9.5) aus (WALTER, 1995). Es ist wahrscheinlich, dass im Untergrund des Niedersächsischen Beckens weitere Plutone existieren. Darauf weisen geophysikalische Anomalien hin. Zu nennen sind die vermuteten Plutone von Vlotho (DEUTLOFF ET AL., 1980) und Uchte (NODOP, 1971).

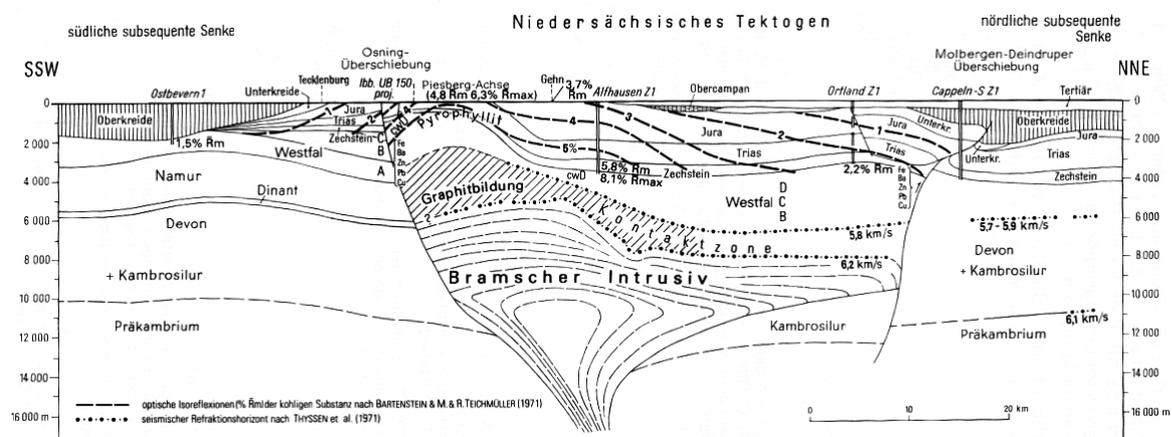


Abbildung 3.5: Modell des Bramscher Plutons (aus TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER, 1985).

Während der Oberkreide erfolgte im Zuge einer Kompressionsphase eine Reaktivierung alter Störungsbahnen und damit verbunden die Inversion der grabenartigen Struktur des Niedersächsischen Beckens und die Formierung und Konturierung der heutigen Niedersachsen-Scholle.

3.2.2 Geologische Entwicklung der Pompeckj-Scholle

Die sich nach Norden an die Niedersachsen-Scholle anschließende Pompeckj-Scholle verläuft von der Allertal-Linie im Süden bis zum Ringköbing-Fünen-Hoch im Norden. Im Osten reicht sie bis nach Nordmecklenburg und in die westliche Altmark.

Nachdem im frühen Perm das Unterrotliegend durch Vulkanismus geprägt wurde, dessen Laven durch Bruchzonen aufstiegen, die durch die kaledonische Gebirgsbildung vorgezeichnet waren, sedimentierten im weiteren Verlauf des Perms zunächst das Oberrotliegend und später die Zechstein-Salze. Von der Trias bis zur Unterkreide war das Gebiet der Pompeckj-Scholle durch Diapirismus gekennzeichnet. Die große Anzahl an Salzstöcken stieg in Form von Diapiren, gestreckten Sätteln und langgestreckten Mauern auf, wobei das Streichen der Salzsättel und -mauern vorwiegend herzynisch (NW-SE) oder rheinisch (NNE-SSW bis N-S) ausgerichtet ist. Im höheren Jura und in der Unterkreide findet wenig Sedimentation und dafür mehr Abtragung statt. In der Oberkreide und im Tertiär erfährt diese Scholle ebenfalls eine starke Absenkung. Da das Ausmaß dieser Absenkung nicht an diejenige der Niedersachsen-Scholle herankommt, wird die Pompeckj-Scholle als stabile Einheit aufgefasst. Insgesamt weisen die mesozoischen und känozoischen Sedimente eine Mächtigkeit von 2 000 m bis 3 000 m auf (BALDSCHUHN ET AL., 1996).

Eine in der vorliegenden Arbeit wichtige geologische Struktur ist der annähernd N-S-streichende Glückstadt-Graben. Dieser erstreckt sich ungefähr aus der Gegend von Schleswig (Schleswig-Holstein) im Norden bis in den Raum nördlich von Bremen (Niedersachsen) im Süden. Somit hat er eine Länge von etwa 180 km und eine Breite von maximal 50 km. Durch seinen s-förmigen Verlauf beginnt er im nördlichen Abschnitt mit einem N-S-Streichen, das sich allmählich in ein NNE-SSW-gerichtetes (rheinisches) Streichen ändert. Im südlichen Grabenbereich liegt wieder ein N-S-Streichen vor (BALDSCHUHN ET AL., 1996). Diesen Verlauf zeichnen die langgestreckten Salzmauern, die sowohl aus Rotliegend- als auch aus Zechstein-Salinar bestehen, nach. Ihr heutiges Erscheinungsbild verdanken die etwa 6 000 m mächtigen Salzmauern der erneuten Aktivierung im Präsalinar angelegter Störungszonen.

Nach der strukturellen Entwicklung in der Trias, vor allem während des Keuper, wird der Glückstadt-Graben nach BALDSCHUHN ET AL. (1996) in einen westlichen (Delve- und Oldenbüttel-Scholle), einen zentralen (Rendsburg-Scholle) und einen östlichen

(Neumünster-Scholle) Senkungsbereich untergliedert. Die Grabenschultern werden im Westen vom Westschleswig-Block und im Osten vom Ostholstein-Block gebildet. Während die Trias-Mächtigkeiten auf den Grabenschultern maximal etwa 2000 m betragen, erreichen sie im zentralen Teil des Grabens Mächtigkeiten von mehr als 8000 m (siehe Abbildung 3.6), wobei allein der Keuper Sedimentationsraten bis zu 5000 m aufweisen kann. Die triassische Aktivierung des Grabens steht im Zusammenhang mit halokinetischen Bewegungen und der Genese der Salzstrukturen im Zuge alt- und jungkimmerischer Aktivitäten. Letztere werden besonders durch die Auffüllung der Randsenken mit jurassischen Sedimenten dokumentiert. Die Zechstein-Sedimente sind im zentralen Grabenabschnitt fast vollständig in die Salzstrukturen abgewandert und bilden mit dem Rotliegend-Salinar, das im Zentrum des Salzkörpers anzutreffen ist, das Doppelsalinar, das sogenannte „Haselgebirge“.

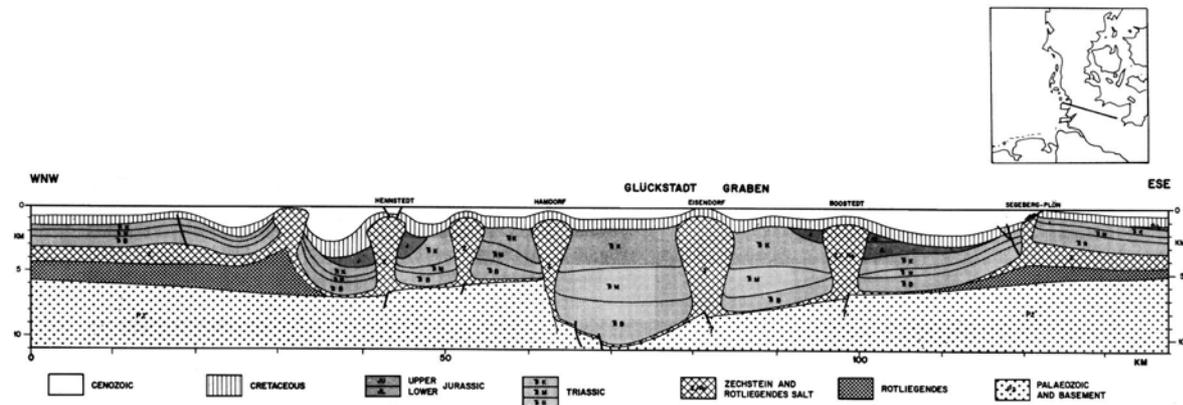


Abbildung 3.6: Geologischer Schnitt des Glückstadt-Grabens (aus ZIEGLER, 1990).

Aufgrund der kurz dargelegten paläotektonischen Entwicklung galt der Glückstadt-Graben bisher als klassische triassische Struktur (u. a. BRINK ET AL., 1992). In der letzten Zeit wird auch ein Rotliegend-Alter des Grabens diskutiert. Ursprung dieser Debatte waren die unterschiedlichen Fazies- und Mächtigkeitsentwicklungen des Rotliegend in den Bohrungen Flensburg Z 1 und Schleswig Z 1 (beide Schleswig-Holstein).

4 Stand der Forschung

Während des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957/1958 waren gleichzeitige Beobachtungen zeitlicher und magnetischer Variationen des Erdmagnetfeldes auf zwei Nord-Süd-Profilen von Mitteldeutschland bis zur Nord- bzw. Ostsee der historische Ausgangspunkt für Untersuchungen der elektrischen Leitfähigkeit im Norddeutschen Sedimentbecken. Diese Beobachtungen zeigten, dass die Amplitude der Vertikalkomponente bei Perioden von etwa 1000 s im Zentrum des Beckens sehr klein ist und zum Nord- bzw. Südrand mit unterschiedlichen Vorzeichen z. T. stark zunimmt (SCHMUCKER, 1959). Anhand der Darstellung der magnetischen Übertragungsfunktionen in Form von realen Induktionspfeilen (siehe Abbildung 4.1) wird erkennbar, dass die Pfeile nördlich der eingezeichneten gestrichelten Linie im Wesentlichen nach Norden, südlich davon vorwiegend nach Süden zeigen, d.h. vom guten Leiter im Beckenzentrum weg auf einen schlechten Leiter im Bereich der Beckenumrandung. Dieser Nulldurchgang der z-Komponente, der eben durch die gestrichelte Linie gekennzeichnet wird, wird durch ein Maximum der integrierten Leitfähigkeit im Untergrund bewirkt (UNTIEDT, 1970), das sich mit einem E-W-Streichen vom Norddeutschen Becken in östlicher Richtung bis weit nach Polen (WNW-ESE-Streichrichtung) verfolgen lässt und als Norddeutsche oder Norddeutsch-Polnische Leitfähigkeitsanomalie bezeichnet wird.

Zunächst wurde als Ursache für die Anomalie ein guter Leiter im Tiefenbereich des oberen Mantels angenommen. Es zeigte sich jedoch, dass mit einem überwiegenden Einfluss oberflächennaher Schichten gerechnet werden muss, da z.B. in Polen eine enge Korrelation zwischen der Richtung der Induktionspfeile und der Zunahme der Mächtigkeit der postvariszischen Beckenfüllung zu beobachten war (JANKOWSKY, 1967). Nach ersten magnetotellurischen Messungen in Gingst/Rügen (PORSTENDORFER, 1965), am geomagnetischen Observatorium Niemegk (WIESE, 1965) und auf einem Profil von Lübeck nach Braunschweig (VOZOFF & SWIFT, 1968) erwies sich darüber hinaus die elektrische Leitfähigkeit der jungen sedimentären Deckschichten mit spezifischen Widerständen um $1 \Omega\text{m}$ erheblich höher als erwartet.

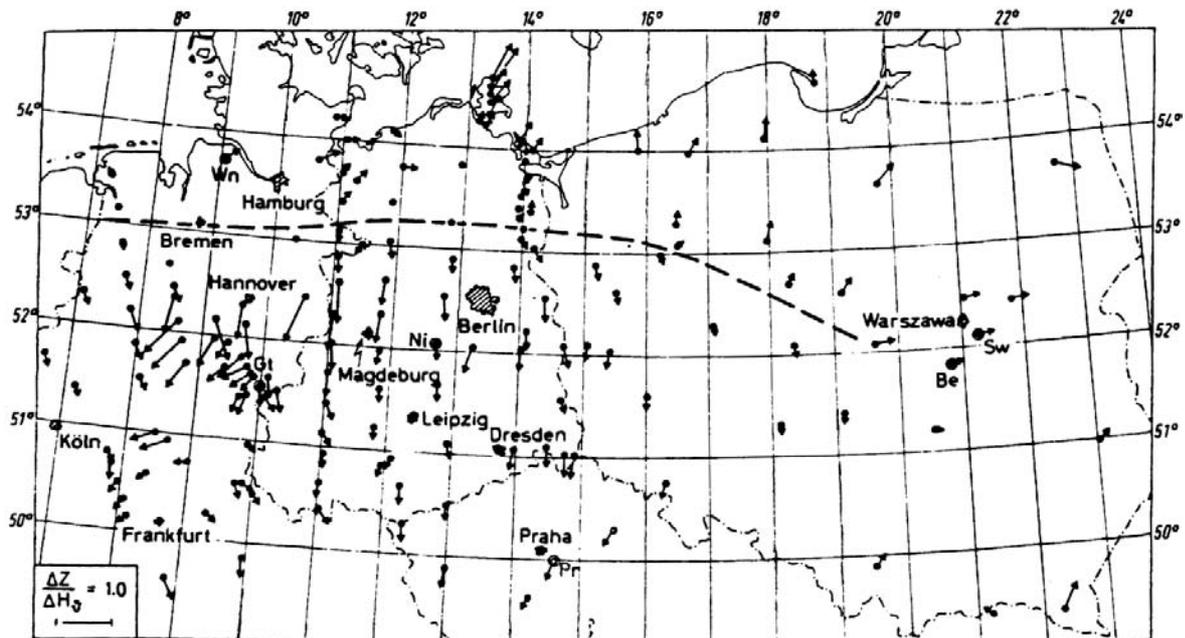


Abbildung 4.1: Darstellung der Norddeutsch-Polnischen Leitfähigkeitsanomalie anhand von Induktionspfeilen (Periodendauer ca. 1 bis 2 Stunden) (aus UNTIEDT, 1970).

Zur genaueren Klärung der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit wurde 1972 als gemeinschaftliches Forschungsvorhaben des damaligen Bundesamtes für Bodenforschung, Hannover (heute Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, BGR), des Instituts für Geophysik und Meteorologie, Braunschweig, und des Instituts für Geophysik der Universität Münster mit der flächenhaften magnetotellurischen Vermessung des Norddeutschen Sedimentbeckens begonnen, später im Rahmen des Niedersächsischen Landesentwicklungsplans abgeschlossen und zum Teil wiederholt. Die unabhängige Auswertung der Daten in Hannover (LOSECKE ET AL., 1979) und Münster (JÖDICKE, 1980) erbrachte zwar im Detail unterschiedliche Ergebnisse, insgesamt gesehen aber den überraschenden Nachweis, dass neben gut leitenden Deckschichten eine weitere gut leitende Schicht im Tiefenbereich von 6 km bis 12 km im Präperm auftritt. Das überraschende dieses Nachweises war, dass in dieser Tiefe wegen der nahezu fehlenden Porosität der Gesteine nicht mit einem guten elektrischen Leiter gerechnet wurde. Zugleich wurde damit eine Strukturierung im Tiefenbereich unterhalb der Zechsteinbasis in Nordwestdeutschland erkennbar, in dem von Seiten der Reflexionsseismik bis heute nur sehr wenig Informationen vorliegen (DOHR, 1989).

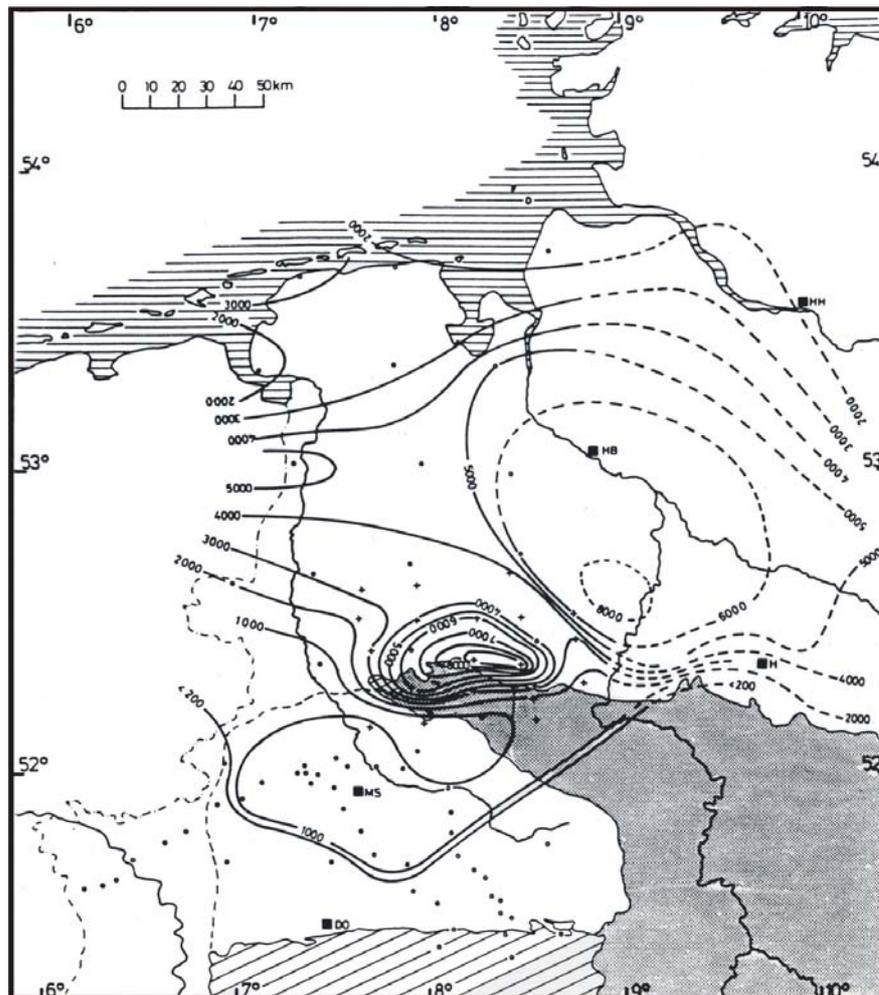


Abbildung 4.2: Verteilung der integrierten Leitfähigkeit des Präperms in Nordwestdeutschland (aus JÖDICKE, 1990).

In Abbildung 4.2 ist die Verteilung der integrierten Leitfähigkeit im Präperm, d.h. das Produkt aus Leitfähigkeit und Mächtigkeit der gut leitenden Schicht, für Nordwestdeutschland dargestellt. Es zeigt sich, dass das großräumige Maximum der integrierten Leitfähigkeit mit Werten um 5000 S und darüber im Wesentlichen mit der Lage der Norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie zusammenfällt. Ähnliche Untersuchungen wurden auch im Nord- und Südteil der ehemaligen DDR durchgeführt (PORSTENDORFER, 1975). Modellrechnungen für ein Nord-Süd-Profil in Nordwestdeutschland machten deutlich, dass das Verhalten der Induktionspfeile durch den sich überlagernden Einfluss der oberflächennahen Schichten und der tiefer liegenden gut leitenden Schicht ausreichend erklärt werden kann (WEIDELT, 1978).

In den Folgejahren gab es nur wenige Messprojekte in Norddeutschland, z.B. Profile von Versmold nach Nienburg/Weser (LOSECKE ET AL., 1986) und von der Bohrung Münsterland 1 nach Nordosten durch das Niedersächsische Tektogen (JUNKERMANN, 1990) sowie wenige Einzelmessungen (z.B. GUNDEL, 1977; SCHARBERTH, 1984), die das bis dahin entstandene Bild der Leitfähigkeitsverteilung im Wesentlichen bestätigen. In Schleswig-Holstein und im Bereich der Rotliegend-Gräben in Nordwestdeutschland wurden von der Erdölindustrie Magnetotellurik-Messungen durchgeführt, deren Ergebnisse jedoch nicht publiziert vorliegen. In der ehemaligen DDR wurden Arbeiten auf dem Gebiet der Magnetotellurik gegen Ende der 1970er Jahre praktisch eingestellt.

Zur selben Zeit entwickelten sich demgegenüber verstärkt Bemühungen, den im Präperm nachgewiesenen guten Leiter petrophysikalisch zu interpretieren und eine stratigraphische Einordnung zu versuchen. In einem ersten Ansatz führten KNÖDEL ET AL. (1979) die extrem hohe integrierte Leitfähigkeit im Bereich des Zentrums der Norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie auf fluidgefüllte Rissporosität im tieferen Untergrund des Niedersächsischen Beckens zurück (elektrolytischer Leitfähigkeitsmechanismus, siehe Kapitel 8). Dies würde jedoch einen für diese Tiefe unrealistisch großen Porenraum erfordern. Von JÖDICKE (1984), DUBA ET AL. (1988) und JÖDICKE (1990) wurde dem eine Deutung durch Elektronenleitung hochinkohlter organischer, d.h. graphitähnlicher Substanz gegenübergestellt. Diese graphitähnliche Substanz findet sich in kohlenstoffreichen pelitischen Gesteinen, insbesondere in Schwarzschiefern bzw. Alaunschiefern, sofern deren Inkohlungsgrad das Metaanthrazit-Stadium erreicht hat (siehe Kapitel 8).

Diese damals neuartige Deutung konnte anhand des Laterologs der Bohrung Münsterland 1 (siehe Abbildung 4.3) belegt werden (BÜCHTER, 1983; JÖDICKE, 1990). Unter den gut leitenden Mergeln der Deckschicht ($3 \Omega\text{m}$ bis $5 \Omega\text{m}$) mit den schlechter leitenden Cenoman-Kalken nahe der Basis der Oberkreide ($40 \Omega\text{m}$ bis $100 \Omega\text{m}$) folgt die für das Oberkarbon typische Wechsellagerung von Kohleflözen, Ton- und Siltsteinen mit entsprechend variierenden Widerstandswerten. Die im logarithmischen Maßstab angenähert lineare Zunahme des mittleren spezifischen Widerstands bis in etwa 4 000 m Tiefe kann als Folge zunehmender Kompaktion erklärt werden. Entgegen dem erwarteten Verlauf nimmt unterhalb 4 000 m der mittlere spezifische Widerstand nicht weiter zu, sondern streut um den bis dahin erreichten Mittelwert. Dabei sind sogar einzelne Horizonte zu erkennen, in denen der Widerstand auf markant niedrige Werte zurückgeht. Diese niedrigen Widerstandswerte treten im Tiefenbereich des Unterkar-

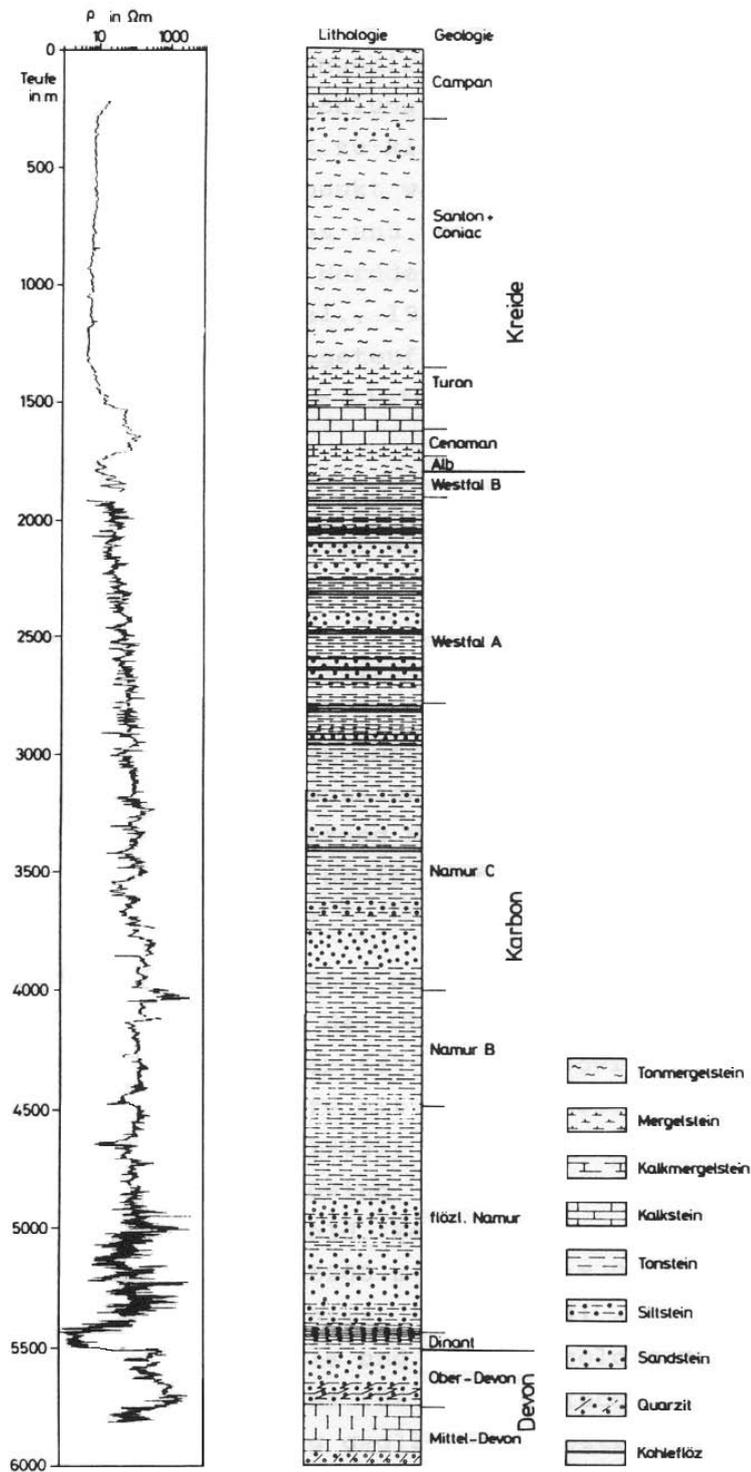


Abbildung 4.3: Laterolog, Lithologie und Geologie der Bohrung Münsterland 1 (nach HESEMANN, 1963; BÜCHTER, 1984).

bons bzw. des tiefsten Namurs auf. Frequenzabhängige Messungen an Bohrproben aus diesem Teufenabschnitt ergaben für schranktrockene Proben in Einzelfällen Werte von ungefähr $0.2\Omega\text{m}$ und darunter. Ein Vergleich mit den Inkohlungswerten in der Bohrung (TEICHMÜLLER ET AL., 1979) macht deutlich, daß bei 4 000 m Tiefe gerade das Metaanthrazit-Stadium erreicht ist, d. h. derjenige Inkohlungsgrad, bei dem die organische Substanz sprunghaft elektronenleitende Eigenschaften annimmt. Dieses Merkmal zeigt sich neben dem extrem niedrigen spezifischen Widerstand in dem fast völligen Fehlen einer Frequenzabhängigkeit der Leitfähigkeit (siehe Abbildung 4.4).

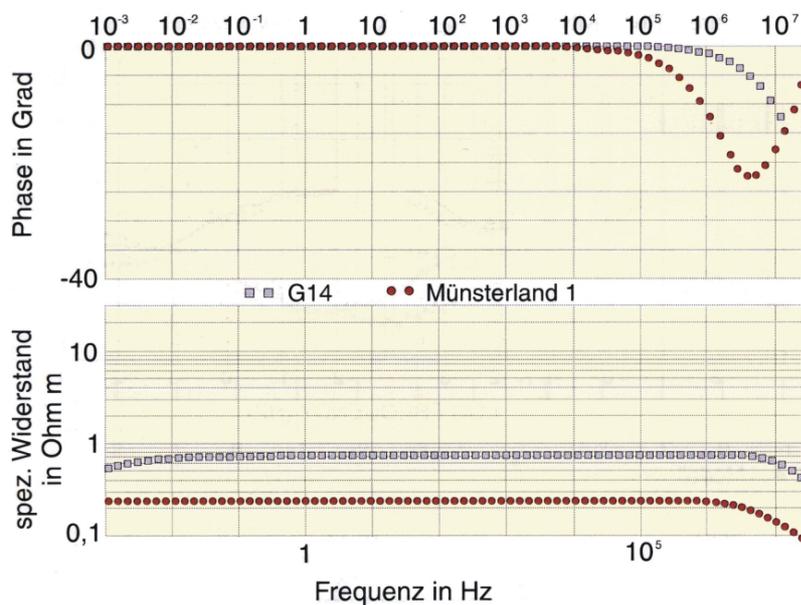


Abbildung 4.4: Impedanzmessung an trockenen Schwarzschieferproben in Zwei-Pol-Anordnung. Darstellung als Bode-Plot des spezifischen Widerstandes und der Phase (aus HOFFMANN ET AL., 1998).

Anhand dieser Daten der Bohrung Münsterland 1 war es naheliegend, den präpermisschen guten Leiter der Magnetotellurik in Nordwestdeutschland als einen Horizont hochinkohlter Schwarzschiefer, d. h. als ein ehemaliges Erdölmuttergestein, zu identifizieren. Berücksichtigt man die Zunahme der quasi-elektronischen Leitfähigkeit mit zunehmender Temperatur (DUBA ET AL., 1988; NOVER ET AL., 2005), dann lässt sich vorsichtig abschätzen, dass die Norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie mit ihren Maximalwerten von über 5 000 S durch Schwarzschiefer von etwa 200 m Mächtigkeit oder weniger erklärt werden kann. Dabei muss es sich nicht notwendigerweise um einen einzelnen Horizont handeln. Ein magnetotellurisch nicht auflösbarer Summeneffekt

entweder von ähnlichen Gesteinen in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus im Präperm oder z. B. auch von tektonisch bedingten Schichtwiederholungen ist ebenfalls denkbar.

Eine genaue stratigraphische Einstufung des gut leitenden Horizonts war zum damaligen Zeitpunkt schwierig. Ein Vergleich der Bohrlochmessungen der Bohrung Münsterland 1 mit den Ergebnissen einer größeren Zahl von magnetotellurischen Sondierungen in der unmittelbaren und weiteren Umgebung des Bohrpunktes zeigte, dass die von der MT bestimmte integrierte Leitfähigkeit von 1 500 S bis 2 000 S im Zentrum des Münsterlandes in 6 000 m bis 8 000 m Tiefe durch den im Unterkarbon (Kulm) erbohrten gut leitenden Horizont bei weitem nicht erreicht wird. Daraus war zu schließen, dass der Hauptanteil der integrierten Leitfähigkeit von einem nur wenig tiefer gelegenen Horizont im Altpaläozoikum stammen müsste (JÖDICKE ET AL., 1982), wobei es nahelag, einen möglichen Zusammenhang mit den oberkambrisch/unterordovizischen skandinavischen Alaunschiefern zu sehen. Diese Alaunschiefer liegen unmittelbar der skandinavischen Plattform auf und sind z. B. in Schweden wegen ihrer geringen Inkohlung (Ölschiefer) als wichtige Energiereserve intensiv untersucht (z. B. ANDERSSON ET AL., 1985).

Im Jahr 1992 gab es für die Magnetotellurik einen bedeutenden Neuanfang durch die Bewilligung des BMBF-Projektes „Erforschung des tieferen Untergrundes der Nordostdeutschen Senke – ein Beitrag der Magnetotellurik zur Untersuchung des präwestfalen Muttergesteinspotentials“, das Ende 1996 auslief. Die Ergebnisse wurden z. B. durch HOFFMANN ET AL. (1994) und HOFFMANN ET AL. (1998) publiziert. Mit der gezielten Untersuchung der Muttergesteinsverbreitung hatte ein magnetotellurisches Vorhaben erstmals eine betont geologisch-lagerstättenkundliche Aufgabenstellung.

Die drei Hauptergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Auf der Insel Rügen und im nördlichen Festlandsbereich (bis zur Anklam-Störung) konnten gut leitende Schichten nachgewiesen werden. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um die nach Süden in größere Tiefe abtauchenden altpaläozoischen skandinavischen Alaunschiefer, die in der Offshore-Bohrung G 14 in einer Tiefe von ungefähr 1 800 m angetroffen wurden. Die Lagen dieser hochinkohlten Alaunschiefer aus dem Mittel- bis Oberkambrium, deren Gehalt an organischem Kohlenstoff teilweise bis 9 % reicht, summieren sich dort zu einer Mächtigkeit von insgesamt etwa 30 m.

- Im Bereich zwischen der Anklam-Störung und der Unterelbe-Störung, dem Rotliegend-Depozentrum, wurden keine gut leitenden Schichten gefunden.
- Im nördlichen Bereich der variszischen Außenzone zwischen Unterelbe-Störung und Flechtingen-Scholle setzen erneut gut leitende Schichten im Tiefenbereich zwischen 6 000 m und 8 000 m ein. In der in diesem Gebiet liegenden Bohrung Pröttlin 1 wurden in der Tiefe von 6 000 m bis 7 000 m pelagische Sedimente des tiefsten Namurs mit teilweiser Schwarzschiefer-Faziesausbildung angetroffen, die als stratigraphische Äquivalente zu den Schwarzschiefern der Kulmfazies des Unterkarbons bzw. des tiefsten Namurs der Bohrung Münsterland 1 (Hangende Alaunschiefer) zu deuten sind.

Bis zum Jahr 2000 wurden an 146 MT-Stationen auf mehreren Profilen, die das Norddeutsche Becken senkrecht zu dessen Achse queren, Messungen durchgeführt. Der größte Teil dieser Profile liegt vor allem im östlichen Abschnitt des Beckens. Im Vergleich zu früheren Messungen haben sich die Abstände der einzelnen Stationen verkleinert, so dass nun zweidimensionale Interpretationen der Daten möglich sind. Während einer der letzten größeren Messkampagnen in diesem Sedimentbecken wurde an 39 magnetotellurischen Stationen in der Nähe der deutsch-niederländischen Grenze im westlichen Teil des Norddeutschen Beckens gemessen. Das Ergebnis dieser parallel zu der Ems verlaufenden drei Profile ist ein tiefer guter Leiter, der im Bereich der Niedersachsen-Scholle stratigraphisch mit hochleitfähigen Kohlen aus dem Westfal und im nördlichen Abschnitt, im Bereich der Pompeckj-Scholle, mit unterkarbonischen Schwarzschiefern korreliert wird (siehe Profil I in Kapitel 9 sowie HOREJSCHI (2002)).

Die vorliegende Arbeit schließt nun mit der Messung und Auswertung zweier von Bramsche bis zur Lübecker Bucht bzw. von Cloppenburg bis nach Flensburg verlaufenden Profile die verbliebene Lücke im westlichen Abschnitt des Norddeutschen Beckens. Des Weiteren werden zwei Profile ausgewertet, die über interessante Strukturen verlaufen, der Glückstadt-Graben und das Steinhuder Meer-Lineament.

5 Messung und Auswertung der Daten

In diesem Kapitel werden die für die vorliegende Arbeit genutzten magnetotellurischen Daten sowie die Apparaturen, mit welchen diese Daten aufgezeichnet wurden, vorgestellt. Im Abschnitt 5.1.2 erfolgt die Beschreibung des Weges von den gemessenen Rohdaten zu den Sondierungskurven, die als Ausgangspunkt für ein- und zweidimensionale Modellrechnungen benutzt werden. Anschließend wird die Qualität der Daten beurteilt. Die für die Modellrechnungen wichtigen Parameter wie Dimensionalität des Untergrundes und Drehwinkel der MT-Stationen werden in den folgenden Kapiteln 5.2 und 5.3 untersucht und ausgewertet.

5.1 Messungen und Datenbearbeitung

Die magnetotellurischen Messungen im Norddeutschen Becken wurden auf 13 Profilen durchgeführt, die fast das gesamte Sedimentbecken abdecken. Zunächst konzentrierten sich die Messungen im Rahmen eines Forschungsvorhabens des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie (BMBF) auf das Nordostdeutsche Becken. Mit diesem Forschungsvorhaben wurden erstmals Aussagen zur regionalen Verbreitung von potentiellen Erdgas-Muttergesteinen im tieferen Untergrund Nordostdeutschlands abgeleitet. In den folgenden Jahren dehnten sich die MT-Sondierungen auch auf das Nordwestdeutsche Becken aus. Finanziert wurden die letzten Messungen mit Haushaltsmitteln der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover/Berlin, sowie durch das Schwerpunktprogramm (SPP) „Dynamik sedimentärer Systeme unter wechselnden Spannungsregimen am Beispiel des Zentraleuropäischen Beckens, SPP 1135“.

Für die vorliegende Arbeit wird folgende Datenbasis zugrunde gelegt (siehe Abbildung 5.1): Von den insgesamt 226 Magnetotellurik-Stationen wurden hier 48 Stationen, nämlich die Profile G, L und N, ausgewertet. Im Rahmen des SPP 1135

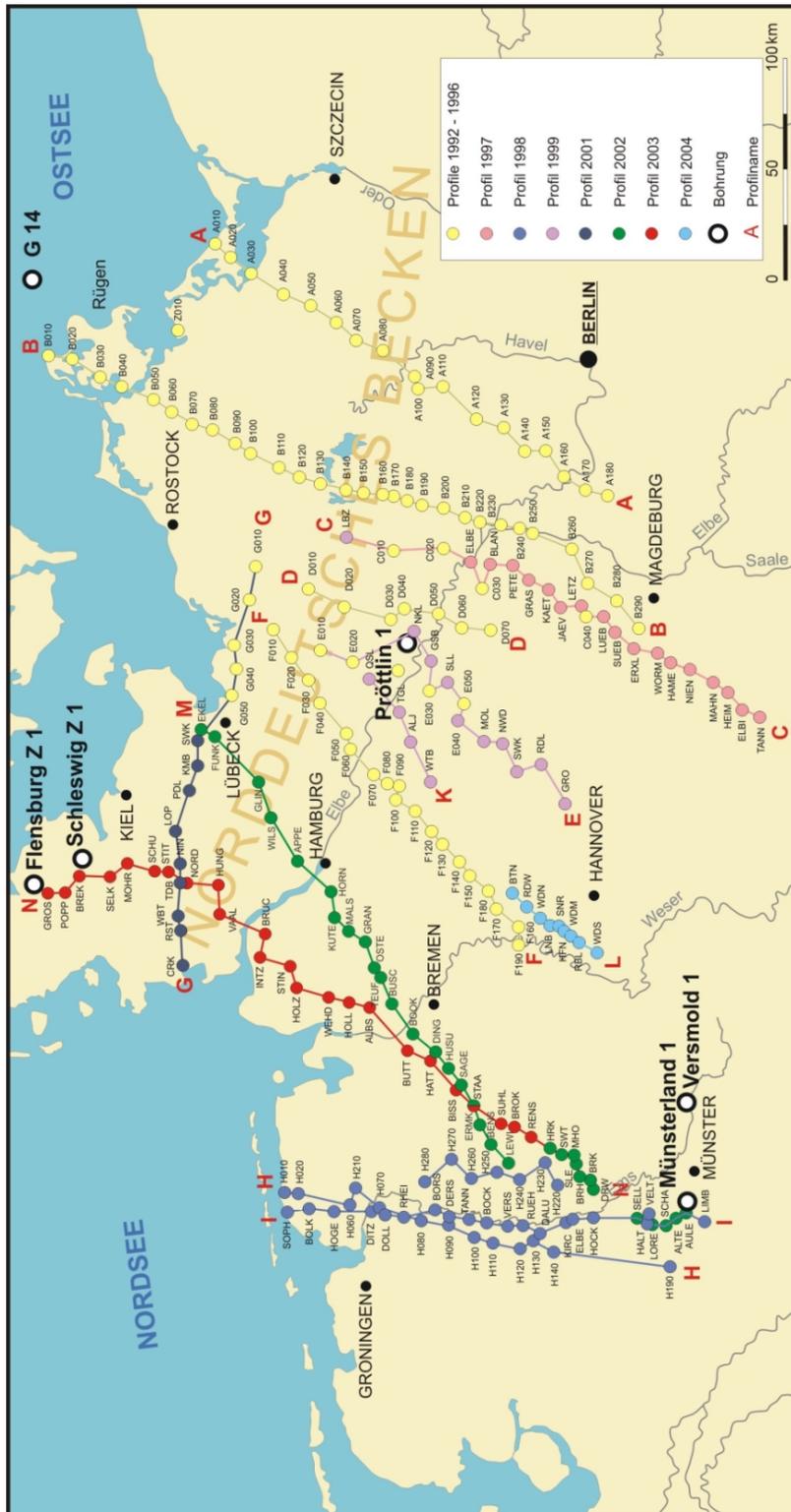


Abbildung 5.1: Karte von Norddeutschland mit den gemessenen magnetotellurischen Profilen. Ebenfalls eingetragen sind diverse Bohrungen.

wurden in den Jahren 2002 und 2003 von der MT-Arbeitsgruppe der Universität Münster die Profile M und N (ohne Abschnitt Bramsche) gemessen. Die Auswertung des Profils M erfolgte an diesem Institut im Rahmen einer Diplomarbeit (siehe WIESKER, 2003). Die Messungen der Profile G, L sowie des Abschnitts Bramsche (Profil N) wurden im Auftrag der BGR von der Firma Metronix GmbH, Braunschweig, durchgeführt. Das im Kapitel 9 erwähnte Profil I war ebenfalls Gegenstand einer Diplomarbeit (siehe HOREJSCHI, 2002) am Institut für Geophysik der Universität Münster.

5.1.1 Messgeräte

Bei den von der MT-Arbeitsgruppe Münster durchgeführten Messungen kamen vier Apparaturen des Typs EMF863 μ P der Firma Metronix GmbH, Braunschweig, zum Einsatz. Die Datenregistrierung erfolgt bei diesen Apparaturen durch drei Abtastraten von 16 Hz, $\frac{1}{2}$ Hz und $\frac{1}{32}$ Hz, den sogenannten Bändern. Damit wird eine Auswertung im Periodenbereich von 0.25 s bis 4096 s ermöglicht. Die registrierten Daten der jeweiligen Bänder werden als Zeitreihen abgespeichert und gehen so in die weitere Datenbearbeitung ein.

Die Veränderungen des horizontalen elektrischen Feldes wurden mit Ag/AgCl-Sonden (Bauart nach FILLOUX, 1973) gemessen. Diese Einkammersonden sind mit einer KCl-Lösung gefüllt, in die ein Keramikbehälter hineinragt. In diesem Behälter befindet sich aufgewickelte Silberfolie. Der Kontakt mit dem umgebenden Boden wird durch Fritten in der Wand der Einkammersonde gewährleistet. Um ein Austrocknen der Sonden zu verhindern, wurden an den meisten Stationen um die Sonden Bentonit gegeben, da dieses eine hohe Quellfähigkeit und ein großes Ionenaustauschvermögen besitzt. Dennoch kam es in manchen Gebieten aufgrund von Austrocknung/Auslaufen vermehrt zu Datenausfällen. Eine Erklärung hierfür konnte nicht gefunden werden.

Die Variationen der horizontalen orthogonalen Komponenten des Magnetfeldes wurden mit zwei einzelnen Induktionsspulen des Typs KIM863 registriert. Diese Spulen bestehen aus Kupferdraht, der in hoher Windungszahl um einen hochpermeablen Kern aus Ferrit (Vergrößerung der Oberfläche) gewickelt ist, und messen im Frequenzbereich von 4 Hz bis 1/4000 Hz. Jedes der beiden Magnetometer enthält einen Vorverstärker sowie einen $16\frac{2}{3}$ Hz-Notch-Filter und zeichnet sich durch eine geringe Temperaturänderung von 0.01 %/°C aus.

An allen Stationen wurde unmittelbar nach dem Auslesen der registrierten Daten eine vereinfachte Datenbearbeitung durchgeführt, so dass vor Ort eine Entscheidung über die Qualität des Datensatzes und damit über einen Ab- bzw. Umbau der Messapparatur oder eine Fortsetzung der Registrierung getroffen werden konnte.

5.1.2 Datenbearbeitung bis zur Sondierungskurve

Die im Feld registrierten Daten werden zunächst aus dem MMS-02e-Format in das MMS-03e-Format konvertiert, um mit den Programmen „select“ und „analys“ der Firma Metronix GmbH weiter bearbeitet werden zu können. Die Dateiformate sind dabei an die 1987 gebauten Apparaturen gekoppelt und kein Standardformat.

Das Programm „select“ erlaubt die Datendurchsicht sowie die Auswahl von Zeitreihenabschnitten mit großem Signalinhalt und erkennbar korreliertem Verhalten der Zeitreihen von \dot{B}_x zu E_y bzw. \dot{B}_y zu E_x . Zur späteren Weiterverarbeitung mit dem Programm „analys“ werden anschließend in der Länge voreingestellte Bereiche der Zeitreihen, z. B. 1 024 Punkte, abgespeichert.

Im Programm „analys“ werden die ausgewählten Zeitreihen bearbeitet. Zuerst erfolgt das Tapern der Zeitreihenabschnitte. Anschließend werden diese Zeitreihen mit Hilfe der Fast-Fourier-Transformation in den Frequenzbereich transformiert. Nach der Annäherung der Spektren an das „weiße Rauschen“ durch die Gewichtung mit einer Prewhitening-Funktion, der Glättung und Zusammenfassung der Spektralwerte durch Parzenfenster und dem Re-Prewhitening, werden die Auto- und Kreuzspektren nach der „Methode der kleinsten Quadrate“ berechnet (siehe Kapitel 2.1.3).

Weitere Informationen zu den Programmen „select“ und „analys“ sind z. B. bei JUNKERMANN (1990) zu finden.

Die Daten, die von der Firma Metronix GmbH, Braunschweig, gemessen wurden, wurden als Dateien im edi-Format (electrical data interchange), ein international anerkanntes Format zur Speicherung elektromagnetischer Daten, übergeben. Dieses Format beinhaltet die komplexen Komponenten der Übertragungsfunktion für die einzelnen Frequenzen, aus denen die Sondierungskurven berechnet werden (siehe Kapitel 2.1.1).

5.1.3 Beispiele für Sondierungskurven und deren Qualität

Stellvertretend für die insgesamt 48 Stationen sollen anhand einiger Beispiele die unterschiedliche Qualität der Sondierungskurven und spezielle Eigenschaften verschiedener Messpunkte gezeigt werden. Aufgrund des Interesses an tieferen Schichten und dem Anregungsloch im Bereich der kurzen Perioden werden die Daten in dem Periodenbereich von 10 s bis 4 096 s, wenn qualitativ möglich schon ab 1 s, ausgewertet. Das hat allerdings zur Folge, dass nur ungenaue Aussagen über die Deckschichten getroffen werden können. Unterstützt wird dies durch die Wahl des großen Stationsabstandes. Die genaue Lage der Beispielstationen ist Abbildung 5.1 zu entnehmen.

Die Station AULE (Profil I) (Abbildung 5.2) mit ihren recht gut bestimmten Sondierungskurven ist ein Beispiel für die gute Datenqualität, die insgesamt erreicht werden konnte. Bis auf ein leichtes Streuen der Datenwerte bei den längsten vermessenen Perioden liegt eine glatte Sondierungskurve mit geringen Fehlern vor. Die Sondierungskurve beginnt im kurzperiodischen Bereich eindimensional. Ab einer Periode von etwa 40 s kommt es zu einer Aufspaltung (Anisotropie) der Kurve. Diese Station, die in der Nähe der Bohrung Münsterland 1 liegt, wurde vermessen, um die Ergebnisse der Magnetotellurik mit denen der Bohrung vergleichen und die Aussagekraft der berechneten Modelle besser beurteilen zu können.

Etwas weiter nördlich, in der Nähe der Bramscher Anomalie, liegt die Station SWT (Profil N). Hier ist in den Widerstandskurven im kurzperiodischen Bereich der Übergang von einem besseren zu einem schlechteren elektrischen Leiter zu erkennen. Vor allem in der yx -Komponente folgt bei den längeren Perioden, also im tieferen Untergrund, ein ausgeprägtes Minimum der Widerstandskurve. Die andere Komponente verläuft wesentlich flacher in einem Bereich mit höheren Widerständen. Hier wird das Minimum nur in einem eng begrenzten Periodenbereich (etwa 90 s bis 200 s) angedeutet.

Bei der Sondierungskurve der Messstation WDN (Profil L) (Abbildung 5.3), nordwestlich von Hannover, sind die Komponenten im kurzperiodischen Bereich nahezu deckungsgleich und spalten sich mit wachsender Periode auf. Während die xy -Komponente einen linearen Abstieg bei den längeren Perioden zeigt, verläuft die yx -Komponente des Widerstandes in Bereichen um $6 \Omega\text{m}$. Zwischen den Perioden von 200 s und 1 000 s wird ein Minimum in der Widerstandskurve angedeutet. In der Phasenkurve ist dies deutlich durch einen Winkel von 45° gekennzeichnet.

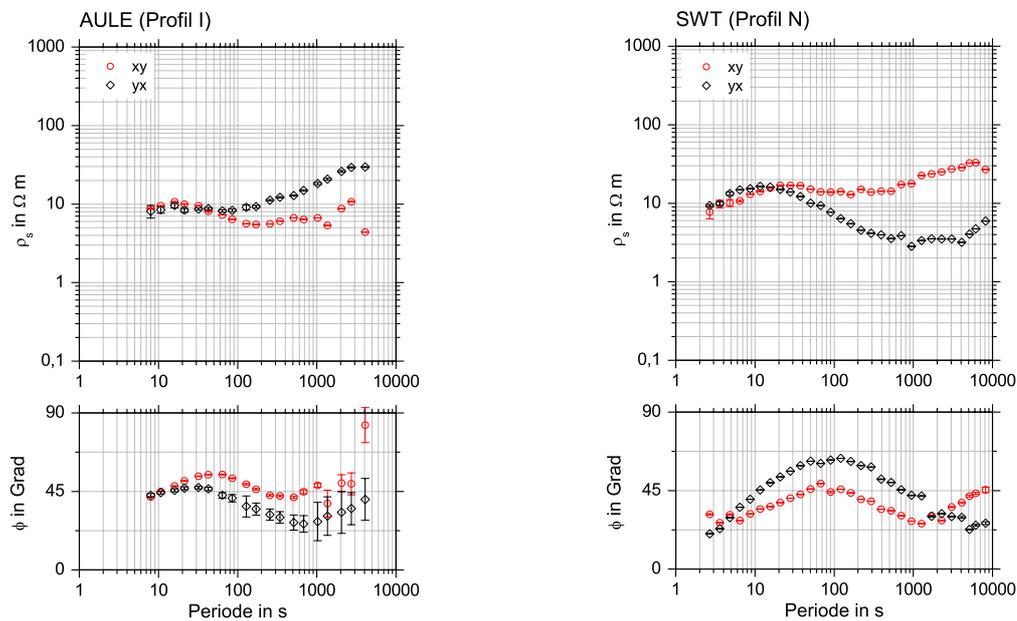


Abbildung 5.2: Ungedrehte Sondierungskurven der Stationen AULE (Profil I) und SWT (Profil N).

Ein typisches Sondierungskurvenbeispiel für das Gebiet der Niedersachsen-Scholle ist die Station BROK (Profil N). In beiden Widerstandskurven sind deutlich die Minima eines guten Leiters im Periodenbereich zwischen 200 s und 2000 s zu erkennen. Die Qualität dieser Sondierungskurven ist sehr hoch. Dagegen gibt es in der Nähe dieser Station andere Messpunkte, bei denen mehrmals einige Wochen an verschiedenen Standorten gemessen wurde, die aber fast nur schlechte Daten geliefert haben (vgl. Station STAA im Anhang C). Woran das gelegen haben kann, konnte nicht herausgefunden werden. Eine Erklärung wäre die Nähe zur Stadt Cloppenburg mit deren Industrie.

Die Station TDB (Profil G) (Abbildung 5.3) im Bereich des Glückstadt-Grabens zeigt eine etwas geringere Datenqualität im Vergleich zu den meisten anderen Stationen. Auffällig an der Sondierungskurve dieser Station sind die ziemlich geringen Widerstände im Periodenbereich zwischen 10 s und 70 s. In den anderen Gebieten des Norddeutschen Beckens werden diese geringen Widerstände in den oberflächennahen Schichten nicht beobachtet. Die Deckschicht im Gebiet der Station TDB ist gekennzeichnet durch höhere spezifische Widerstände ($T < 10$ s).

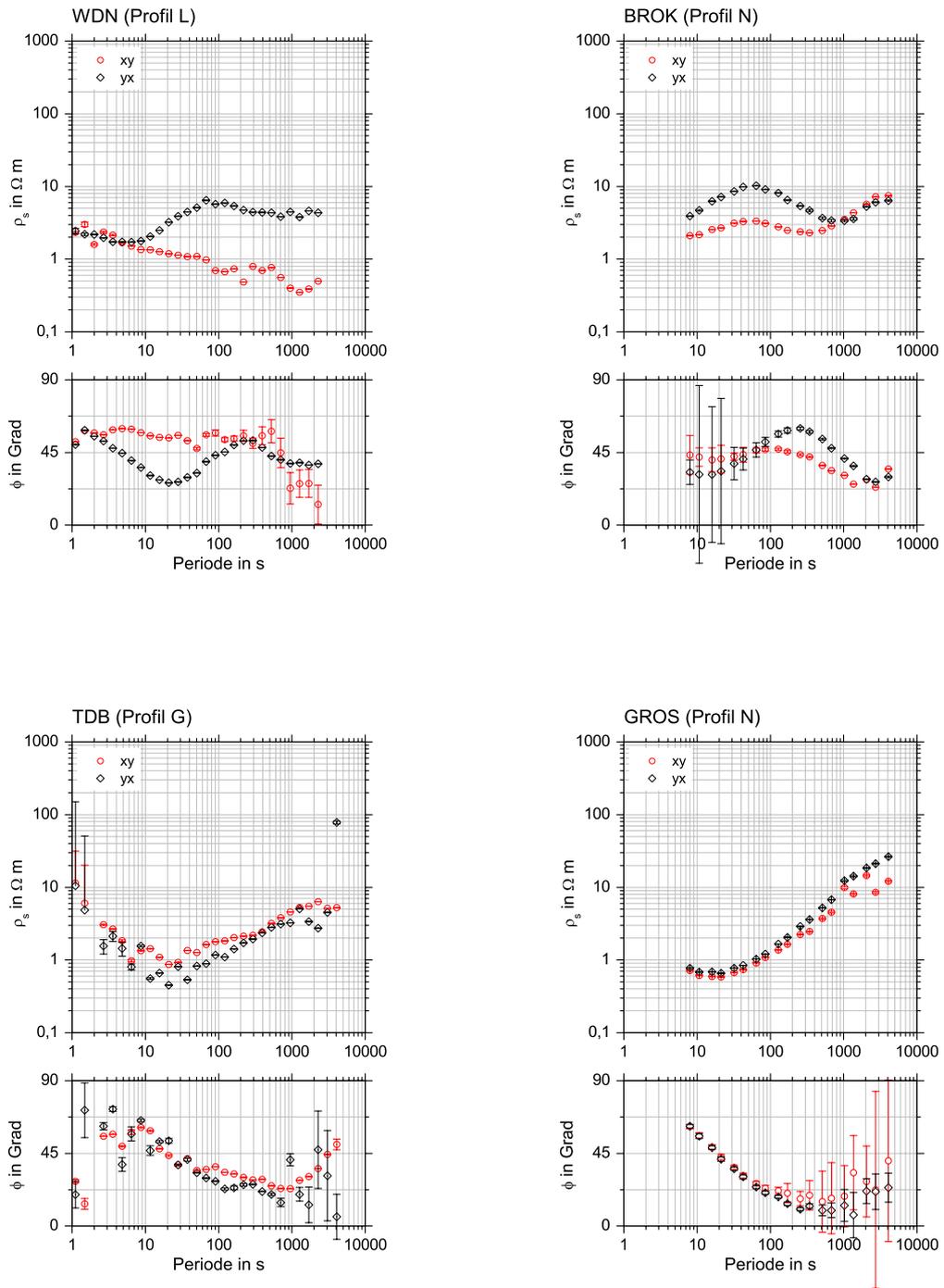


Abbildung 5.3: Ungedrehte Sondierungskurven der Stationen WDN, BROK, TDB und GROS (Profile L, G und N).

Die Station GROS (Profil N) repräsentiert den nördlichen Bereich von Schleswig-Holstein, für den die Eindimensionalität des Untergrundes charakteristisch ist. Erst bei längeren Perioden tritt eine geringe Aufspaltung der Komponenten der Sondierungskurve auf. Dieses ändert sich auch nicht, wenn die Sondierungskurve um einen maximalen Winkel von 45° gedreht wird.

Diejenigen Messstationen, die sich durch gestörte Daten in Form einer gestörten Komponente oder zu vielen Ausreißern auszeichnen, werden aus der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen. In die folgende Auswertung gehen daher 42 der insgesamt 48 Stationen ein (siehe Tabelle C.1 im Anhang).

5.2 Dimensionalität des Untergrundes

Vor jeder Modellrechnung ist es erforderlich, die Dimensionalität der Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund zu kennen. Eine Einschätzung dieser Dimensionalität kann anhand der rotationsinvarianten Skewness und der Anisotropie des Übertragungstensors nach erfolgter Drehung getroffen werden. Zur Bestimmung der Parameter wurden die Verfahren von SWIFT (1967) und BAHR (1988) (siehe Kapitel 2.1.2) gewählt.

In Abbildung 5.4 ist die Skewness, berechnet sowohl nach SWIFT (1967) als auch nach BAHR (1988), für die Stationen des Profils L als Funktion der Periode aufgetragen. Bei der Skewness nach SWIFT wird der Schwellenwert von 0.3, den dieser als ungefähre Grenze für die 2D-Modellierung angibt, nur von wenigen Ausnahmen, z. B. Station HFN des Profils L, über einen größeren Periodenbereich überschritten. Einzelne Ausreißer sind vor allem bei den kurzen Perioden zu finden. Die Skewnesswerte bei den langen Perioden liegen knapp über dem Schwellenwert von 0.3 und deuten somit eine dreidimensionale Struktur im Untergrund an. Insgesamt wäre für dieses Profil aufgrund der SWIFT-Skewness eine zweidimensionale Modellierung des Untergrundes möglich. Es besteht aber die Möglichkeit, dass die Berechnung der Skewnesswerte nach SWIFT „static shift“-anfällig ist (siehe Kapitel 2.1.2). Um den Effekt des „static shift“ zu umgehen, nutzt BAHR (1988) die unbeeinflussten Phasen zur Berechnung der Skewness (siehe Gleichung 2.24). Ein Vergleich der beiden Verfahren zeigt, dass die BAHR-Werte der Skewness bei der Betrachtung der verschiedenen Perioden einer größeren Streuung unterliegen als die Werte nach SWIFT. Bis auf wenige Ausreißer im kurzperiodischen Bereich liegen die Werte dennoch unterhalb des Grenzwertes von

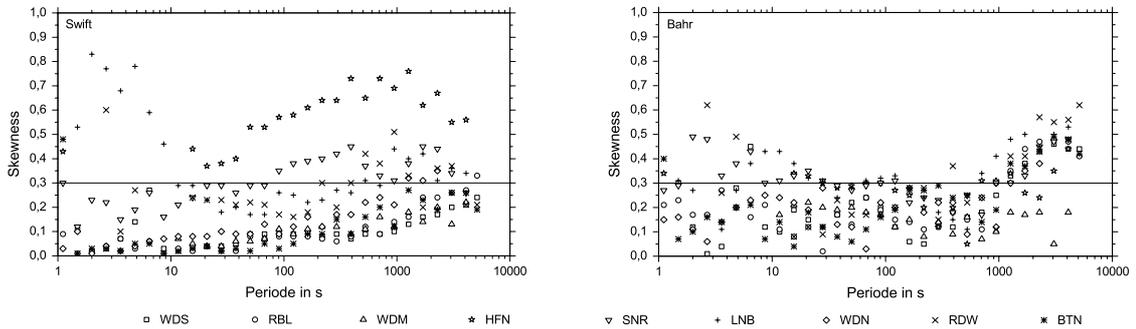


Abbildung 5.4: Skewness nach SWIFT (1967) (links) und BAHR (1988) (rechts) für das Profil L.

0.3. Somit ist auch nach diesem Verfahren die zweidimensionale Modellrechnung als eine angemessene Näherung zu betrachten. Für lange Perioden (> 1000 s) werden höhere Skewnesswerte (bis zu 0.6) erreicht. Dieses könnte, wie bei der nach SWIFT berechneten Skewness, ein Hinweis auf eine dreidimensionale Leitfähigkeitsverteilung in größerer Tiefe sein.

Im linken Diagramm der Abbildung 5.5 ist die Skewness nach SWIFT für den Abschnitt Nord des Profils N abgebildet. Dieser Abschnitt Nord umfasst die sechs nördlichsten Stationen des Profils. Im Vergleich zu der eben vorgestellten Skewness fallen hier die kleineren Werte auf. Bis auf wenige Ausnahmen bei den langen Perioden liegt die Skewness größtenteils unter 0.2. Bei diesen niedrigen Werten muss mittels der Anisotropiebestimmung entschieden werden, ob eine 1D- oder 2D-Modellierung der Leitfähigkeits-Tiefen-Verteilung als Näherung für den realen Untergrund in Frage kommt. Auf der rechten Seite der Abbildung 5.5 ist die Anisotropie, berechnet nach SWIFT (1967), aufgetragen. Da für die sechs Stationen Werte nahe Eins ermittelt wurden, reicht für diesen Bereich eine eindimensionale Modellrechnung für die Bestimmung der Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund aus. Die größeren Anisotropiewerte bei den langen Perioden können auf Randeffekte von Schichtgrenzen hinweisen, die nicht mehr mit einer 1D-Modellierung anzunähern sind.

Für die weiteren Messpunkte der vorliegenden Arbeit wurde entsprechend die Dimensionalität der Leitfähigkeitsverteilung bestimmt. Hierbei ergaben die Skewnesswerte sowohl nach SWIFT (1967) als auch nach BAHR (1988), dass eine zweidimensionale Modellrechnung angemessen erscheint. Eine Ausnahme bildet der Abschnitt Nord des Profils N. Hier konnte gezeigt werden, dass eine eindimensionale Modellierung den

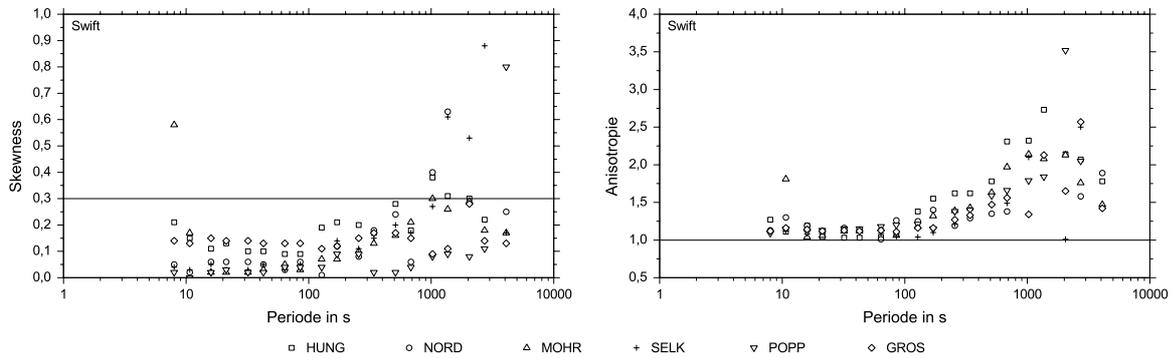


Abbildung 5.5: Skewness (links) und Anisotropie (rechts) nach SWIFT (1967) für den Abschnitt Nord des Profils N.

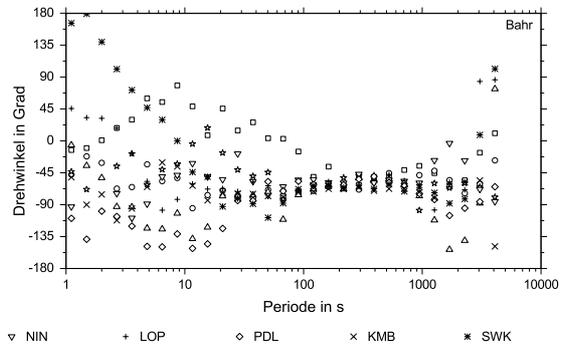
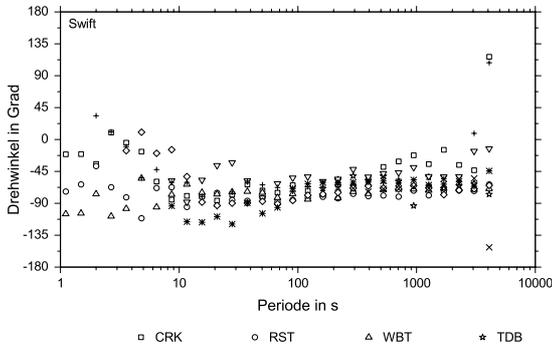
realen Untergrund besser anpasst. Einen Hinweis auf dreidimensionale Strukturen liefern nur einzelne der hier vorgestellten Stationen (z.B. Station HFN des Profils L), wobei die hohen Werte der Skewness in den meisten Fällen nur bei den längsten gemessenen Perioden auftreten. Gibt es Ausreißer im übrigen Periodenbereich, so können diese auf eine geringere Datenqualität und die daraus resultierende ungenaue Bestimmung der Elemente der Übertragungstensoren oder auf „static shift“-Effekte zurückgeführt werden.

5.3 Bestimmung der Drehwinkel

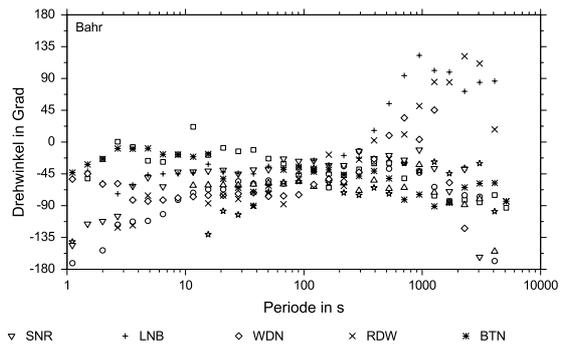
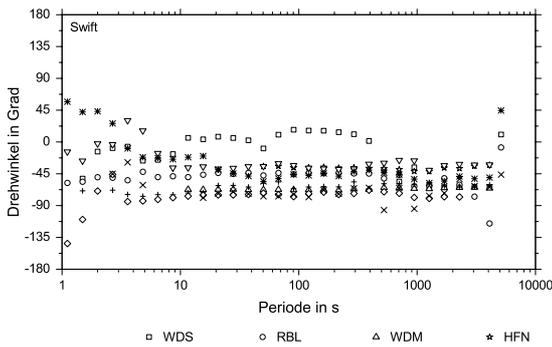
Zur Interpretation der Übertragungstensoren werden diese aus dem geographischen Koordinatensystem in das System der magnetotellurischen Hauptachsen überführt. Dafür wird mittels der Verfahren nach SWIFT (1967) und BAHR (1988) (siehe Kapitel 2.1.1) der periodenabhängige Drehwinkel für jede Station ermittelt. Zur einheitlichen Darstellung wurden die Drehwinkel der einzelnen Stationen in einem Bereich zwischen -180° und $+180^\circ$ aufgetragen.

In Abbildung 5.6 sind diese Drehwinkel sowohl nach SWIFT (1967) als auch nach BAHR (1988) für die Profile G, L und N (Abschnitt Bramsche) abgebildet. Die ermittelten betragssensiblen Drehwinkel nach SWIFT (1967) der Profile G und L zeigen außer im kurzperiodischen Bereich bis etwa 10s einen relativ einheitlichen Winkel. Im Gegensatz dazu streuen die nach BAHR (1988) berechneten phasensensiblen Winkel im kurz- sowie langperiodischen Bereich. Ein Grund dafür ist die größere Sensibilität im Hinblick auf Datenfehler. Daher lässt sich ein gemeinsamer Drehwinkel nur für einen

Profil G



Profil L



Profil N - Abschnitt Bramsche

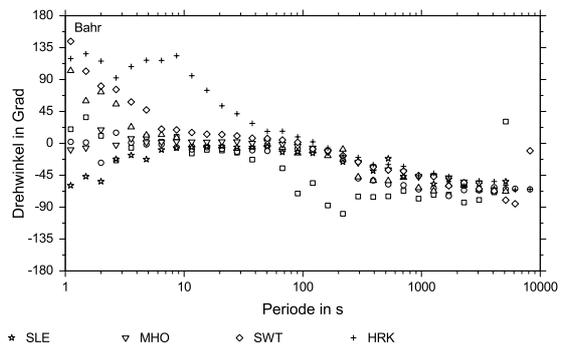
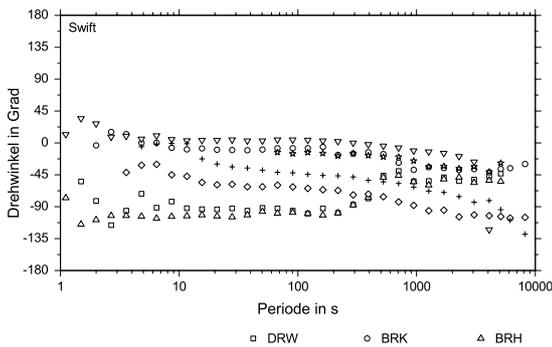


Abbildung 5.6: Drehwinkel berechnet nach SWIFT (1967) (links) und BAHN (1988) (rechts) für die Stationen der Profile G, L und N (Abschnitt Bramsche).

begrenzten Periodenabschnitt festlegen. Ein mittlerer Drehwinkel für das jeweilige Profil G bzw. L wurde bestimmt, in dem die Winkel über die stabilen Abschnitte einer Station gemittelt wurden. Um diesen Winkel wurden die Sondierungskurven auf die magnetotellurische Vorzugsrichtung gedreht. Für das Profil G ergibt sich somit ein mittlerer Drehwinkel von -70° . Beim Profil L liegt die Vorzugsrichtung fast senkrecht zur Richtung des Profils, d. h. die Sondierungskurven werden um -55° gedreht.

Ein etwas ruhigeres Bild in Bezug auf die Qualität der Daten zeigt sich für den Abschnitt Bramsche des Profils N. Die nahezu periodenunabhängigen individuellen und recht stabilen SWIFT-Winkel weisen auf eine zweidimensionale Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund hin. Im Gegensatz dazu sind die BAHR-Winkel von der Periode abhängig. Es werden unterschiedliche Vorzugsrichtungen des Untergrundes oberflächennah und in größerer Tiefe angezeigt. Da allerdings das Interesse der vorliegenden Arbeit auf dem tieferen Untergrund liegt, wurden sowohl beim SWIFT- als auch beim BAHR-Winkel der gemittelte Drehwinkel aus den stabilen Werten der langen Perioden berechnet. Somit ergibt sich ein mittlerer Drehwinkel von -55° für den Abschnitt Bramsche des Profils N. Dieser Winkel wird durch die Geologie bestätigt. Die Stationen des Profils L sowie diejenigen des Profils N des Abschnitts Bramsche liegen alle auf der gleichen tektonischen Einheit, der Niedersachsen-Scholle mit ihren herzynisch streichenden Störungen.

Die gute Übereinstimmung der nach SWIFT (1967) und BAHR (1988) ermittelten Drehwinkel ist ein Hinweis darauf, dass die Daten der entsprechenden Stationen wahrscheinlich keinen statischen Verzerrungen unterliegen.

In Abbildung 5.7 sind die über die längeren Perioden (ungefähr 100 s bis 4096 s) gemittelten Drehwinkel der verschiedenen Stationen des Profils N aufgeführt. Südlich an dieses Profil wurden Stationen aus dem Münsterland (Profil I) zur Vervollständigung angehängt. Dieses nun 400 km lange vom Münsterland bis nach Flensburg verlaufende Profil kann anhand der Drehwinkel in fünf verschiedene Bereiche eingeteilt werden.

Der erste Bereich umfaßt die sechs im Münsterland liegenden Stationen (LIMB bis SELL). Hierfür wurde ein gemittelter Drehwinkel von -10° bestimmt.

Die folgenden zwei Abschnitte befinden sich im Bereich der Niedersachsen-Scholle. Im Gebiet der Bramscher Anomalie (DRW bis HRK) herrscht ein Drehwinkel von -55° vor. Dieser Winkel stimmt sehr gut mit dem herzynischen Verlauf der Anomalie überein. Im sich nördlich daran anschließenden Areal (RENS bis BISS) werden die Daten der Stationen um einen Winkel von -30° gedreht.

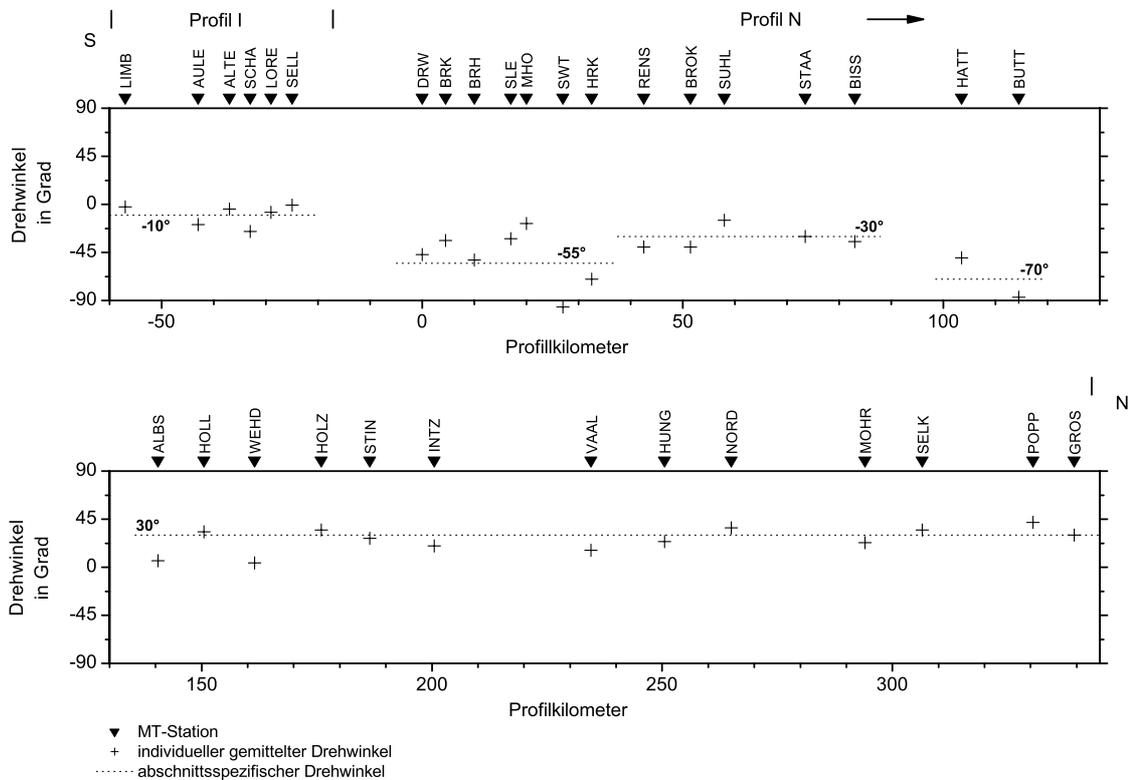


Abbildung 5.7: Mittlerer Drehwinkel für die Stationen des Profils N. Im Süden angeschlossen sind Stationen aus dem Münsterland (Profil I).

Etwas aus der Reihe fallen die Stationen HATT und BUTT. Für diese wurde ein Drehwinkel von -60° ermittelt. Eine geologische Erklärung konnte für dieses Ergebnis nicht gefunden werden. Es ist vermutlich auf die geringere Datenqualität zurückzuführen.

Für die weiteren Stationen, die alle geologisch der Pompeckj-Scholle zuzuordnen sind, ergibt sich ein über die einzelnen Stationen gemittelter Drehwinkel von 30° .

Nach der Drehung der Daten auf die ermittelten magnetotellurischen Streichrichtungen wurden die Entfernungen zwischen den einzelnen Stationen auf einem Profil mittels Projektion angepasst. Außerdem konnte die Zuweisung der beiden Komponenten der Sondierungskurve zur E- bzw. B-Polarisation vorgenommen werden.

6 Eindimensionale Modellrechnung

Nach der Betrachtung der Dimensionalitätskriterien im vorhergehenden Kapitel werden nun die eindimensionalen Modelle der verschiedenen Profile vorgestellt. Diese Modelle ermöglichen es, ohne größeren Aufwand einen ersten Eindruck über die Widerstands-Tiefen-Verteilung im Untergrund zu gewinnen. Außerdem können sie als Startmodell für die zweidimensionale Modellrechnung benutzt werden. Aus den beiden zur Verfügung stehenden Komponenten der Sondierungskurve wurde die E-Polarisation ausgewählt, da dies die Komponente mit dem räumlich homogenen Verlauf darstellt.

Für die 1D-Modellierung wurde das Inversionsprogramm „MT1D“ von FISCHER ET AL. (1981) verwendet, welches sich durch seine Einfachheit sowie den minimalen Bedarf an Rechenzeit und Speicherplatz auszeichnet. Der Algorithmus beruht auf der Erklärung der gemessenen Daten durch eine Anzahl diskreter Schichten mit zugehörigem konstantem Widerstand. Das heißt, es erfolgt eine schrittweise Beschreibung der gemessenen Sondierungskurven durch diskrete Gradienten angefangen bei den kleinsten Periodenwerten. Als vereinfachende Annahme wird davon ausgegangen, dass die Impedanz Z einer bestimmten Periode T nur bis zu einer gewissen maximalen Tiefe durch den Untergrund beeinflusst wird.

Das Programm bietet dem Benutzer zwei Möglichkeiten, die Abweichung zwischen modellierter Sondierungskurve und gemessenen Daten zu minimieren.

Die eine Möglichkeit besteht darin, ein Modell für einen gegebenen Datensatz durch Inversion zu bestimmen. Dabei beginnt das Programm mit der kürzesten Periode und den zugehörigen Werten für ρ_s und φ sowie einem Startwert für den spezifischen Widerstand, so dass mit einem Halbraum mit entsprechendem Widerstand die Rechnung gestartet wird. Im Zuge der Inversion werden dann alle Datentripel $(T, \rho_s(T), \varphi(T))$ in der Reihenfolge der steigenden Periodendauer auf die Verträglichkeit mit dem bisherigen Modell überprüft. Gibt es keine Erklärung der Sondierungskurven durch das Modell, so wird eine Schicht mit geeignetem Widerstand zugefügt, d. h. der bislang untersten Schicht, dem Halbraum, wird eine bestimmte Mächtigkeit zugeordnet und

für den neuen Halbraum ein neuer Widerstandswert festgelegt. Eine Begrenzung der Schichtanzahl wird durch die zusätzliche Bedingung erreicht, dass die zu bestimmende Skintiefe im Halbraum mindestens doppelt so groß sein muss wie die Mächtigkeit der aufliegenden Schicht.

Die zweite Möglichkeit ist die Vorwärtsrechnung, wobei hier ein Inversionsergebnis als Startmodell dienen kann aber nicht muss.

Eine genaue Beschreibung des Programms ist z.B. GURK (1995) sowie FISCHER ET AL. (1981) zu entnehmen.

Die Berechnung der 1D-Modelle der E-Polarisation erfolgte für alle Stationen einzeln. Dazu wurden offensichtliche Ausreißer in den Sondierungskurven, als Datenpaar Widerstand und Phase, von der Rechnung ausgeschlossen. Zur einfacheren Betrachtung wurden die jeweiligen Einzelmodelle zum Profil zusammengesetzt.

Profil G

In Abbildung 6.1 sind die Modelle der E-Polarisation des Profils G wiedergegeben. Aufgrund der Schichtanzahl können die hier dargestellten Modelle in zwei Gruppen eingeteilt werden. Die erste Gruppe umfasst die beiden Randstationen (CRK und RST) mit ihren Drei-Schicht-Modellen. Die Daten der übrigen Stationen konnten am besten durch Fünf-Schicht-Modelle angenähert werden und bilden damit die zweite Gruppe. Bei der Darstellung des gesamten Profils werden die zweite und vierte Schicht durch ihre Schraffur hervorgehoben. Diese beiden Schichten stellen die guten elektrischen Leiter in diesem Modell dar. Der oberflächennahe leitfähige Horizont ist an allen Stationen des Profils vorhanden und weist Mächtigkeiten bis zu 2 500 m auf. Dieser Horizont wird durch eine dünne Deckschicht mit Mächtigkeiten von maximal 1 000 m überlagert, die nur geringfügig höhere Widerstände aufweist. Die dritte Schicht ist ein schlechterer Leiter (Widerstandswerte zwischen $13 \Omega\text{m}$ und $91 \Omega\text{m}$), der den oberflächennahen von dem tiefer gelegenen elektrischen Leiter trennt. Dieser tiefer gelegene Leiter (zwischen 6 km und 13 km Tiefe) kann an den Randstationen nicht mit Daten belegt werden. Aufgrund des Verlaufs der Sondierungskurve wird zudem vermutet, dass an der Station KMB ebenfalls kein elektrischer Leiter in der angegebenen Tiefe zu finden ist (siehe Abbildung 6.2), d. h. im Periodenbereich von 100 s bis 500 s ist kein Minimum in der Widerstandskurve erkennbar. Die fünfte Schicht ist ein schlechter leitender Halbraum, dessen Widerstände im Vergleich zu den realen Krustenwiderständen ($>100 \Omega\text{m}$ (LANDOLT-BÖRNSTEIN, 1982)) recht niedrig sind.

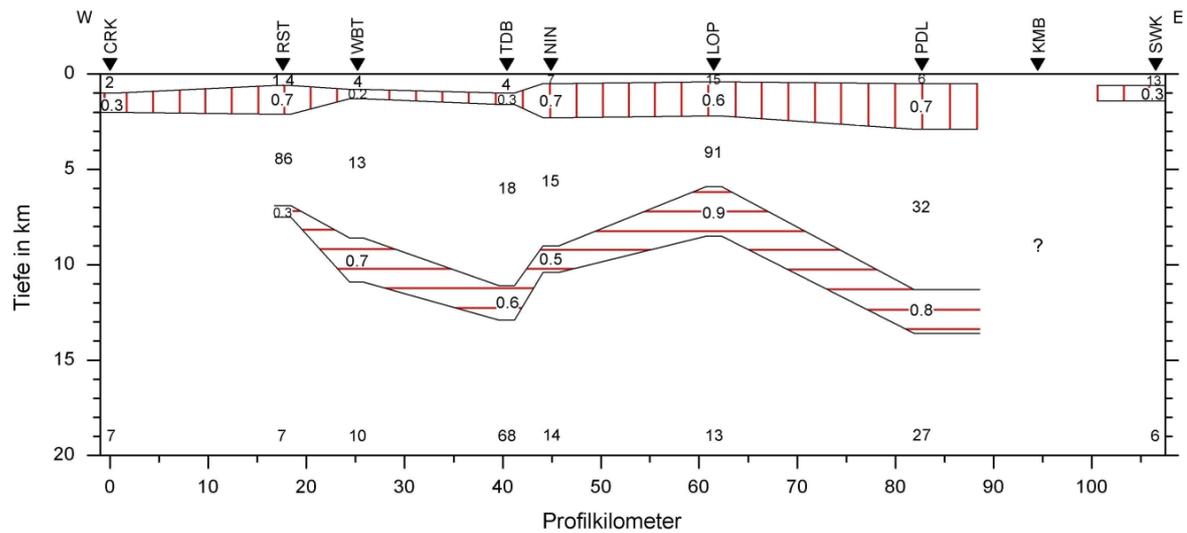


Abbildung 6.1: 1D-Modelle der E-Polarisation des Profils G (2fach überhöht). Die Zahlen repräsentieren spezifische Widerstände mit der Einheit Ωm . Bei der mit einem Fragezeichen gekennzeichneten Station KMB konnten die Daten nicht modelliert werden.

In Abbildung 6.2 wird die Anpassung der Modellantworten an die gemessenen Sondierungskurven der E-Polarisation für das Profil G gezeigt. Dabei stellen die offenen Kreise die gemessenen Daten dar, die Linien repräsentieren die modellierte Sondierungskurve, die sogenannte Modellantwort. Insgesamt kann die Anpassung als sehr gut bezeichnet werden (nach FISCHER ET AL. (1981) für Vier-Schicht-Modelle ab einem Wert kleiner 0.059), was die einzelnen Anpassungsfehler der Stationen belegen. Beim Messpunkt NIN wurde nur die Phase angenähert, da sonst kein stabiles Modell ermittelt werden konnte. Die Widerstandskurve des Modells zeigt aber einen sehr ähnlichen Verlauf wie die gemessenen Daten. Es ist nur eine Verschiebung zu höheren Widerständen zu beobachten, was auf eine statische Verzerrung hinweisen könnte. Bei den Stationen WBT bis PDL ist im Periodenbereich von etwa 200 s bis 700 s ein Minimum in den Widerstandskurven zu erkennen. Dieses Minimum wird in den Modellen in Abbildung 6.1 als tiefliegender guter Leiter wiedergegeben. An der Station RST ist ebenfalls ein guter Leiter in größerer Tiefe dargestellt, der allerdings nur eine geringe Mächtigkeit aufweist. Versuche, die Daten dieser Station durch einen Drei-Schicht-Fall anzupassen, führten zu einem geringfügig größeren Fehler. Dem Modell des Fünf-Schicht-Falls wurde dennoch der Vorzug gegeben aufgrund des lokalen Maximums von 45° in der Phase. Dieser 45° -Wert deutet auf eine Extremstelle, in diesem Fall ein Minimum, in der Widerstandskurve hin (siehe Kapitel 2).

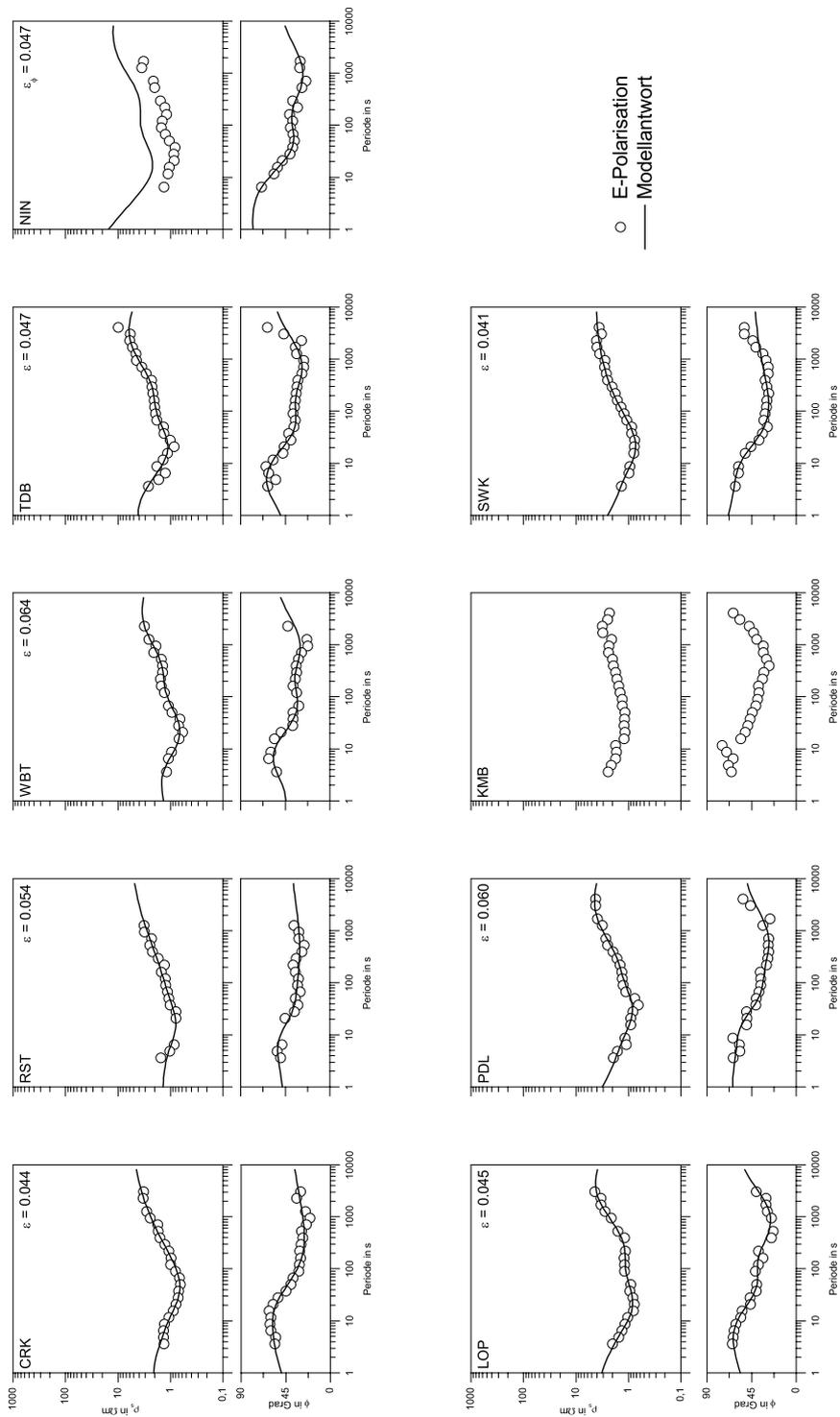


Abbildung 6.2: 1D-Modellantwort (Linie) der Daten der E-Polarisation (Kreise) des Profils G. In der jeweils rechten oberen Ecke ist der mittlere Fehler der Anpassung ϵ vermerkt.

Profil L

Auf dem Profil L werden die Daten mit Ausnahme zweier Stationen sehr gut durch Vier-Schicht-Fälle angepasst (siehe Abbildung 6.3). Die Ausnahme bilden die Stationen WDS und HFN, bei denen die erste Schicht, ein guter elektrischer Leiter (vertikal schraffiert), fehlt. An den anderen Stationen hat diese leitfähige Deckschicht eine maximale Mächtigkeit von ungefähr 2 500 m. Unterhalb der Deckschicht schließt sich ein schlechter leitender Horizont an. Die dritte Schicht bildet ein tiefer gelegener guter Leiter (horizontal schraffiert), der durchgängig an allen Stationen vorhanden ist. Seine Tiefenlage und Mächtigkeit variiert recht stark von Station zu Station, vor allem im südwestlichen Teil des Profils. Hier liegt der Horizont in einer Tiefe von etwa 5 000 m, sinkt über die zweite Station zur dritten auf eine mittlere Tiefe von 24 km ab und verläuft ab dem vierten Messpunkt weiter nach Nordosten im gemittelten Tiefenbereich von 11 km. Die Mächtigkeit dieser Schicht schwankt zwischen 1 500 m und 9 000 m. Aufgrund der extremen Tiefenlage bzw. Mächtigkeit liegt die Vermutung nahe, dass in der Nähe der Station WDM das Steinhuder Meer-Lineament anzutreffen ist. Die letzte Schicht der Modelle bildet wieder ein Halbraum mit Widerstandswerten zwischen $5 \Omega\text{m}$ und $150 \Omega\text{m}$.

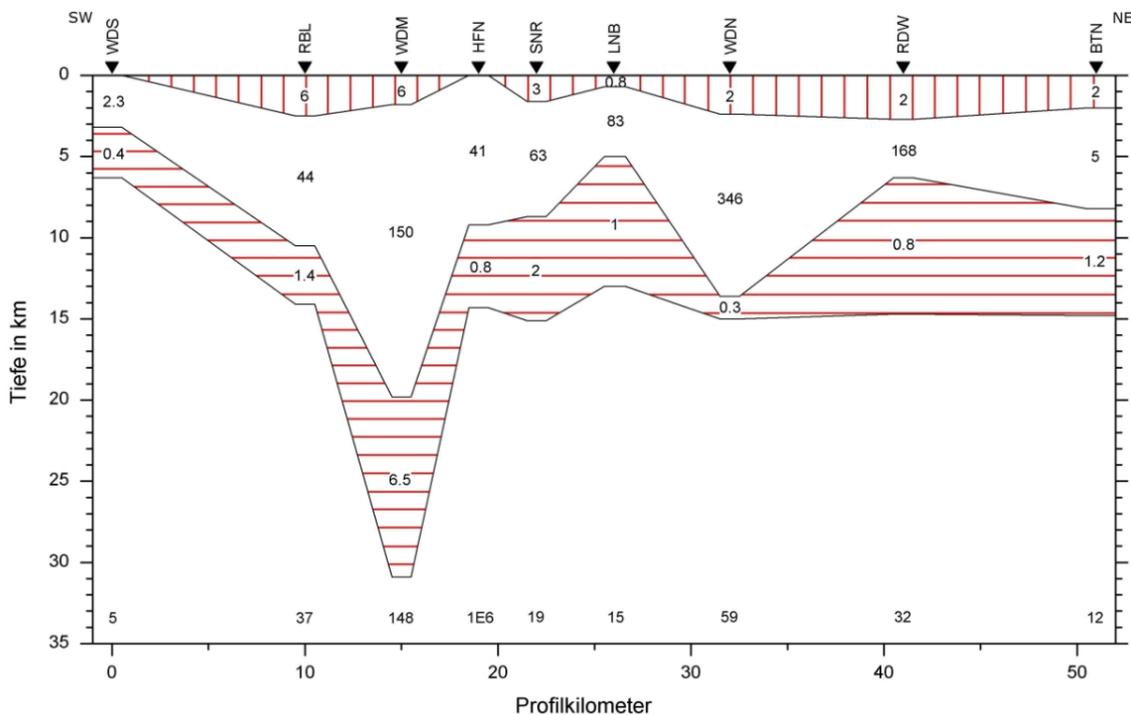


Abbildung 6.3: 1D-Modelle der E-Polarisation des Profils L (0.8fach überhöht). Die Zahlen repräsentieren spezifische Widerstände mit der Einheit Ωm .

Profil N

Die Abbildung 6.4 zeigt die 1D-Modelle der einzelnen Stationen des Profils N. Ergänzend wurden die sechs südlichsten Stationen des Profils I angehängt. Diese sollen den Verlauf der Schichten bis ins Münsterland verdeutlichen.

Im südlichen Teil des Gesamtprofils (siehe Abbildung 6.4 oben) ist kein einheitlicher, durchgehender guter Leiter an der Oberfläche anzutreffen. Sowohl die Mächtigkeit als auch die Widerstandswerte schwanken in größerem Maße. Der zweite Horizont ist ein relativ schlechter elektrischer Leiter. An diesen schließt sich ein zweiter guter Leiter in einer mittleren Tiefenlage von etwa 8 km an. Von dieser Tiefe weichen die Stationen DRW, BRK, BRH und SLE sowie die zwei nördlichsten Stationen dieses Abschnittes (BISS, BUTT) deutlich ab. Die erstgenannte Ausnahme umfasst die Stationen nahe der Bramsche-Anomalie. Hier nimmt nicht nur die Mächtigkeit zu, auch die Widerstände steigen, im Vergleich zu den anderen Stationen, bis auf Werte von maximal $11.1 \Omega\text{m}$ an. Die Ursache der zweiten Ausnahme ist wahrscheinlich bedingt durch die geringere Datenqualität an den beiden Stationen. Die letzte Schicht wird durch einen schlechter leitenden Halbraum gebildet, der vor allem im Abschnitt Bramsche deutlich höhere Widerstände aufweist.

Vergleicht man die Tiefenlage des zweiten guten Leiters mit derjenigen des niederohmigen Horizonts der Bohrung Münsterland 1 (siehe Kapitel 8), so ergibt sich eine Diskrepanz von etwa 2 500 m. Auch die Mächtigkeit sowie der Widerstand stimmen nicht überein. Eine Erklärung hierfür ist in der eindimensionalen Modellierung zu finden. Da die Daten mindestens eine zweidimensionale Modellierung fordern, gehen wichtige Informationen bei der 1D-Modellrechnung verloren.

Der nördliche Abschnitt (siehe Abbildung 6.4 unten) vermittelt ein einheitlicheres Bild der Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund. Bis auf die drei nördlichsten Stationen wurden die Daten am besten durch Vier-Schicht-Modelle angepasst. Diese bestehen aus einem Oberflächenleiter mit sehr geringen Widerständen und einer mittleren Mächtigkeit von etwa 2 000 m. Darunter schließt sich ein schlechterer Leiter an, der aber dennoch geringe Widerstände, vor allem im südlichen Teil dieses Abschnitts, zeigt. Die dritte Schicht ist der sehr niederohmige Horizont in einem mittleren Tiefenbereich von 10 km. Ein schlechter leitender Halbraum bildet die letzte Schicht der Modelle. Die Daten der drei nördlichsten Stationen wurden am

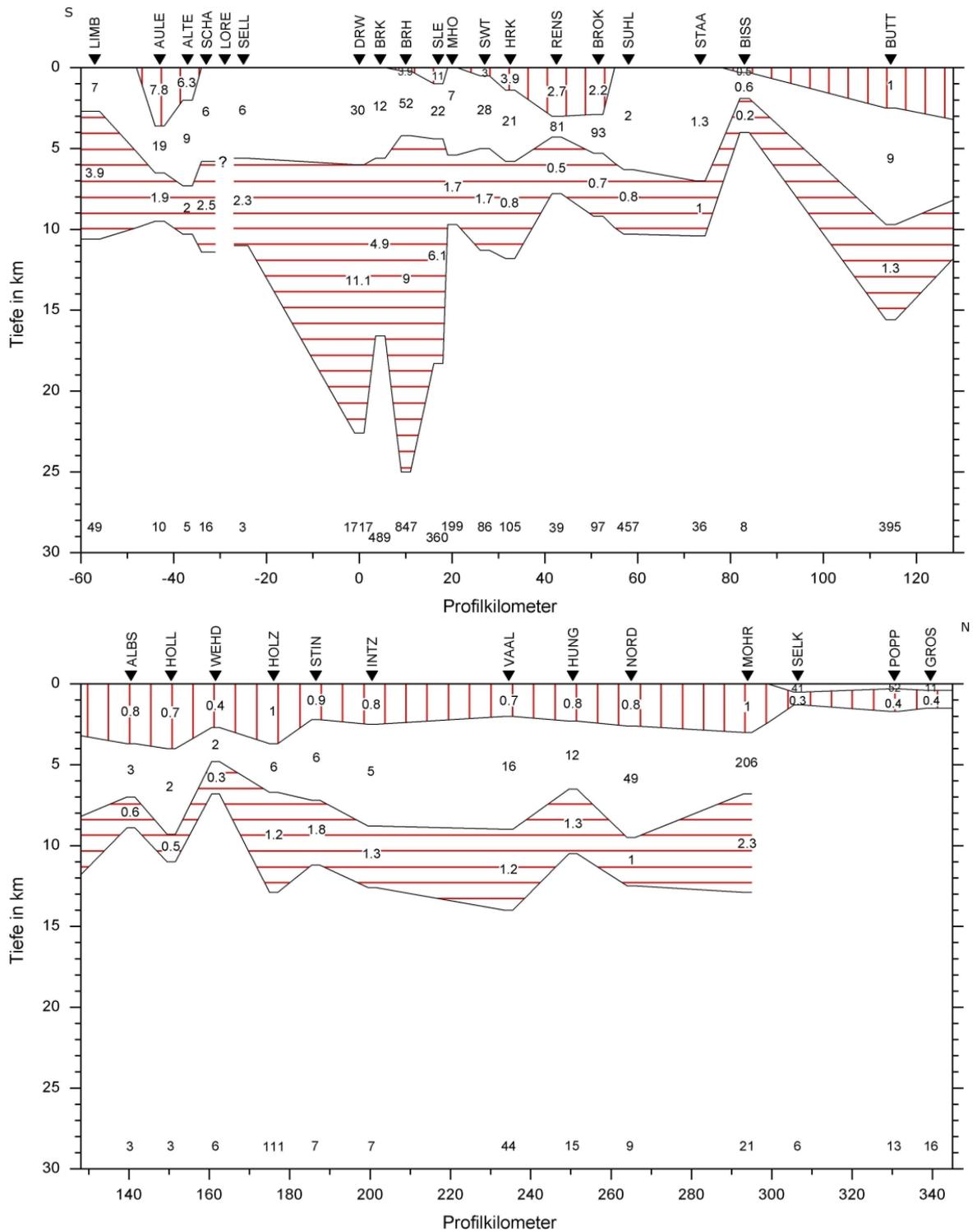


Abbildung 6.4: 1D-Modelle der E-Polarisation des Profils N (3.7fach überhöht). Die Zahlen repräsentieren spezifische Widerstände mit der Einheit Ωm . Bei der mit einem Fragezeichen gekennzeichneten Station LORE konnten die Daten nicht modelliert werden.

besten durch Drei-Schicht-Modelle wiedergegeben. Der Unterschied zum angrenzenden südlichen Abschnitt liegt hier in der schlechter leitenden Deckschicht, der geringeren Mächtigkeit des oberflächennahen guten elektrischen Leiters sowie im Fehlen des tiefer gelegenen gut leitfähigen Horizonts.

Etwas nördlich der Station NORD wird das Profil N vom Profil G (zwischen den Stationen TDB und N1N) gekreuzt. Bei einem Vergleich der Modelle der genannten Messpunkte ergeben sich deutliche Unterschiede in den Deckschichten. Während die Deckschicht beim Profil G aus einem schlechteren Leiter gebildet wird, zeigt das Profil N eine sehr niederohmige Deckschicht. Die Tiefenlage des zweiten Leiters stimmt allerdings sehr gut auf beiden Profilen überein.

Mit den hier vorgestellten eindimensionalen Modellen konnte ein erster Einblick in die Leitfähigkeitsverteilung des Untergrundes aufgezeigt werden. Auf jedem der drei Profile sind die wichtigsten Merkmale zwei gute elektrische Leiter. Der oberflächennahe Leiter wird entweder als Deckschicht modelliert oder liegt unterhalb einer schlechter leitenden Deckschicht. Es gibt nur wenige Stationen, an denen kein solcher Leiter im Modell zu sehen ist. Der in größerer Tiefe gelegene gute Leiter verläuft im Falle des Profils G nur im Zentralteil in einem Tiefenbereich von 6 km bis 13 km. An den Randstationen fehlt er. Auf den anderen Profilen zeigt sich dieser elektrische Leiter an jedem Messpunkt. Ausnahmen sind die nördlichsten drei Stationen des Profils N. Er variiert je nach Station in seiner Mächtigkeit und Tiefenlage.

7 Zweidimensionale Modellrechnung

In diesem Kapitel werden die zweidimensionalen Widerstands-Tiefen-Modelle der verschiedenen Profile vorgestellt. Da bei zweidimensionalen Modellrechnungen mehr Modellparameter bestimmt werden müssen als Daten in die Rechnung eingehen, sind die Ergebnisse einer solchen Modellierung nicht eindeutig. Sie hängen im Wesentlichen von der Wahl der Regularisierungsparameter, dem Startmodell, der erreichten Anpassung und besonders von der Qualität der gemessenen Daten ab. Daher wurde versucht, für jedes Profil stabile Modelle zu finden, welche in geologischem Maße sinnvoll zu interpretieren sind. Des Weiteren wird für jedes vorgestellte zweidimensionale Modell die Anpassung der Modellantworten an die gemessenen Sondierungskurven als Anschauung der Qualität der Modellierung gezeigt.

Zur zweidimensionalen Modellrechnung wurde auf den Inversionsalgorithmus von SMITH & BOOKER (1991) zurückgegriffen, welcher auch unter der Bezeichnung „RRI“ (Rapid Relaxation Inverse) bekannt ist. Dieses Programm zeichnet sich, wie das 1D-Programm von FISCHER ET AL. (1981), durch geringe Rechenzeit und Speicherressourcen aus, wodurch ein schneller Überblick über die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund gewährleistet ist. Die geringe Rechenzeit kommt dadurch zustande, dass das Inversionsproblem auf den eindimensionalen Fall reduziert wird, da die lateralen Gradienten des elektrischen und magnetischen Feldes innerhalb der Inversion als konstant angenommen werden.

Die Berechnung der Leitfähigkeitsverteilung bei den Iterationsschritten erfolgt in jeweils zwei Abschnitten. Zunächst wird für ein Startmodell das Vorwärtsproblem mittels eines Finiten-Differenzen-Verfahren berechnet. Liegt bei der zugehörigen Modellantwort der Anpassungsfehler nicht im vom Benutzer verlangten Bereich, wird im zweiten Abschnitt des Iterationsschrittes eine Änderung der Leitfähigkeitsverteilung durch einen Inversionslauf bestimmt. Anschließend wird damit das Eingangsmodell aktualisiert, und die Iteration wird mit der nächsten Vorwärtsrechnung fortgesetzt. Weitere Einzelheiten sind aus SMITH & BOOKER (1991) zu entnehmen.

Anhand der Dimensionalitätskriterien war bereits festgestellt worden, dass eine zweidimensionale Modellierung für die einzelnen Profile erlaubt ist (siehe Kapitel 5.2). Außerdem wurden die Entfernungen zwischen den einzelnen Stationen auf den jeweiligen Profilen nach der Drehung der Daten auf ihre magnetotellurischen Hauptachsen mittels Projektion neu bestimmt. Für die Modellierung war zudem wichtig, die Anisotropie der Sondierungskurven durch geologisch vertretbare Modelle zu repräsentieren. Dabei erfolgte die Anpassung der Modelldaten an die gemessenen Daten jeweils simultan für E- und B-Polarisation.

Vor der Inversion wurden alle eingehenden Daten im Periodenbereich von 1.11s bis 8192s auf Fehler oder starke Streuung untersucht und gegebenenfalls von der Rechnung ausgeschlossen. Den scheinbaren spezifischen Widerständen und den zugehörigen Phasen wurde unabhängig von den realen Fehlern in beiden Polarisationen ein Fehler („error floor“) von 5% zugewiesen. Den in der vorliegenden Arbeit gezeigten Endmodellen, bei denen E- und B-Polarisation gemeinsam invertiert wurden, liegt eine Vielzahl von Inversionsrechnungen zugrunde, in denen Parameter wie das Startmodell, der Fehler („error floor“) der eingehenden Daten und der α -Wert, ein Maß für die horizontale Glättung, variiert wurden. Der Widerstand im Startmodell hatte dabei auf das Endmodell keinen bedeutenden Einfluss (siehe HOREJSCHI, 2005b). Das Heraufsetzen des „error floor“ führte insgesamt nur zu einem geringfügig verbesserten Anpassungsfehler, ohne dass visuell erkennbare Verbesserungen in der Anpassung zwischen den modellierten und gemessenen Daten erreicht wurden. Um die Pseudo-1D-Inversion lateral stärker zu glätten, wurde der Wert α von SMITH & BOOKER (1991) eingeführt. Verschiedene Werte wurden getestet (siehe auch HOREJSCHI, 2002), wobei sich aber ein α -Wert um 20 bei den in der vorliegenden Arbeit untersuchten Profilen als angemessen herausstellte, da dieser das Modell nicht übermäßig glättet.

Die zur Modellrechnung ausgewählten diskreten Gitter bestehen aus 42 bis 51 äquidistanten horizontalen Knotenpunkten, je nach Stationenanzahl des Profils, und 44 vertikalen Knotenpunkten, zuzüglich 10 vertikaler Knotenpunkte für die Luftschichten oberhalb der Erdoberfläche. Diese Luftschichten werden für die erweiterte Randbedingung im Fall der E-Polarisation benötigt. Die Abstände der Knoten im vertikalen Gitter vergrößern sich mit zunehmender Tiefe logarithmisch. Es werden im Folgenden nur Modelle vorgestellt, denen ein homogener, isotroper Halbraum

von $100 \Omega\text{m}$ als Startmodell zugrunde liegt. Dadurch wird das Ergebnis nicht durch a priori-Informationen beeinflusst, sondern gründet sich ausschließlich auf die in den Sondierungskurven vorhandenen Informationen.

Die Ausgabedatei des Modellierungsprogrammes enthält für die diskreten Elemente des vertikalen Gitters an jeder Station diskrete Widerstandswerte. Zwischen den Messpunkten werden keine berechneten Werte ausgegeben. Um nicht für jede Station ein einzelnes Modell darzustellen, wurde das Gesamtmodell mit dem Programmpaket „Surfer“ der Firma Golden Software in einem äquidistanten Gitter linear interpoliert und so für die Abbildung aufbereitet. Die Farbskalen sind pseudologarithmisch aufgetragen.

Die Anpassung der berechneten Daten an die gemessenen Sondierungskurven wird für jede Station des jeweiligen Profils dargestellt. Dabei repräsentieren die Punkte die gemessenen Sondierungskurven, die Linien die Antwort der Modellrechnung. Die E-Polarisation ist jeweils in rot, die B-Polarisation in schwarz dargestellt.

Profil G

In Abbildung 7.1 ist das Modellergebnis für das Profil G, das nach 45 Iterationen erreicht wurde, dargestellt. Es zeigt eine elektrisch gut leitende Schicht mit Mächtigkeiten bis maximal 3 000 m, die am Westrand des Profils direkt an der Oberfläche und ab der Station TDB in östlicher Richtung unterhalb eines geringmächtigen höherohmigen Horizonts verläuft. An den östlichen vier Stationen wird in dem Tiefenbereich von 3 000 m bis 4 000 m ein weiterer oberflächennaher Leiter gezeigt. Dieser wird allerdings als Artefakt der Modellrechnung betrachtet, da keinerlei Hinweise auf diesen Leiter in den Sondierungskurven der entsprechenden Stationen zu finden sind. Getrennt von dem ersten Leiter durch eine Zone mit höheren Widerständen befindet sich in dem Tiefenbereich zwischen 8.5 km und 12 km eine zweite Struktur mit deutlich erhöhter Leitfähigkeit, die nur im Mittelteil des Profils berechnet wird. An den Randstationen (CRK im Westen, KMB bis EKEL im Osten) fehlt dieser gute Leiter. Die letzte dargestellte Zone ist ein elektrisch schlechterer Leiter. Unterhalb der Tiefe von 20 km wird kein wichtiger Beitrag zum Modell geleistet.

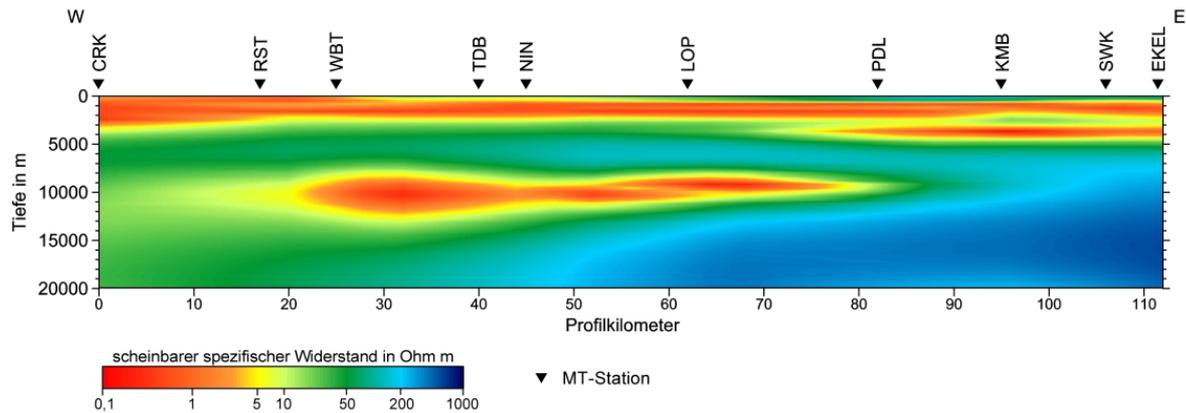


Abbildung 7.1: 2D-Widerstands-Tiefen-Modell des Profils G. Am östlichen Profilrand wurde die Station EKEL (Profil M) angefügt.

Die zugehörige Anpassung der berechneten Daten an die gemessenen Sondierungskurven ist in Abbildung 7.2 für jede Station des Profils aufgetragen. Der Verlauf der Sondierungskurven wird durch die Modellantwort mit einem mittleren quadratischen Anpassungsfehler von 3.5 sehr gut wiedergegeben. Eine Ausnahme bildet die Station RST. Hier wird bei der E-Polarisation im Periodenbereich von 100 s bis 300 s das Minimum der Widerstandskurve nicht angepasst. Dementsprechend wird auch die Phase in diesem Periodenbereich schlecht an die gemessene Sondierungskurve angenähert. Bei der B-Polarisation dieses Messpunktes wird die Steigung der gemessenen Widerstandskurve durch die berechneten Daten nicht ganz erreicht. Die Phase dieser Komponente ist zwischen 20 s und 300 s schlecht angepasst. Eine weitere kritische Anpassung der berechneten an die gemessenen Daten zeigt die Station KMB in der Komponente der E-Polarisation. Die Modellantwort unduliert um die gemessene Kurve. Dies ist ebenfalls bei der Phase zu beobachten. Insgesamt ist die Anpassung aber als sehr gut zu bezeichnen.

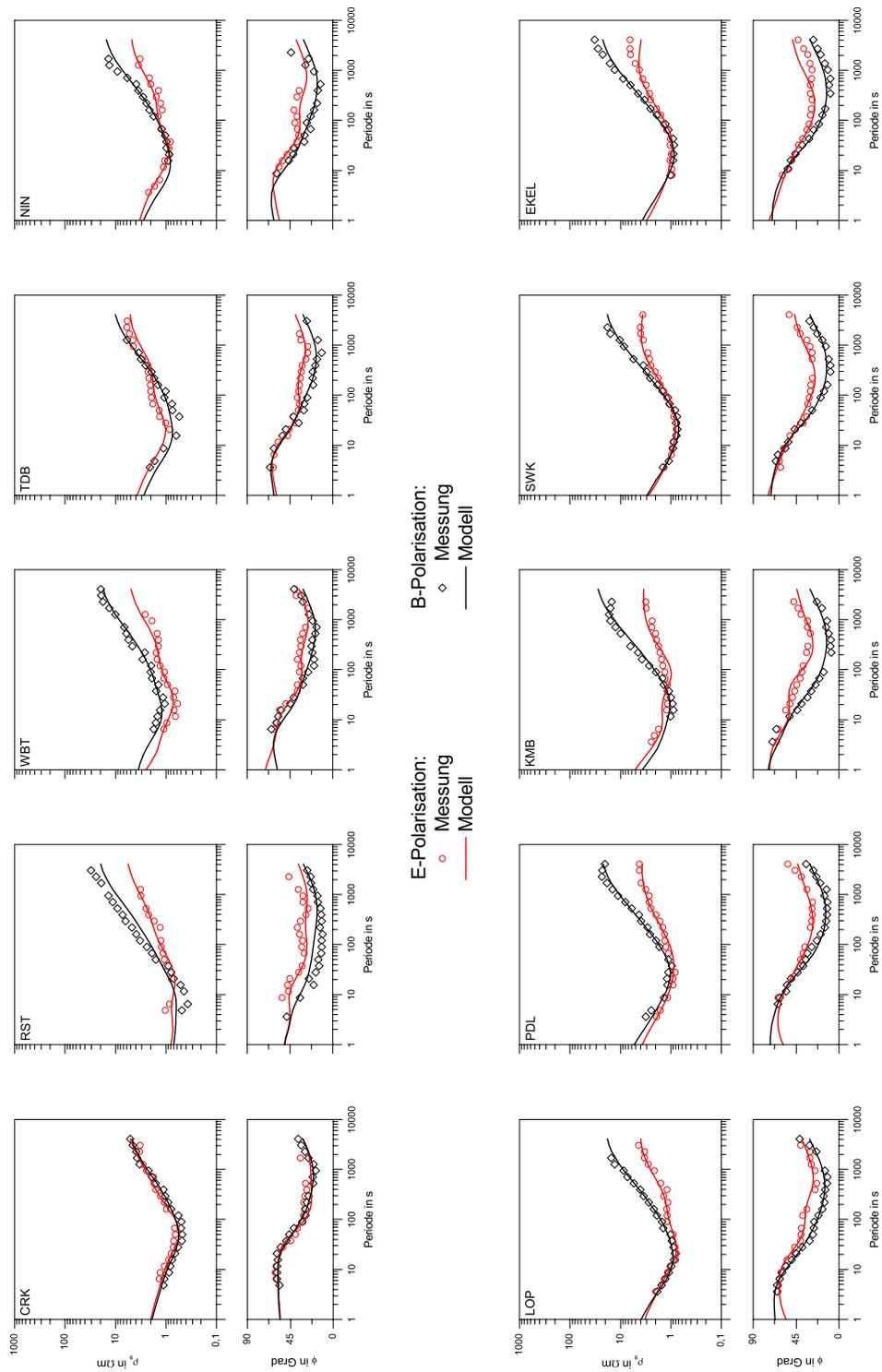


Abbildung 7.2: Anpassung der Modellantworten (Linie) an die Sondierungskurven (Punkte) für das 2D-Widerstands-Tiefen-Modell des Profils G.

Profil L

Für das Profil L wurde nach nur 19 Iterationen ein zweidimensionales Modell gefunden (siehe Abbildung 7.3). Dieses zeichnet sich im Vergleich mit dem vorangegangenen Modell des Profils G durch insgesamt recht geringe Widerstände und eine dünnere niederohmige Deckschicht mit Mächtigkeiten von maximal 1 500 m aus. Der tiefe gute Leiter ist zweigeteilt. Am Südwestende des Profils, d. h. an der Station WDS, liegt dieser in einer mittleren Tiefe von 5 000 m. Hier beträgt die Mächtigkeit etwa 2 500 m. An den nordöstlichen Stationen, LNB bis BTN, fällt die niederohmige Schicht leicht vom Zentrum zum Rand des Profils von 7 000 m auf 8 000 m ab. Die Mächtigkeit in diesem Teil variiert zwischen 3 500 m und 6 000 m. Der Bereich zwischen den guten Leitern bzw. unterhalb derer wird durch Widerstände um $5 \Omega\text{m}$ wiedergegeben. Dieses wurde schon in den eindimensionalen Modellen der E-Polarisation (vergleiche Abbildung 6.3) angedeutet. Ein Gebiet mit größeren Widerständen befindet sich in Oberflächennähe an den Stationen RBL bis SNR. Genau an diesen Stationen ist der tiefer liegende Leiter als markante Struktur nicht vorhanden.

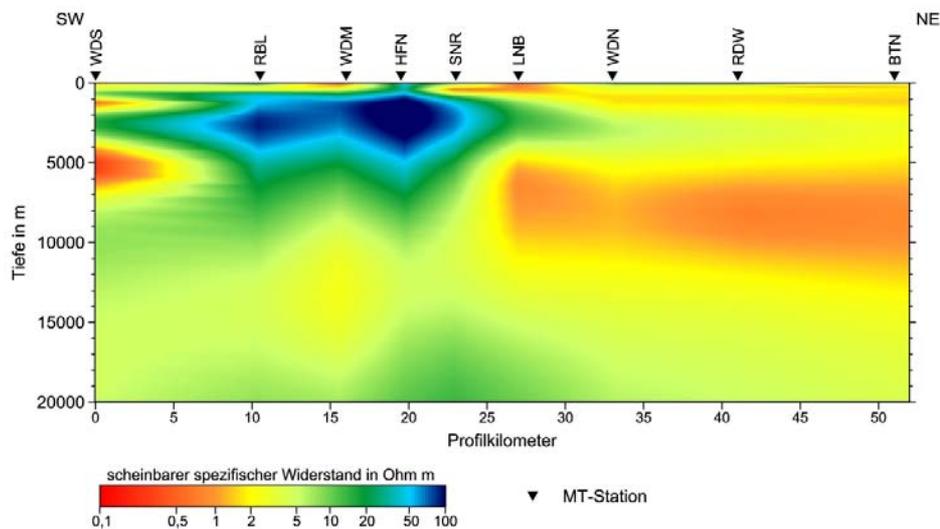


Abbildung 7.3: 2D-Widerstands-Tiefen-Modell des Profils L.

Der mittlere quadratische Anpassungsfehler für das Profil L liegt bei 10.7. Dieser recht große Fehler macht sich in den Sondierungskurven der einzelnen Stationen dadurch bemerkbar, dass die Kurven der Modellantwort nur den ungefähren Verlauf der gemessenen Sondierungskurven wiedergeben (siehe Abbildung 7.4). An der Station WDM wird sogar weder der Verlauf der Kurven noch die immense Aufspaltung der

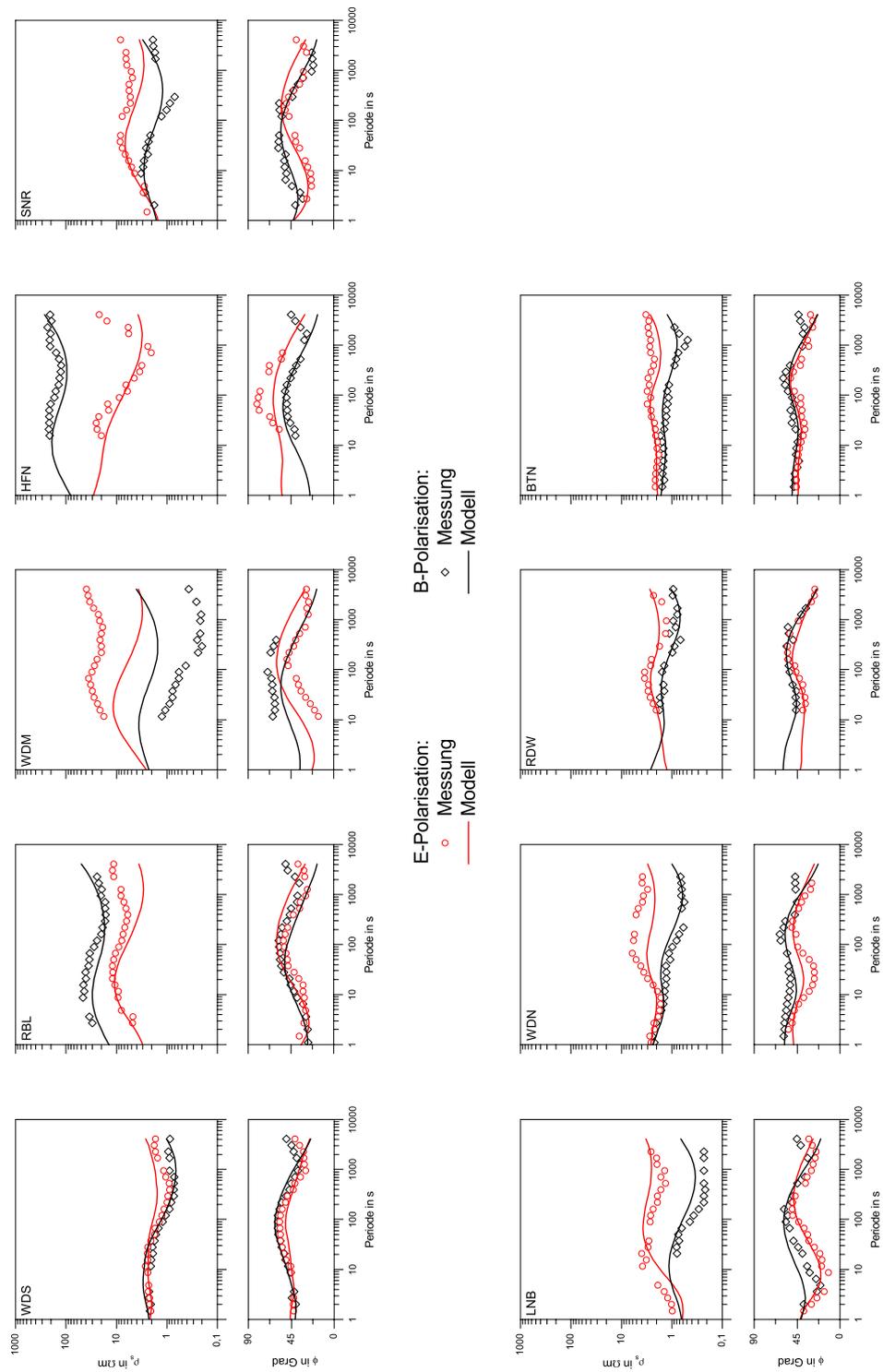


Abbildung 7.4: Anpassung der Modellantworten (Linie) an die Sondierkurven (Punkte) für das 2D-Widerstands-Tiefen-Modell des Profils L.

beiden Polarisationen erreicht. Verschiedene Versuche zur Verbesserung der Anpassung, z.B. durch Änderung des Widerstandes des Startmodells oder durch Vorgabe eines präziseren Startmodells, hatten keinen Erfolg. Da bei den anderen Stationen die richtige Tendenz im Kurvenverlauf vorhanden ist, wird dieses Modell dennoch zur geologischen Interpretation herangezogen.

Profil N - Abschnitt Bramsche

Die Abbildung 7.5 zeigt das berechnete Widerstands-Tiefen-Modell des Abschnitts Bramsche (Profil N). Das Modell, ausgegeben nach 25 Iterationen, weist eine gut leitende Deckschicht mit einer sehr geringen Mächtigkeit an allen Stationen des Profils auf. An den drei nördlichen Messpunkten MHO bis HRK ist eine weitere niederohmige Schicht im oberflächennahen Bereich vorhanden. Getrennt durch Schichten mit größeren Widerständen folgt in einer mittleren Tiefe von 6 500 m an den vier nördlichen Stationen (SLE bis HRK) eine sehr leitfähige Schicht mit Mächtigkeiten von 500 m bis 1 500 m. Weiter nach Süden schließt sich an diesen elektrisch guten Leiter ein abtauchender Bereich mit Widerständen von etwa $7\Omega\text{m}$ an. Die niederohmige Zone in der Tiefe von 14 km bis 20 km am Nordrand des Profils wird als Artefakt der Modellrechnung betrachtet. In den Sondierungskurven (vergleiche Abbildung 7.6) ist kein Anzeichen dafür zu erkennen.

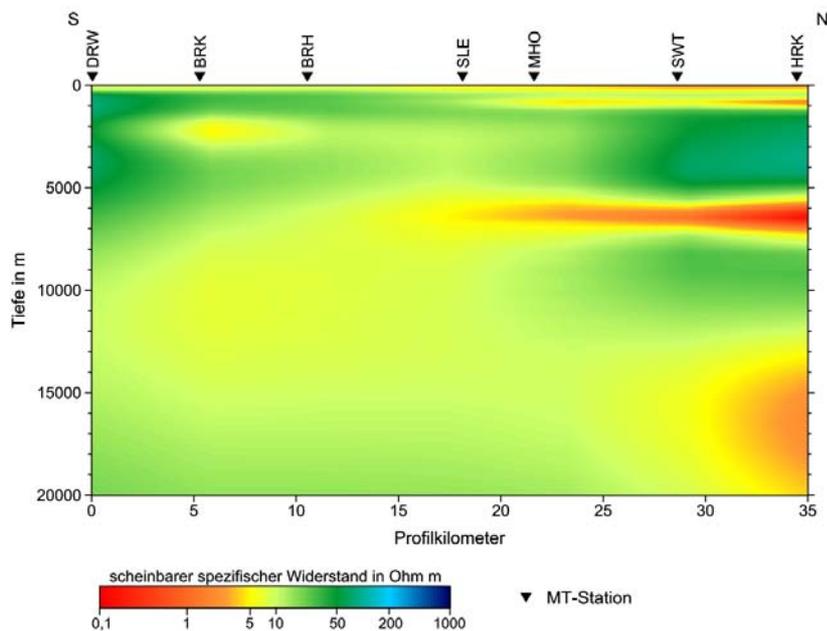


Abbildung 7.5: 2D-Widerstands-Tiefen-Modell des Abschnitts Bramsche (Profil N).

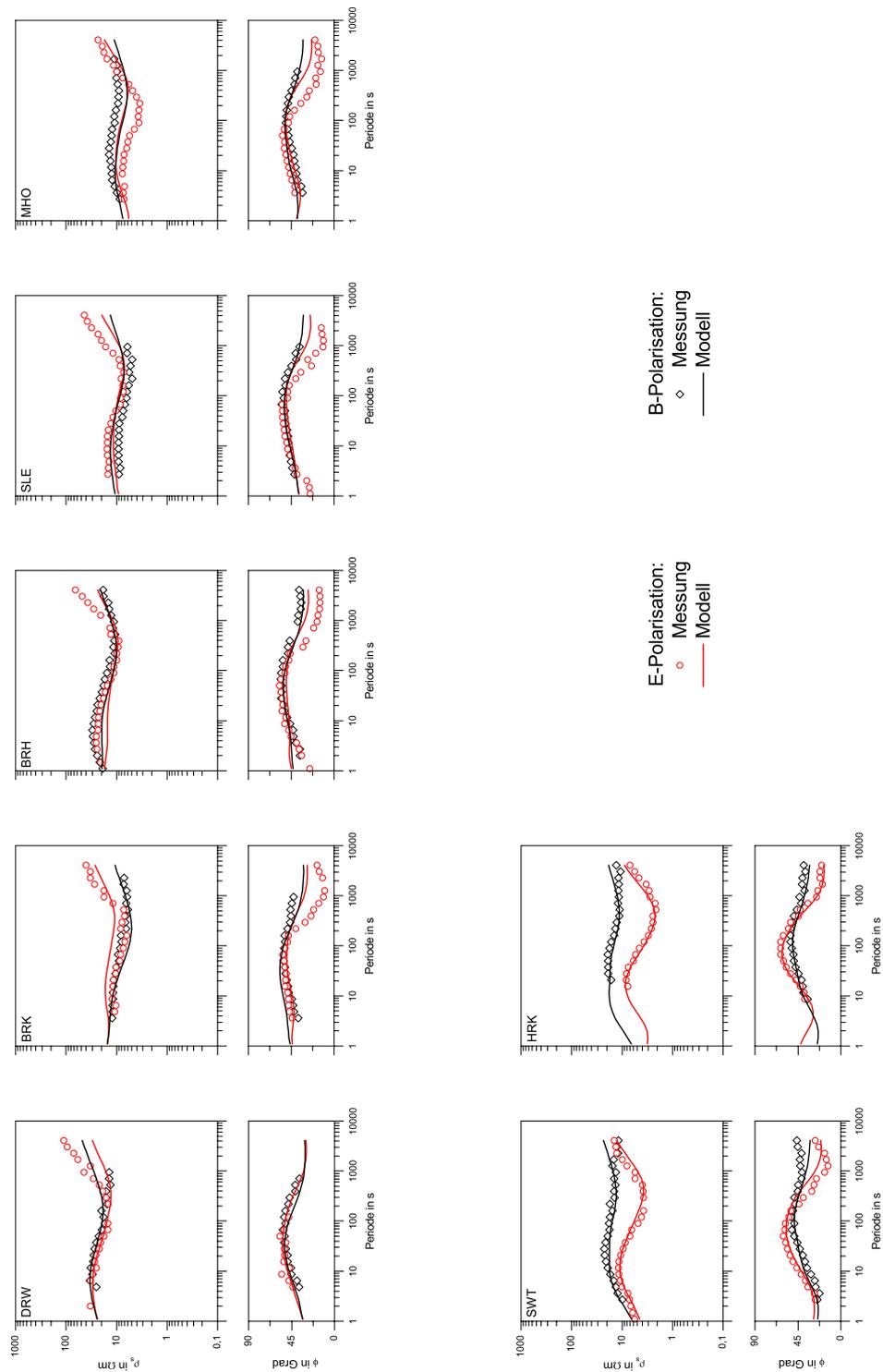


Abbildung 7.6: Anpassung der Modellantworten (Linie) an die Sondierkurven (Punkte) für das 2D-Widerstands-Tiefen-Modell des Abschnitts Bramsche (Profil N).

Mit einem mittleren quadratischen Anpassungsfehler von 7.6 liegt dieses Profil, verglichen anhand der Anpassungsqualität der berechneten Modellkurven an die gemessenen Daten, zwischen den beiden vorherigen Profilen G und L. Die gemessenen Sondierungskurven werden durch die Modellantwort im südlichen Profilabschnitt schlechter wiedergegeben als im nördlichen. Dieses ist deutlich an den Stationen DRW bis SLE zu erkennen, da hier die Aufspaltung der beiden Polarisierungen bei den langen Perioden nicht erreicht werden konnte. Eine Erklärung hierfür könnte eine dreidimensionale Untergrundstruktur sein. Die Modellanworten beider Polarisierungen für den Messpunkt MHO zeigen nur den ungefähren Verlauf der gemessenen B-Polarisation. An den beiden nördlichen Stationen SWT und HRK liegt eine sehr gute Anpassung sowohl für den scheinbaren spezifischen Widerstand als auch für die Phase vor.

Um einen Vergleich zwischen den Ergebnissen verschiedener Modellierungsverfahren zu haben und damit die Gültigkeit und Robustheit der erhaltenen Modelle besser einordnen zu können, wurden die Daten des Abschnitts Bramsche zusätzlich mit einem weiteren 2D-Modellrechnungsprogramm invertiert. Hierzu benutzte A. KREUTZMANN, Freie Universität Berlin, (pers. Mitteilung) das Programm „WinG-Link“ von Geosystem, dem der Algorithmus von MACKIE ET AL. (1997) zugrunde liegt. Dieser Algorithmus sieht von der Vereinfachung, die lateralen Gradienten des elektrischen und magnetischen Feldes als konstant anzusehen, ab, so dass dadurch das gesamte zweidimensionale Gleichungssystem gelöst wird.

Ein weiterer Unterschied zum Programm von SMITH & BOOKER (1991) stellt das Modellgitter dar. Hier werden die Stationen zentriert auf einem definierten Block im diskreten Gitter positioniert, das keine äquidistanten Abstände voraussetzt. Die Modellrechnung erfolgte ebenfalls simultan für E- und B-Polarisation.

Das Modellergebnis ist in Abbildung 7.7 aufgetragen. Auffällige Ähnlichkeiten mit dem Modell aus Abbildung 7.5 bestehen zum einen in der dünnen leitfähigen Deckschicht, wobei der nördliche Teil niederohmiger ist als der südliche. Zum anderen tritt ebenfalls an den drei nördlichen Stationen (MHO bis HRK) ein horizontaler guter elektrischer Leiter auf, der weiter südlich geringfügig an Widerstand zunimmt und zu größerer Tiefe abtaucht. Ein markanter Unterschied zu dem vorangegangenen Modell ist die größere Mächtigkeit von fast 10 km dieses tiefen Leiters. Eine Ursache ist möglicherweise die integrierte Leitfähigkeit, die im Modell eigentlich dargestellt wird. Die integrierte Leitfähigkeit ist das Produkt aus Leitfähigkeit und Mächtigkeit

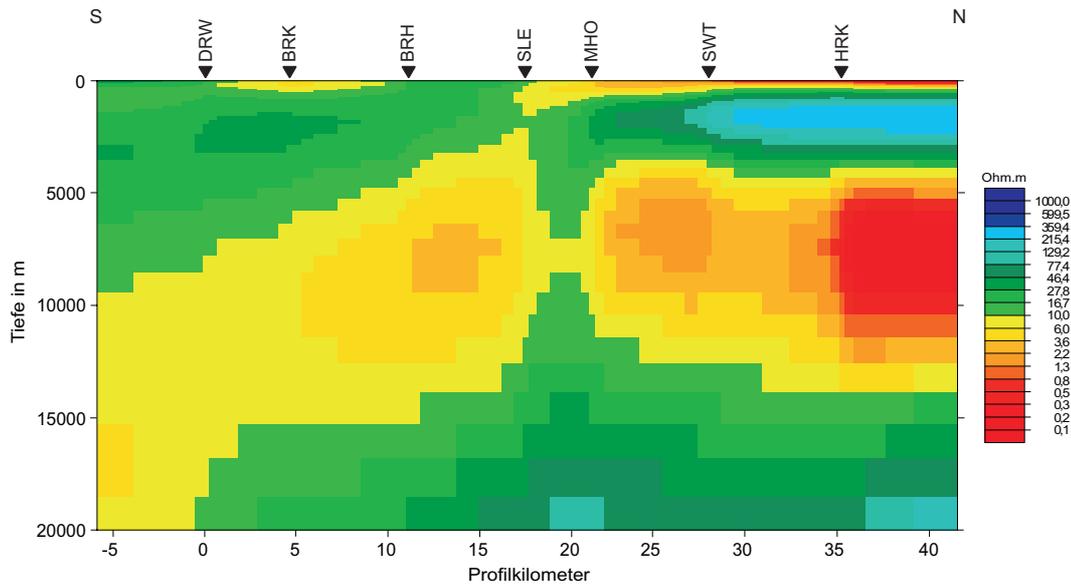


Abbildung 7.7: 2D-Widerstands-Tiefen-Modell des Abschnitts Bramsche (Profil N) (1.2fach überhöht) berechnet mittels des Algorithmus von MACKIE ET AL. (1997) (pers. Mitteilung von A. KREUTZMANN).

der Schicht, so dass eine sehr leitfähige dünne Schicht einer weniger leitfähigen und dafür mächtigeren Schicht entsprechen kann. Dieses könnte auf die Modelle des Profilabschnitts Bramsche zutreffen, auch wenn der Unterschied in den Widerstandswerten recht gering ausfällt. Eine wahrscheinlichere Ursache dafür könnte die laterale Glättung durch den α -Parameter sein. Bei Verringerung dieses Parameters liegt die Schicht im nördlichen Profilabschnitt in einer mittleren Tiefe von 10 km mit einer Mächtigkeit von etwa 10 km. Allerdings ist der Anpassungsfehler mit 9.3 relativ hoch.

Der reduzierte χ^2 -Anpassungsfehler liegt für dieses mit dem Algorithmus von MACKIE ET AL. (1997) berechnete zweidimensionale Modell bei 1.53. Um diesen Fehler mit demjenigen des anderen Modells, das mit dem Programm von SMITH & BOOKER (1991) berechnet wurde, vergleichen zu können, muss der quadratische mittlere Fehler von 7.6 ebenfalls reduziert werden. Man erhält einen Wert von 2.75. Damit ist der Fehler des MACKIE ET AL.-Modells nicht wesentlich geringer als derjenige des anderen Modells. Die bessere Anpassung ist aber dennoch deutlich bei den langen Perioden zu erkennen (siehe Abbildung 7.8). Sowohl bei der Phase als auch beim Widerstand kann mittels des Programms von MACKIE ET AL. (1997) die Anisotropie der beiden Komponenten erreicht werden. Dadurch wird aber keine weitere Struktur im Modell sichtbar, so dass die Ähnlichkeit der beiden Modelle als

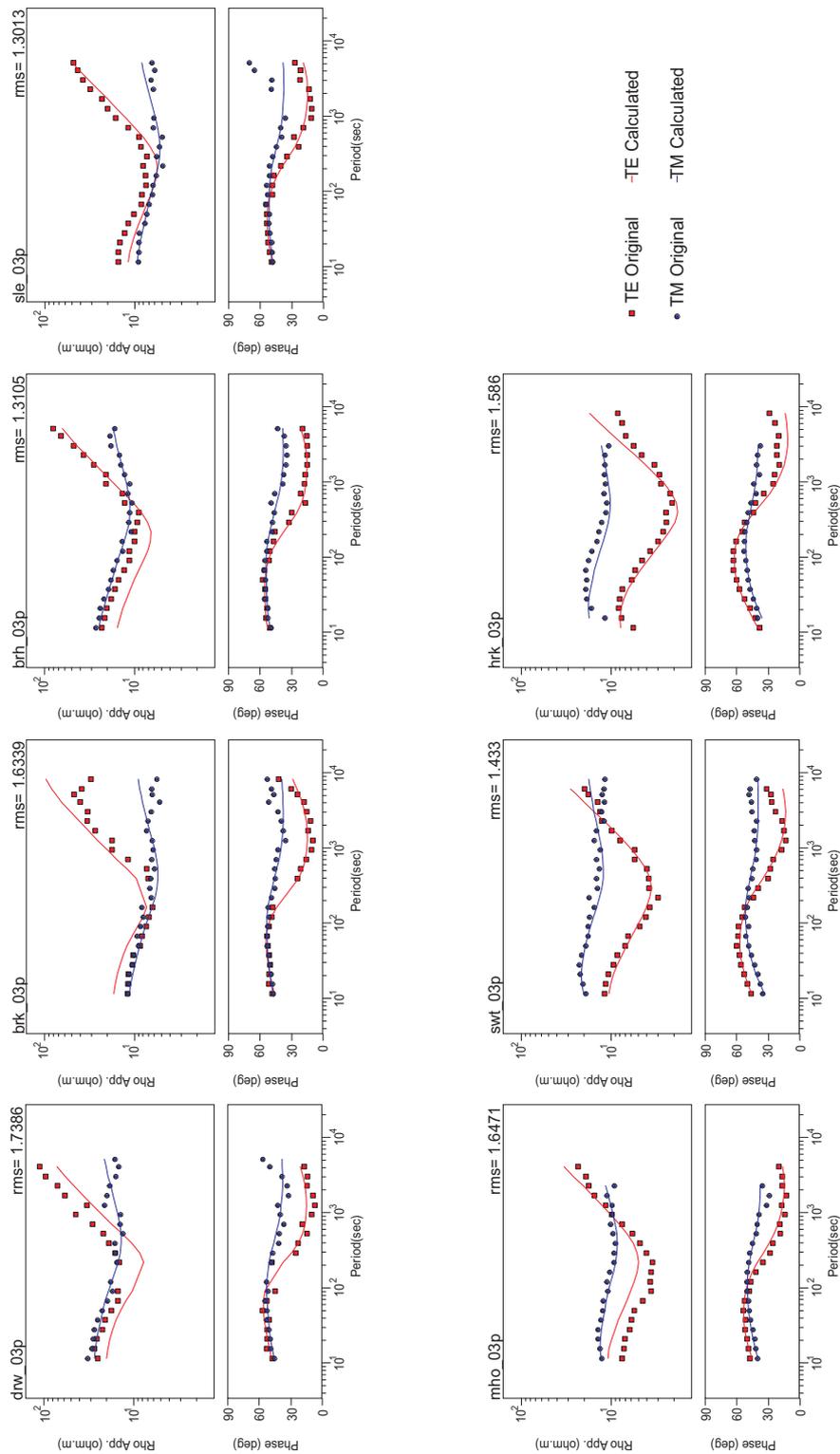


Abbildung 7.8: Anpassung der Modellantworten (Linie) an die Sondierungskurven (Punkte) für das 2D-Widerstands-Tiefen-Modell des Abschnitts Bramsche (Profil N) berechnet mittels des Algorithmus von MACKIE ET AL. (1997) (pers. Mitteilung von A. KREUTZMANN) Für jede Station ist in der jeweils rechten oberen Ecke der mittlere Fehler der Anpassung *rms* vermerkt.

Bestätigung dafür gesehen wird, die Modellierungen mit dem Algorithmus von SMITH & BOOKER (1991) und den verwendeten Parametern durchzuführen.

Für die weiteren, nördlich des Abschnitts Bramsche liegenden Stationen des Profils N gibt es in HOREJSCHI (2005a) erste Modellstudien. Diese Studien bestätigen die zweidimensionalen Modellergebnisse des in der Nähe verlaufenden Profils M (WIESKER, 2003) bisher nicht. Weitere Modellläufe konnten aber im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt werden.

8 Mechanismen der elektrolytischen und elektronischen Leitfähigkeit

Bevor der Versuch unternommen wird, die im vorangegangenen Kapitel vorgestellten Leitfähigkeits-Tiefen-Modelle der Magnetotellurik geologisch zu interpretieren, sollen die in der Erdkruste wirksamen Leitfähigkeitsmechanismen eingeführt werden. Dabei wird aber nur auf die Mechanismen eingegangen, die zur Erklärung der erhöhten Leitfähigkeit in den betrachteten Gebieten in Frage kommen können. Das wäre zum einen die hauptsächlich im oberflächennahen Bereich wirksame elektrolytische Leitfähigkeit und zum anderen die elektronische Leitfähigkeit.

8.1 Elektrolytische Leitfähigkeit

Im oberflächennahen Bereich ist die Ursache der Leitfähigkeit von Gesteinen hauptsächlich elektrolytischer Natur. Hier sind die Gesteine mit wässrigen Lösungen im Poren- und Kluftraum gesättigt oder zumindest teilgesättigt, so dass der Ladungstransport von den Ionen der im Wasser gelösten Salze übernommen wird. Die Leitfähigkeit ist dabei von der Größe des effektiven Porenraumes und der Eigenschaften der Porenfüllung abhängig. So kann ein durchgehender dünner Feuchtigkeitsfilm von nur wenigen Moleküllagen an den inneren Gesteinsoberflächen eines zusammenhängenden Porennetzwerkes die Leitfähigkeit des ansonsten gering leitfähigen Gesteins um vier bis fünf Zehnerpotenzen erhöhen (WEIDELT, 2005).

Mathematisch wird die Leitfähigkeit gesättigter und teilgesättigter tonfreier Sedimente in guter Näherung durch die Archie-Gleichung (ARCHIE, 1942) beschrieben:

$$\rho_0 = \frac{a}{\phi^m} \rho_w S^{-n}. \quad (8.1)$$

Dabei ist ρ_0 der spezifische elektrische Widerstand des Sediments, ρ_w derjenige des Porenwassers und ϕ die effektive Porosität. Der Zementationsexponent m und der

Proportionalitätsfaktor a werden empirisch ermittelt. Sie variieren in den Grenzen $1.3 < m < 2.4$ und $0.5 < a < 1$ (SCHÖN, 1983). Während m in der Regel mit dem Verfestigungsgrad der Sedimente zunimmt, wird häufig vereinfachend $a = 1$ gesetzt. Der Sättigungsexponent n des Sättigungsgrades S wird meist mit $n = 2$ angenommen. Bei vollständiger Wassersättigung ist $S = 1$.

Am Beispiel des Leitfähigkeitsprofils der Tiefbohrung Münsterland 1 (Abbildung 8.1) kann die Anwendbarkeit der Archie-Formel auf verschiedene Sandsteinschichten dieser Bohrung im Tiefenbereich von 2000 m bis 3500 m verdeutlicht werden. Die dazu verwandte Parameterkombination, die in der Bohrlochgeophysik als Humble-Formel bekannt ist (TUNN, 1963), hat die Form

$$\rho_0 = \frac{\rho_w 0.62}{\phi^{2.15}}. \quad (8.2)$$

Mit den aus Gesteinsproben dieser Tiefbohrung bekannten Parametern Porosität ϕ und Leitfähigkeit des Porenwassers ρ_w zeigt JÖDICKE (1990), dass die Zunahme des Widerstandes mit der Tiefe eindeutig mit der Abnahme der Porosität durch Kompaktion korreliert (siehe Abbildung 8.1). Die Extrapolation des Widerstandes nach dem gleichen Gesetz in größere Tiefen ist wegen des zunehmenden Einflusses der Zementation auf die Porosität zweifelhaft.

Ab einer Tiefe von etwa 6000 m ist die Porosität von Poren und Spalten in Sedimentbecken wegen der Kompaktion und Zementation reduziert auf Werte kleiner als 1%. Noch geringere Werte treten in der nachfolgenden Zone der beginnenden metamorphen Reaktionen auf. Die verbleibenden Poren und Spalten schließen sich durch den Druck und, was wesentlich effektiver ist, durch Rekristallisation, chemische Ausfällung sowie Kornwachstum von Mineralen wie Quarz. Wegen der Schließung des offenen Porenraumes nimmt die Leitfähigkeit sehr geringe Werte an (JÖDICKE, 1992).

Auch YARDLEY & VALLEY (1997) kommen aufgrund ihrer berechneten Diagramme (Aktivität von Wasser gegen Aktivität von Kohlenstoffdioxid) zu dem Schluss, dass es keine Möglichkeit für eine unter lithostatischem Druck stehende Flüssigkeit gibt, mit Hochtemperatur-Mineralgruppen, die typisch sind für metamorphe Gesteine der heutigen stabilen Kruste, zusammen im Gleichgewicht zu existieren. Allerdings wurden beim Kontinentalen Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB) am westlichen Rand des Böhmisches Massivs im Tiefenbereich von 3000 m bis 6000 m

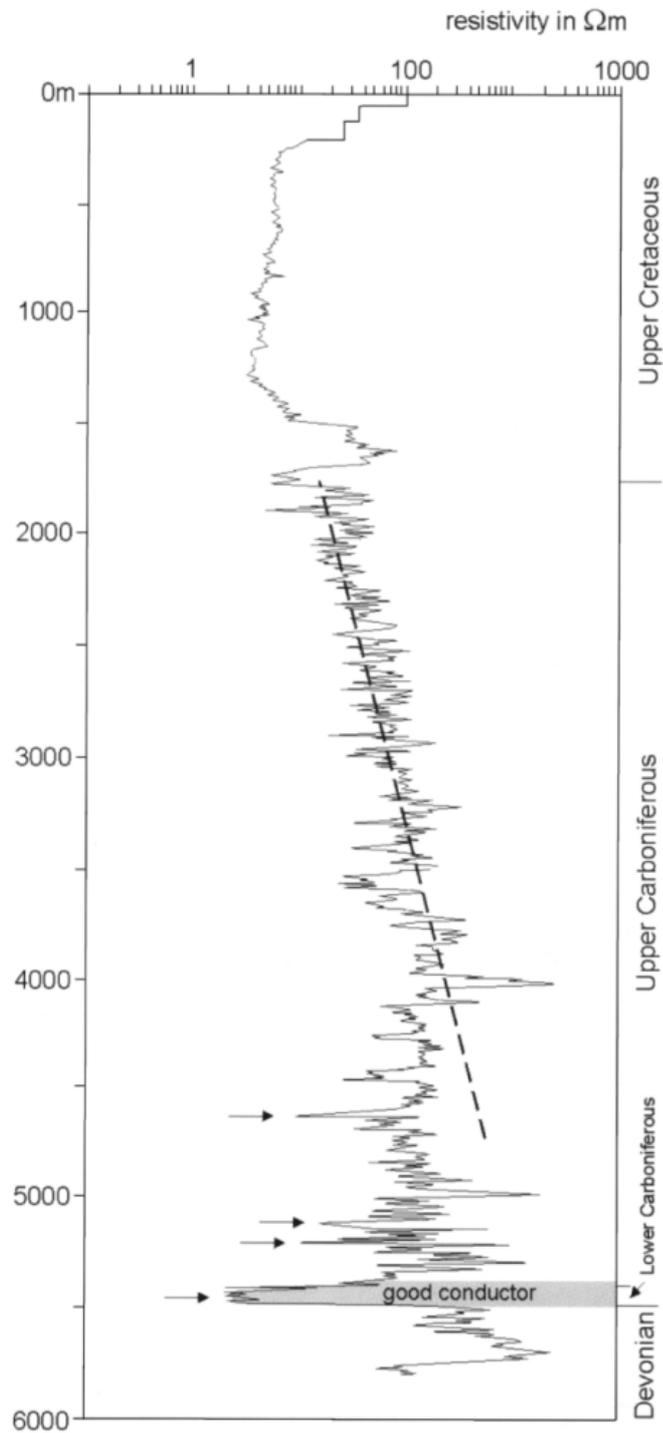


Abbildung 8.1: Laterolog der Bohrung Münsterland 1 (aus HOFFMANN ET AL., 2001). Mit zunehmender Tiefe erhöhen sich die Widerstandswerte aufgrund der kompaktionsbezogenen Abnahme der Porosität (gestrichelte Linie). Die Pfeile markieren sehr gut leitende Horizonte, die als C_{org} -reiche Schiefer interpretiert werden.

saline Wässer angetroffen. Diese traten in einzelnen Horizonten mit Konzentrationen von 60 g/l auf. Die ELEKT-B-GRUPPE (1997) gibt an, dass die Fluideinschlüsse als isolierte Taschen im Gestein vorkommen und somit keinen direkten Einfluss auf die heutige elektrische Leitfähigkeit haben.

Nimmt man dennoch an, dem tiefen guten Leiter der Bohrung Münsterland 1 liege ein elektrolytischer Leitfähigkeitsmechanismus zugrunde, so lässt sich anhand der integrierten Leitfähigkeit abschätzen, wie mächtig ein elektrolytischer Leiter sein müsste. Zur Erklärung eines Leiters mit ungewöhnlich hohen Werten der integrierten Leitfähigkeit von bis zu 5 000 S durch saline Wässer im Tiefenbereich des Präperm werden entsprechende Gesteinsfolgen mit mehreren tausend Metern Mächtigkeit erforderlich, selbst unter extremen Annahmen (Gesteinsleitfähigkeit 1 S/m; Porosität 10 %; übersättigte Salzlösung 100 S/m als Porenfüllung). Dies dürfte im Nordwestdeutschen Becken praktisch ausgeschlossen sein (vergleiche VOLBERS ET AL., 1990). Zur Erklärung der gut leitenden Schichten der Bohrung Münsterland 1 in der Tiefe von etwa 5 500 m muss daher ein anderer als ein elektrolytischer Leitfähigkeitsmechanismus in Betracht gezogen werden.

8.2 Elektronische Leitfähigkeit

Ein vielversprechenderer Ansatz zur Erklärung gut leitender Schichten im tieferen Untergrund Norddeutschlands ist die Annahme einer elektronischen Leitfähigkeit. Diese Leitfähigkeit basiert auf freien Valenzelektronen von Metalloxiden und -sulfiden, aber auch von (Meta-)Anthrazit und Graphit. Letztere beide sind von besonderem Interesse, da die Annahme, Kohlenstoff sei die Ursache von erhöhten Leitfähigkeiten in der mittleren Kruste, mittlerweile recht weit verbreitet ist (u. a. DUBA ET AL., 1988; FROST ET AL., 1989; JÖDICKE, 1992).

Dieser organische Kohlenstoff (C_{org}) lässt sich als Kerogen in Schwarzschiefern finden, wie sie z. B. in der Bohrung Münsterland 1 in der Tiefe von etwa 5 500 m angetroffen wurden (siehe Abbildung 8.1) oder am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges zu Tage treten (JÖDICKE, 1990). Schwarzschiefer sind hoch inkohlte C_{org} -reiche und meist pyrithaltige Tonschiefer, die in sauerstoffarmen oder -freien Bodenwassern abgelagert wurden und eine dunkelgraue bis schwarze Farbe sowie eine laminare Feinschichtung aufweisen (MATTHES, 1983). Durch ihren Reichtum an Lipiden (Fette, Wachse, Öle) bilden sie das Ausgangsmaterial für Erdöl und andere Bitumina, d. h. für gasförmige, flüssige oder feste Kohlenwasserstoffe. Die Vorgänge von der Einbettung des organischen Materials in das Sediment bis zu seiner Diagenese und Metamorphose sind aus diesem Grund gut untersucht (siehe z. B. STACH ET AL., 1982; TISSOT & WELTE, 1984).

In flachen Wassern, die durchaus eine Tiefe bis zu mehreren hundert Metern haben können, lagert sich organisches Material wie fettreiches pflanzliches und tierisches Plankton während des Absinkens durch die Wassersäule vor allem an Tonmineralen und Karbonatpartikeln adsorptiv an. Dabei unterliegt das organische Material der Oxidation, was je nach Durchgangszeit einen größeren Abbau nach sich zieht bevor es am Boden ankommt. Im Allgemeinen hängt die Durchgangszeit von dem Grad des Durchmischens der Wassersäule durch den Wind, der Partikelgröße, dem Salzgehalt des Wassers sowie natürlich der Wassertiefe ab.

Durch die Schichtung der Wassersäule aufgrund von Einschränkung vertikaler Advektion gelangt das organische Material in einen anaeroben Bereich nahe des Bodens. Nach der Ablagerung im schwefelwasserstoffhaltigen Sediment beginnt die Zersetzung der organischen Substanz durch sulfatreduzierende Bakterien mit anschließender Neukombination zu bräunlichen Substanzen, die Ähnlichkeiten mit

Huminsäuren haben. Sind diese huminsäureähnlichen Substanzen nicht in organischen Lösungsmitteln löslich, dann wird das organische Material als Kerogen bezeichnet, das sich in vier Typen unterteilen lässt. Eines davon ist das Vitrinit, mit dessen Hilfe der Inkohlungsgrad festgestellt werden kann. Der lösliche Teil ist das Bitumen.

Die bakterielle Sulfatreduktion ist eine der Quellen von Schwefelwasserstoff. Durch die Reaktion von Eisen mit dem Schwefelwasserstoff entsteht schwarzes Eisenmonosulfid ($\text{Fe}^{2+} + \text{H}_2\text{S} \implies \text{FeS} + 2\text{H}^+$), welches die Ursache für die Schwarzfärbung von anoxischen Gewässersedimenten ist. Daher soll auch das Schwarze Meer, welches ein rezentes Beispiel eines Entstehungsortes von Schwarzschiefern ist, seinen Namen haben. Durch weitere Einwirkung von Schwefelwasserstoff auf das Eisenmonosulfid kann über mehrere Zwischenstufen Eisendisulfid FeS_2 , also Pyrit, gebildet werden. TISSOT & WELTE (1984) gehen davon aus, dass etwa 1/4 des organischen Kohlenstoffs, der in die anaerobe Zone eindringt, im Sediment abgelagert und fossilisiert wird.

Mit der Verfestigung des Sediments und der zunehmenden Diagenese kommt es auch zu Veränderungen des eingelagerten organischen Materials. Durch einen dem Vorgang der Inkohlung analogen schrittweisen Abspaltung der flüchtigen Bestandteile setzt die Bildung von Aromatlamellen, das sind zu Gruppen flächenhaft verkettete Sechseringe, ein. Diese Aromatlamellen sammeln sich durch Atombindungen zu immer größeren Gruppen an und beginnen, sich aufgrund des Überlagerungsdruckes parallel zur Schichtebene auszurichten (STACH ET AL., 1982) (siehe Abbildung 8.2 Übergang von A nach B). Diese Parallel-Orientierung bezeichnet TEICHMÜLLER (1987) als „Prägraphitisierung“. Mit der Zunahme des Inkohlungsgrades und der damit verbundenen Entstehung leitfähiger Komponenten in Form von prägraphitischen Aromatlamellen und ihrer zunehmenden Vernetzung (siehe Abbildung 8.2 B) nimmt auch die elektrische Leitfähigkeit zu. In (trockenen) Schwarzschiefern, die das Metaanthrazit-Stadium erreicht haben, genügen 4% bis 6% C_{org} , um den spezifischen Widerstand des Gesamtgesteins auf nur $0.1 \Omega\text{m}$ zu reduzieren (JÖDICKE, 1990). Durch das Aufmahlen von Proben konnte gezeigt werden, dass tatsächlich die Art der Vernetzung für die hohe Leitfähigkeit entscheidend ist und nicht einfach der prozentuale Gehalt der gut leitenden Komponente, da durch Verpressen des Pulvers die hohe Leitfähigkeit nicht wieder hergestellt werden kann (JÖDICKE, 1990).

Je weiter der Inkohlungsprozess fortschreitet, desto mehr verringert sich der Abstand zwischen den Aromatlamellen bis hin zum (0001)-Netzebenenabstand der kristallinen Graphitstruktur. Dabei ist eine starke optische Anisotropie zu beobachten (KRÜGER,

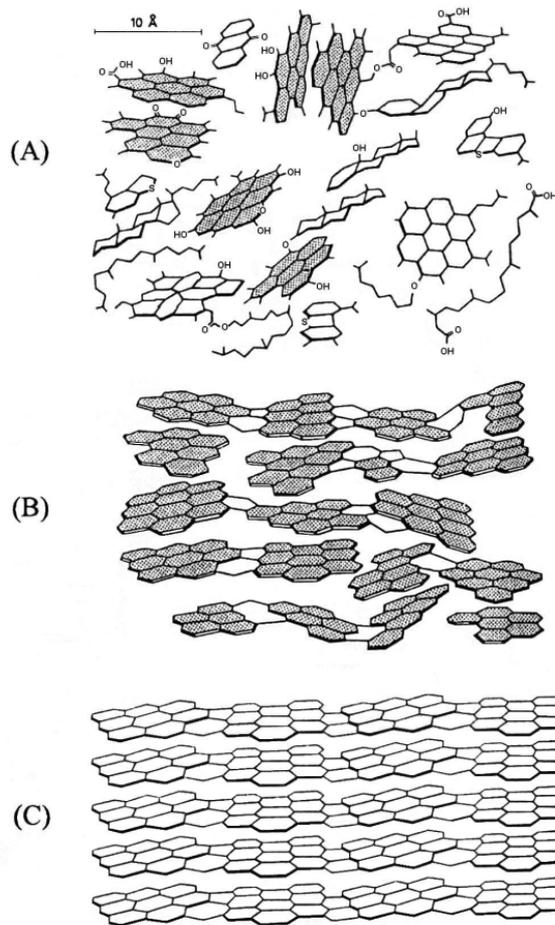


Abbildung 8.2: Schema der Strukturentwicklung von organischem Material während des Inkohlungsprozesses (aus RAAB ET AL., 1998). (A) Stadium zu Beginn der Ölbildung, (B) Anthrazit-Stadium mit ausgeprägter optischer Anisotropie (zusammenhängende Aromatlamellen sind grau gerastert) und (C) Semigraphit/Graphit-Stadium.

1988). Diese Anisotropie kann mittels des Reflexionsvermögens des Vitrinites gemessen werden, um den Reifegrad des inkohlten Schwarzschiefers festzustellen. Bestimmt werden dafür das mittlere Reflexionsvermögens R_m mit unpolarisiertem Licht einer festgelegten Wellenlänge sowie die Werte des maximalen (R_{max}) und minimalen Reflexionsvermögens (R_{min}) unter polarisiertem Licht.

Ab dem Metaanthrazit-Stadium entsteht bereits eine quasi-metallische elektrische Leitfähigkeit des Gesamtgesteins. Im Gegensatz zum kontinuierlichen Prozess der Inkohlung stellt sich nach bisheriger Kenntniss die hohe, graphitähnliche Leitfähigkeit sprunghaft ein. Sie ist wie die Inkohlung irreversibel (RAAB ET AL., 1998).

Neben der bisher betrachteten hoch inkohlten organischen Substanz, die für die hohe Leitfähigkeit von Schwarzschiefern verantwortlich sein kann, dürfen grundsätzlich auch andere Ursachen nicht außer Acht gelassen werden. Insbesondere liegt es nahe, den Beitrag von Sulfiden zur Leitfähigkeit genauer zu betrachten, da diese nach Graphit zu den leitfähigsten Mineralen gehören und in Schwarzschiefern regelmäßig in großen Anteilen bis hin zu Lagerstättenformat enthalten sind. Dabei scheint der am häufigsten vertretene Pyrit (siehe oben) der für eine Leitfähigkeitserhöhung am wenigsten geeignete Kandidat zu sein, da er bevorzugt idiomorphe und isometrische Minerale ausbildet (RAMDOHR, 1975). Sein Anteil muss deshalb in einer ansonsten hochohmigen Matrix nach PARKHOMENKO (1967) wenigstens 60 % betragen, um eine ausgeprägte Erhöhung der Gesamtleitfähigkeit zu erreichen. Dies bedeutet, dass sich die Erzkörper praktisch gegenseitig berühren müssen.

Im Experiment konnten RAAB ET AL. (1998) nachweisen, dass der in den hoch inkohlten Schwarzschiefern der Bohrung Münsterland 1 vorhandene Pyrit unter den Druck- und Temperaturbedingungen der mittleren Kruste (300 °C bis 350 °C, 200 MPa bis 250 MPa) beginnt, sich unter Längenwachstum in der Schichtebene in Pyrrhotit umzuwandeln (siehe Abbildung 8.3). Dabei konnte ein Leitfähigkeitsanstieg von drei Größenordnungen gemessen werden. Extrem mit vier Größenordnungen war der Leitfähigkeitsanstieg, als ausreichend Kupfer zur Verfügung stand, da sich hier der Pyrit vollständig zu Bornit umgebildet hatte. Pyrrhotit und Bornit sind bessere elektrische Leiter als Pyrit (LANDOLT-BÖRNSTEIN, 1982; TELFORD ET AL., 1990) (siehe auch Tabelle 8.1). Sie bilden dendritische Formen aus, was zu einer verbesserten Vernetzung führen kann. Dabei scheint zur Leitfähigkeitserhöhung nur ein relativ geringer Volumenanteil an neu gebildetem Material erforderlich zu sein.

Mineral	chem. Formel	Widerstandsbereich in Ωm	Durchschnittswert
Pyrit	FeS_2	$2.9 \times 10^{-5} \dots 1.5$	3.0×10^{-1}
Pyrrhotit	Fe_nS_m	$6.5 \times 10^{-6} \dots 5.0 \times 10^{-2}$	1.0×10^{-4}
Bornit	Cu_5FeS_4	$2.5 \times 10^{-5} \dots 0.5$	3.0×10^{-3}

Tabelle 8.1: Chemische Formel, Wertebereich und Durchschnittswert des spezifischen elektrischen Widerstandes von Pyrit, Pyrrhotit und Bornit (nach TELFORD ET AL., 1990).

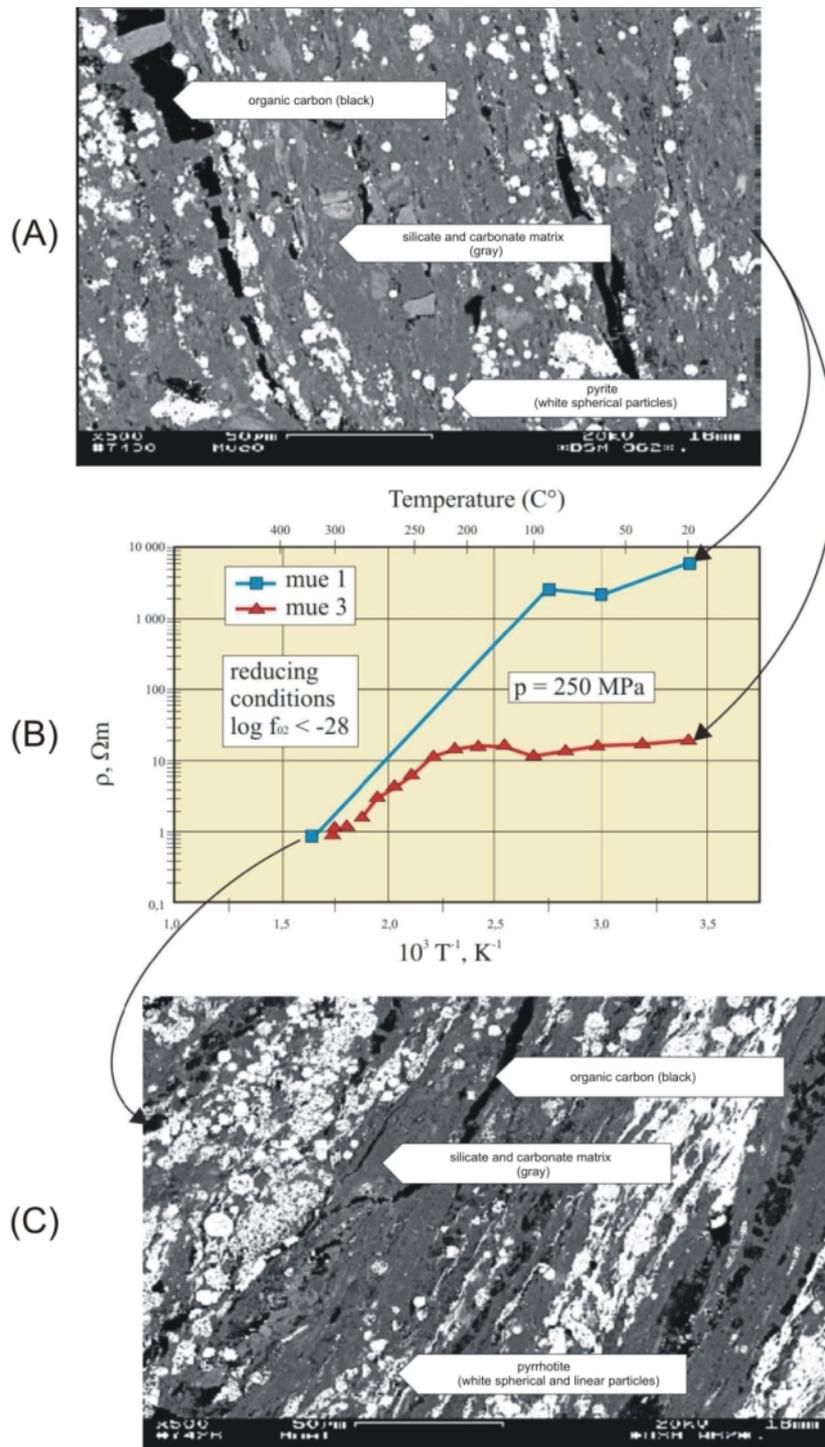


Abbildung 8.3: Bedeutung von Kohlenstoff und Sulfiden für die elektrische Leitfähigkeit von Schwarzschiefer (Bohrung Münsterland 1). (A) Rasterelektronenmikroskop (REM)-Aufnahme des Schwarzschiefers vor Druck- und Temperatureinwirkung, (B) Temperatur-Widerstands-Diagramm zweier Schwarzschiefer und (C) REM-Aufnahme des Schwarzschiefers nach Druck- und Temperatureinwirkung (nach RAAB ET AL., 1998).

Diese Umwandlung von Pyrit zu Pyrrhotit ist auch aus Beispielen der Geologie gut bekannt, da sie in auffälliger Weise mit der Entstehung starker magnetischer Anomalien einhergeht. Als Beispiele seien hier die magnetische Anomalie von Paustenbach (Hohes Venn) im Bereich der metamorphen Zone von Lammersdorf (HACK ET AL., 1985; FRANKEN ET AL., 1985) und die magnetische Anomalie von Soest-Erwitte im Bereich der metamorphen Schichten des Lippstädter Gewölbes (BOSUM & KIND, 1972; CLAUSEN ET AL., 1982; PUCHER & FROMM, 1982) genannt. In beiden Fällen werden für die Mineralneubildung in Übereinstimmung mit dem experimentellen Befund von RAAB ET AL. (1998) Temperaturen über 300 °C angenommen. Damit scheidet das bevorzugte Wachstum von Pyrrhotit als zusätzliche Deutungsmöglichkeit für die guten Leiter in Norddeutschland weitgehend aus, da diese Temperaturen im Tiefenbereich des nordwestdeutschen guten Leiters angesichts der durchweg sehr niedrigen Inkohlungswerte an der Karbon-Oberfläche (KOCH ET AL., 1997) vermutlich nur in Ausnahmefällen erreicht wurden.

Eine starke Anreicherung von C_{org} im Sediment setzt nicht nur eine hohe Produktionsrate, sondern auch ein reduzierendes Milieu zum Erhalt des eingebetteten organischen Materials voraus. Beide Voraussetzungen sind z.B. in großen Inlandseen oder abgeschlossenen Meeresbecken und epikontinentalen Meeren, insbesondere in Randbereichen alter Schilde, erfüllt (JÖDICKE, 1990). Diese Möglichkeiten zur Entstehung von Schwarzschiefern lassen den Schluss zu, dass Schwarzschieferorkommen mit lokaler bis regionaler Verbreitung überwiegend eigenständige Beckenentwicklungen widerspiegeln. Das nicht selten zu beobachtende überregionale bis kontinentweite, gelegentlich sogar weltweite Auftreten gibt dagegen Hinweise auf Ereignisse globalen Ausmaßes wie z.B. eustatische Meeresspiegelschwankungen. Solche dann weitgehend isochronen Horizonte eignen sich wegen ihrer häufig geringen Mächtigkeit in besonderer Weise zur stratigraphischen Gliederung. Schwarzschieferbildungen stellen deshalb ein sehr spezifisches Hilfsmittel bei paläogeographischen Rekonstruktionsversuchen dar, wie im folgenden Kapitel gezeigt wird.

9 Interpretation der Ergebnisse

Die Kenntnisse über den stratigraphischen Aufbau, die lithologisch-fazielle und tektonisch-strukturelle Entwicklung des tieferen Untergrundes des Norddeutschen Beckens sind im Zuge der Erdöl-/Erdgas-Erkundungstätigkeit in den letzten 20 bis 25 Jahren beträchtlich erweitert worden. Es bestehen jedoch in Abhängigkeit von der Mächtigkeit des überlagernden jungpaläozoisch-mesozoischen Deckgebirges regional bedeutende Unterschiede. Während in den Randbereichen des Beckens zahlreiche Bohrungen das Präperm erschlossen haben, liegen in den zentralen Räumen, in denen Versenkungstiefen von über 7000 m bis 8000 m erreicht werden, bisher noch keine oder zumindest ungenügende, nur auf Teilabschnitte des Oberkarbons beschränkte Informationen vor.

In der Bohrung Münsterland 1 mit ihrer Endteufe von 5956 m wurde allerdings das Devon erreicht. Bei der Untersuchung des Unterkarbonprofils dieser Bohrung dokumentierte WOLBURG (1963), dass in einer Tiefe, in der normalerweise hochohmige Gesteine erwartet werden, hochleitfähige bitumen- und pyritreiche Schwarzschiefer der Kulm-Fazies angetroffen wurden. Nach detaillierten Untersuchungen an unterkarbonischem Kernmaterial der Bohrung Münsterland 1 konnte erstmals gezeigt werden, dass die hohe Leitfähigkeit der Schwarzschiefer im Wesentlichen auf den graphitähnlichen Eigenschaften der hochinkohlten organischen Substanz beruht (JÖDICKE, 1984; DUBA ET AL., 1988; JÖDICKE, 1990) (siehe Kapitel 8). Angesichts dieser ungewöhnlichen physikalischen Eigenschaft tiefliegender Schwarzschiefer bietet es sich an, leitfähigkeitssensitive Tiefensondierungsverfahren zur Abgrenzung der Kulm- und Kohlenkalk-Faziesbereiche des Unterkarbons einzusetzen, da die Kohlenkalk-Fazies, insbesondere in größerer Tiefe, im Vergleich zur Kulm-Fazies des Stillwasserbereichs als schlecht leitend angenommen werden kann.

Im Folgenden werden die zweidimensionalen Magnetotellurik-Modelle mit geologischen Schnitten zusammengebracht, um die leitfähigen Horizonte in die Stratigraphie des Untergrundes einordnen zu können. Zu Beginn wird der Vollständigkeit halber das

Modell des Profils I von HOREJSCHI (2002) gezeigt, welches entlang der Grenze zu den Niederlanden verläuft und damit das westlichste aller gemessenen Profile darstellt.

Profil I

Das Profil I ist das längste von drei Profilen, die entlang der Ems verlaufen. Unter Einbeziehung geologischer und geochemischer Daten wurde mit Hilfe des MT-Modells von HOREJSCHI (2002) der stratigraphische Aufbau des Untergrundes bestimmt. Die Ergebnisse stellen sich wie folgt dar:

Das zweidimensionale Magnetotellurik-Modell für das Profil I besteht aus zwei elektrisch guten Leitern (siehe Abbildung 9.1). Der erste Leiter reicht von der Oberfläche bis zu einer Tiefe von maximal 3 000 m. Getrennt durch eine hochohmige Schicht taucht der zweite leitfähige Horizont von etwa 5 000 m bis 6 000 m Tiefe im südlichen Profilschnitt flexurartig auf ein Teufenintervall von ca. 7 000 m bis 9 000 m im nördlichen Abschnitt ab.

Die Integration dieser Widerstands-Tiefen-Verteilung in einen geologischen Schnitt (siehe Abbildung 9.1), der nach Ergebnissen des Geotektonischen Atlas der BGR (BALDSCHUHN ET AL., 1996) und des Tiefengas-Projektes der BGR (GERLING ET AL., 1999) erarbeitet wurde, macht deutlich, mit welchen stratigraphischen Schichten die zwei guten Leiter aus der MT korreliert werden können. Es ist allerdings zu beachten, dass der geologische Schnitt und die Magnetotellurik-Punkte nicht immer auf einer Linie liegen, so dass in Salzstrukturen auftretende gut leitende Schichten nicht dem eigentlichen hochohmigen Salzkörper entsprechen. Außerdem sind in den berechneten Schichten eines Modells aufgrund des Äquivalenzprinzips die individuelle Leitfähigkeit sowie die Mächtigkeit eines Leiters zusammen als integrierte Leitfähigkeit dargestellt.

Die oberflächennahe, elektrisch leitfähige Schicht entspricht nach Abbildung 9.1 den käno- und mesozoischen Sedimenten des Deckgebirges. Diese jungen Sedimente sind wenig verfestigt und weisen vielfach einen hohen Tonanteil auf. Zusätzlich leistet der Salzgehalt der Porenwässer in Sedimentbecken mit Werten > 300 g/l (z. T. übersättigt) einen erheblichen Beitrag zur elektrolytischen Leitfähigkeit (JÖDICKE, 1992).

Im Vergleich zu den Werten der Tiefbohrung Münsterland 1, deren Deckschicht der Oberkreide zugeordnet wird, sind die Widerstandswerte deutlich niedriger (vgl. Abbildung 8.1). Diese niedrigen Werte für die Deckschicht in Norddeutschland sind seit langem bekannt (LOSECKE ET AL., 1979), jedoch fehlt ein systematischer Vergleich

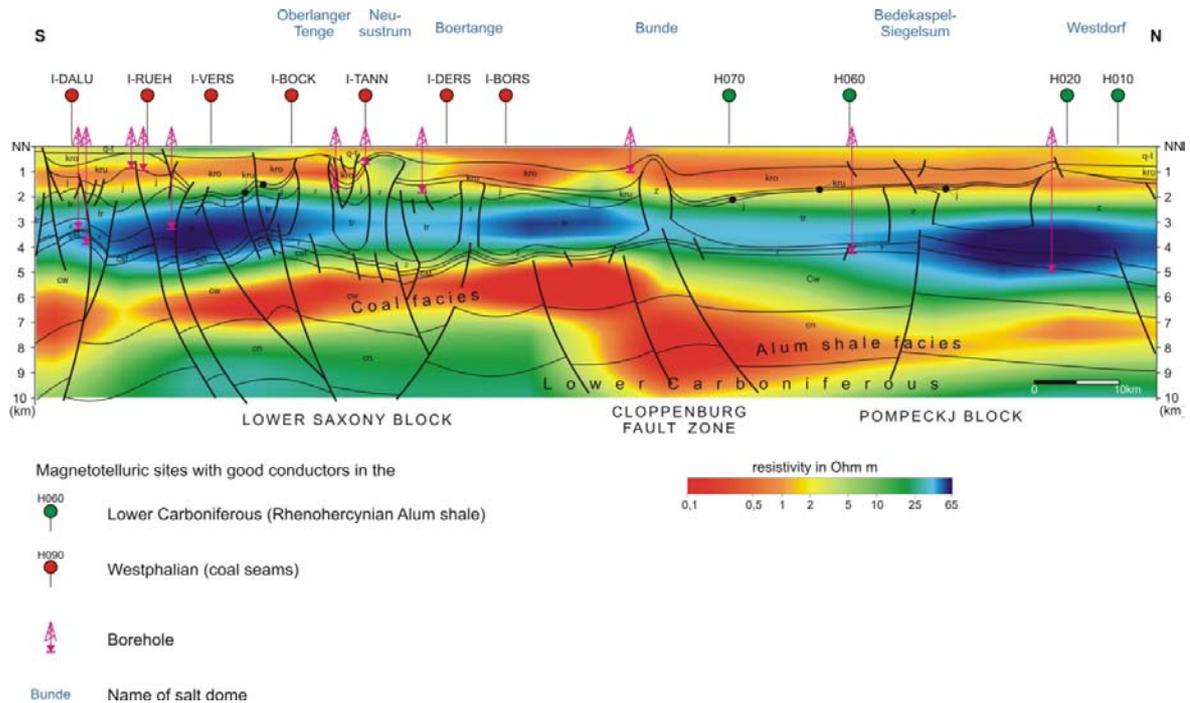


Abbildung 9.1: Integration des 2D-Widerstands-Tiefen-Modells des Profils I in einen geologisch-geophysikalischen Schnitt (umgezeichnet und ergänzt nach BALDSCHUHN ET AL., 1996) (3fach überhöht).

zwischen Bohrlochdaten und den Daten aus der MT. Eine grobe Abschätzung liefert HOREJSCHI (2005a) mit einem zweidimensionalen Modell von sechs Stationen aus dem Münsterland. Dieses Profil, das in der unmittelbaren Nähe der Bohrung Münsterland 1 verläuft, weist eine geringmächtige Deckschicht mit Widerstandswerten bis zu $5 \Omega\text{m}$ auf. Damit entsprechen die berechneten Widerstandswerte denen des Laterologs der Bohrung.

Bei den folgenden Profilen wird die gute Leitfähigkeit der jeweiligen Schichten nahe der Erdoberfläche ebenfalls mit käno- und mesozoischen Sedimenten und deren elektrolytischem Leitfähigkeitsmechanismus erklärt, so dass diese Zuordnung künftig nicht weiter erwähnt wird.

Der tiefe gute Leiter liegt mit seinem südlichen Profilschnitt im Bereich der Niedersachsen-Scholle und ist nach dem geologischen Schnitt stratigraphisch in das Oberkarbon einzuordnen. Im nördlichen Teil des Profils befindet sich dieser Leiter im Bereich der Pompeckj-Scholle und wird dort stratigraphisch mit dem Unterkarbon korreliert. Der Wechsel der Tiefenlage des elektrischen Leiters tritt

an der Grenze zwischen Niedersachsen- und Pompeckj-Scholle auf (Näheres siehe HOREJSCHI, 2002). Diese Grenze wird von der überregional bedeutsamen, etwa WNW-ESE-streichenden Cloppenburg-Störungszone nachgezeichnet (HOFFMANN ET AL., 2005), die im Untersuchungsgebiet das Rheder Moor-Oythe-Lineament und das Goldenstedt-Blenhorst-Lineament (BALDSCHUHN ET AL., 1996; KOCKEL, 2002) umfasst.

Für den tieferen niederohmigen Leiter im Nordteil des Profils sind hochinkohlte unterkarbonische Schwarzschiefer als Ursache für die enorme Leitfähigkeit anzusehen. Anhand der Tiefenlage der 4.5 %-Grenze der Vitritreflexion (nach TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER, 1984) lässt sich abschätzen, dass das für die Entstehung hoher Leitfähigkeit kritische Metaanthrazit-Stadium auf der Pompeckj-Scholle im Unterkarbon mit den dort postulierten sulfidreichen Schwarzschiefern erreicht wurde.

Unterstützt wird die Annahme, dass es sich um unterkarbonische leitfähige Schwarzschiefer handelt, durch organo-geochemische Untersuchungen im Gasfördergebiet der Emsmündung (HOFFMANN ET AL., 2001). Die Analyse der Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse von Methan und Ethan gestattet Typ- und Maturitätsabschätzungen des gasgenerierenden Muttergesteins (siehe Abbildung 9.2). Falls beide Komponenten aus einem Muttergestein stammen, liegen die entsprechenden

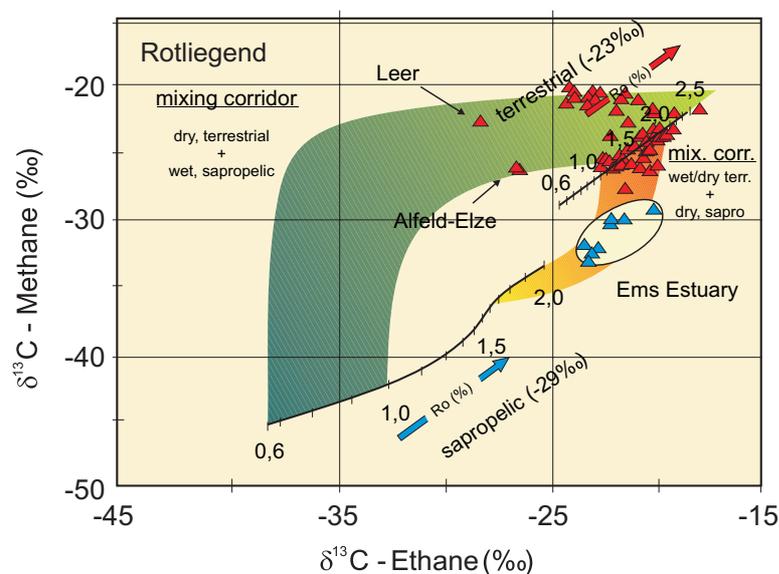


Abbildung 9.2: Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse der Erdgas-Komponenten Methan und Ethan (aus HOFFMANN ET AL., 2001).

Datenpaare auf einer Kennlinie (schwarze Linien). Bei Mischgasen aus zwei unterschiedlichen Muttergesteinen befinden sich die Datenpaare, in Abhängigkeit von den Eigenschaften der beteiligten Muttergesteine, dagegen in Mischungskorridoren (grüner bzw. gelb-roter Bereich). Für das Gebiet der Emsmündung ergab die Analyse der Methan- und Ethan-Werte der geförderten Gase eine Mischung aus Gasen kohligter Substanz (Kohlen des Westfals) und Gasen eines reifen sapropelitischen (marinen) Muttergesteins. Für das sapropelitische Muttergestein werden Rhenoharzynische Alaunschiefer von der Basis Namur in Betracht gezogen. Diese bedeutende Gaszusammensetzung wurde ebenso in vielen Gaslagerstätten der Niederlande und in der südlichen Nordsee angetroffen (GERLING ET AL., 1999; HOFFMANN ET AL., 2001), wo bisher keine MT-Daten verfügbar sind.

Im Süden des Profils wird die Lage des tiefen elektrisch guten Leiters mit dem Oberkarbon, speziell mit den Kohleflözen des Westfals, korreliert. Diese Interpretation basiert auf der Überlegung, dass durch die höheren Inkohlungswerte (1.7 % R_m bis 2.6 % R_m) an der Präperm-Oberfläche (KOCH ET AL., 1997) im Bereich der Niedersachsen-Scholle das Metaanthrazit-Stadium in geringerer Tiefe erreicht wird als im Bereich der Pompeckj-Scholle. Die Ursache für die Inkohlungsunterschiede liegt in der geologischen Entwicklung der beiden Schollen. Die Niedersachsen-Scholle erfuhr ab dem unteren Jura (Lias) eine starke Absenkung, die verbunden war mit weitgehend lückenlosen, in großen Mächtigkeiten und weiter Verbreitung auftretenden Sedimentsequenzen (siehe Kapitel 3). HOREJSCHI (2002) zeigte, dass die Tiefe der 4.5%igen Vitrinitreflexion mit dem Tiefenbereich der oberkarbonischen Kohleflöze zusammenfällt, und daher die Voraussetzung zur Entstehung hoher Leitfähigkeiten in diesen Kohleflözen gegeben ist. Ähnliches gilt für das Ibbenbürener Kohlerevier nahe dem Zentrum der Bramscher Inkohlungsanomalie. Dort werden bei Inkohlungswerten an der Erdoberfläche von 1.8 % R_m aus etwa 1500 m Tiefe Anthrazitkohlen aus dem Westfal bereits nahe der Grenze zum Metaanthrazit gefördert. Metaanthrazitische Kohlen sind wie C_{org} -reiche Schwarzschiefer gleicher Inkohlungsstufe hochleitfähig (z. B. POPE & GREGG, 1961). Im Gegensatz dazu sind die Kohleflöze im Nordteil des MT-Profiles wegen zu geringer Inkohlung in Hinsicht auf ihre elektrische Leitfähigkeit nicht auffällig (SCHMITZ, 1984).

Die zu erwartende Fortsetzung des leitfähigen Schwarzschieferhorizonts von Norden nach Süden unter die hochleitenden Kohleflöze ist vermutlich wegen der abschirmenden Wirkung guter Leiter zur Tiefe hin nicht aufzulösen. Eine weitere Möglichkeit

könnte die Zerstörung der submikroskopischen metaanthrazitischen Häutchen (siehe Kapitel 8) als Folge metamorpher Prozesse sein (HOFFMANN ET AL., 2005). Nach verschiedenen Abschätzungen (TEICHMÜLLER, 1987; BRINK, 2002) wären entsprechende Schwarzschiefer während der Inversion der Niedersachsen-Scholle Paläotemperaturen von vermutlich 400 °C oder höher ausgesetzt gewesen. Bei diesen Temperaturen ist eine zunehmende Bildung echter Graphitkristalle durch Sammelkristallisation und Kornvergrößerung unter Zerstörung der Aromatlamellen und damit auch der hohen Leitfähigkeit zu erwarten (YARDLEY & VALLEY, 1997). Aufgrund regionalgeologischer Vergleiche hinsichtlich der lithofaziellen und tektonisch-strukturellen Entwicklung des Untersuchungsgebietes sprechen jedoch einige Überlegungen dafür, dass unterkarbonische Schwarzschiefer im Bereich der Niedersachsen-Scholle nicht zur Ablagerung kamen.

Profil G

Zur geologischen Interpretation des vorgestellten zweidimensionalen Modells für das Profil G wird dieses ebenfalls mit einem tektonisch-strukturellen Schnitt der Geologie (nach BALDSCHUHN ET AL., 1996) überlagert (siehe Abbildung 9.3 unten). Dieser Schnitt basiert auf einem relativ dichten seismischen Profilnetz, welches die stratigraphischen Horizonte bis zur Zechsteinbasis gut auflösen konnte. Angaben zum präsalinaren Strukturbau sind aufgrund des Fehlens stratigraphisch korrelierbarer Reflexionen bisher sehr problematisch. Außerdem fehlen Bohrungen im zentralen Grabenbereich, die die Zechsteinbasis durchteuft haben. Sie liegen entweder am nördlichen Ende (Schleswig Z 1) oder bereits außerhalb der Grabenstruktur (Flensburg Z 1).

In einer Tiefe von ungefähr 8.5 km bis 11 km tritt im magnetotellurischen Modell, neben dem oberflächennahen Leiter, ein zweiter leitfähiger Horizont auf, der auf den Grabenschultern des Glückstadt-Grabens nicht mehr vorhanden ist (gelbe Punkte in Abbildung 9.3 oben). Dieser Horizont kann besonders im zentralen Grabenbereich auffallend gut mit in dieser Tiefe auftretenden seismischen Reflexionen (BRINK ET AL., 1992; BACHMANN & GROSSE, 1989) korreliert werden, so dass eine gemeinsame Ursache zu vermuten ist. Wie im nördlichen Teil des Profils I wird das Auftreten eines tiefen guten Leiters bei diesem Profil ebenfalls auf höher inkohlte bitumen- und pyritreiche Schwarzschiefer zurückgeführt. Trifft diese Annahme zu, so ist der Glückstadt-Graben älter als Rotliegend. Genauer gesagt ist er bereits

im Unterkarbon als bedeutende Senkungsstruktur, in seiner Konturierung etwa vergleichbar mit dem triassischen Graben, vorhanden gewesen. Ältere Vorstellungen zur Paläogeographie des Unterkarbons (FRANKE, 1990; ZIEGLER, 1990; GERLING ET AL., 1999), nach denen das Gebiet des Grabens von der unterkarbonischen Karbonatplattform eingenommen wird (siehe Kapitel 3), sind daher zu revidieren. Die tektonischen Verhältnisse wären somit mit denen in Zentralengland vergleichbar, wo mächtige Schwarzschiefer-Sequenzen (bis ca. 1000 m) in Halbgräben innerhalb der Karbonatplattform anstehend bzw. durch Bohraufschlüsse nachgewiesen wurden (HOFFMANN ET AL., 2005).

Abbildung 9.3 oben zeigt eine Karte des Glückstadt-Graben-Gebietes mit den einzelnen MT-Stationen des Profils G. Dabei stellen die grünen Punkte diejenigen Stationen dar, an denen im 2D-Modell ein tiefer Leiter modelliert wurde, der stratigraphisch unterkarbonischen Schwarzschiefern zugeordnet wird. An den gelb markierten Messpunkten fehlt dieser elektrisch leitfähige Horizont. Somit wurde mittels der MT der Glückstadt-Graben strukturgeologisch im Unterkarbon auf den rot gestrichelten Bereich festgelegt, an dem sich die Salzmauern des Rotliegenden und Zechsteins (blaue Bereiche) orientieren.

Die in der Längserstreckung des Grabens vermessenen Magnetotellurik-Stationen (Profil N), die im Rahmen des Projektes aufgrund der Dimensionalitätsabschätzung des Untergrundes sowie des Verlaufs mit dem Graben nur bis zu den eindimensionalen Modellen ausgewertet wurden (siehe Kapitel 5.2), zeigen, dass gut leitende tiefere Schichten erstmalig südlich der Bohrung Schleswig Z1 auftreten und sich in südlicher Richtung bis zum Auslaufen der Struktur im Raum Bremen verfolgen lassen. Hier ist der gute Leiter bereits Bestandteil der in Nordwestdeutschland auftretenden unterkarbonischen Schwarzschiefer.

In der Tiefbohrung Schleswig Z1 selber, die am nördlichen Ende des Grabens liegt, wurde im Tiefenbereich des Unterkarbons tonige (Visé), sandige als auch karbonatische Fazies (Tournai) aufgeschlossen. Das Fehlen des guten Leiters weist dementsprechend darauf hin, dass es sich um den Übergangsbereich zwischen dem Gebiet mit Schwarzschiefern in größerer Tiefe und dem Gebiet ohne diesen guten Leiter handelt.

Profil L

Das kombinierte geologisch-magnetotellurische Modell in Abbildung 9.4 zeigt einen geteilten tiefliegenden guten Leiter. Im südwestlichen Abschnitt liegt er in einer mittleren Tiefe von 5000 m und wird mit den Kohleflözen des Oberkarbons, vorwiegend des Westfals, korreliert. Im nordöstlichen Bereich entspricht der leitfähige Horizont, der hier in einer mittleren Tiefe von 9000 m verläuft, stratigraphisch den unterkarbonischen Schwarzschiefern (Rhenohercynische Alaunschiefer). Dazwischen befindet sich das Steinhuder Meer-Lineament, das durch mehrere Salzstrukturen (Diapir von Husum, Salzkissen im gesamten Bereich des Lineamentes) gekennzeichnet ist. In diesem Bereich tritt kein elektrischer Leiter in größerer Tiefe auf.

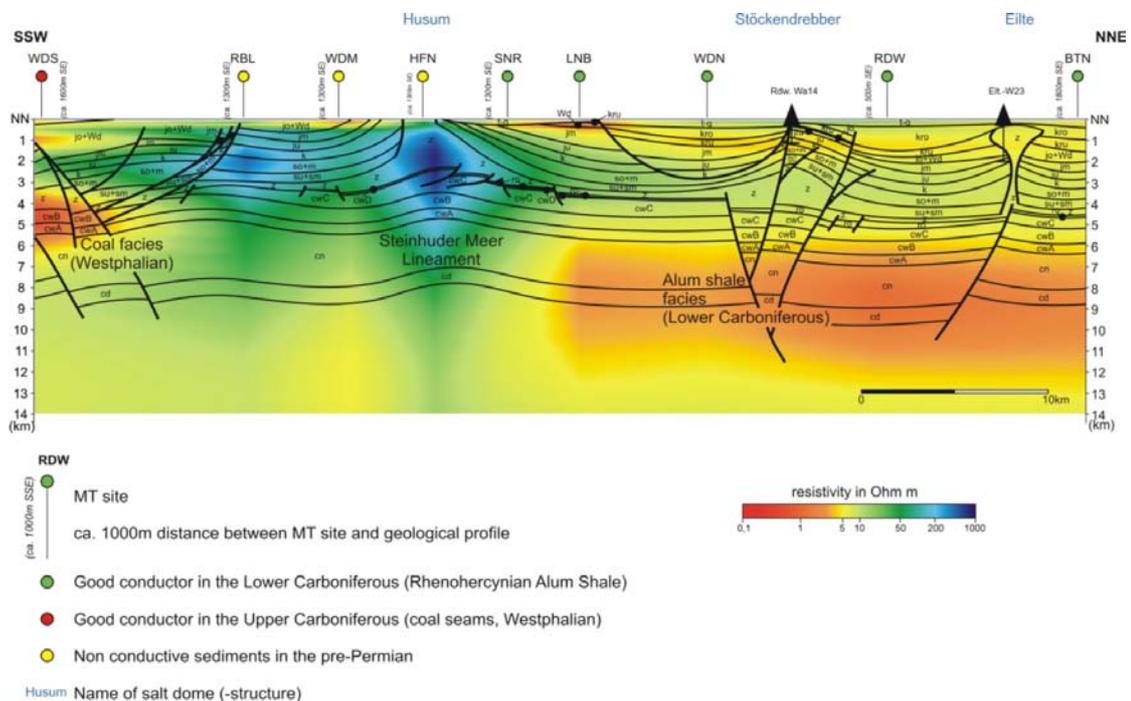


Abbildung 9.4: 2D-Widerstands-Tiefen-Modell des Profils L (2.4fach überhöht) im Bereich des Steinhuder Meer-Lineamentes.

Mit der Annahme, dass die eben vorgestellte stratigraphische Einordnung der tieferen leitfähigen Schichten zutrifft, ergeben sich auffallende Parallelen zu den MT-Profilen I und M (siehe WIESKER, 2003). Beide Profile zeigen zwei verschiedene tiefe gute Leiter, die hochleitfähigen Kohlen des Westfals und die Rhenohercynischen Alaunschiefer. Anhand dieser Zuordnung der beiden Leiter zu unterschiedlichen Horizonten würde der südwestliche Abschnitt des Profils L mit dem guten Leiter im Westfal

zur Niedersachsen-Scholle und der nordöstliche Teil mit dem vermuteten Vorkommen von unterkarbonischen Schwarzschiefern zur Pompeckj-Scholle gehören. Beide Bereiche werden von dem im Präperm bereits aktiven Steinhuder Meer-Lineament getrennt. Eine weitere Schlussfolgerung betrifft die Ausdehnung der Niedersachsen-Scholle nach Osten. Ist die Interpretation richtig, so endet die Niedersachsen-Scholle im Osten bereits mit diesem auch paläotektonisch bedeutsamen Lineament. Nach BALDSCHUHN ET AL. (1996) erstreckt sich die Scholle allerdings weiter nach Osten, d.h. über Hannover und Braunschweig hinaus, vermutlich bis zum meridional streichenden Gifhorn-Störungssystem.

Aufgrund dieser neuen Modellvorstellungen hinsichtlich der Verbreitung potentieller präpermischer Muttergesteine sowie der Genese und Akkumulation von Kohlenwasserstoffen lässt sich vermuten, dass in den Erdgas-Lagerstätten Husum und Schneeren, die unmittelbar nordöstlich des Steinhuder Meer-Lineamentes liegen, analog zu den Lagerstätten in der Emsmündung Mischgase auftreten können. Diese Mischgase könnten aus kohlebürtigem Gas und Beimischungen aus höher inkohltem Gas, das aus den postulierten Schwarzschiefern generiert wurde, bestehen.

Profil N - Abschnitt Bramsche

Der Abschnitt Bramsche des Profils N liegt im Bereich des Bramscher Massivs, welches zu den markantesten Potentialfeld-Anomalien im Norddeutschen Becken gehört. Analog zum Pritzwalk-Massiv (HOFFMANN & STIEWE, 1994) tritt hier ebenfalls eine weitgehende Koinzidenz in der räumlichen Lage zwischen den Maxima der gravimetrischen und magnetischen Anomalie auf (siehe Abbildung 9.5). Während die gravimetrische Hochlage (positive mGal-Werte) über den gesamten Bereich des Niedersächsischen Beckens bis zur niederländischen Grenze verbreitet ist (PLAUMANN, 1983), zeigt die magnetische Anomalie ein anderes Erscheinungsbild. Danach gibt es im Bereich des Niedersächsischen Beckens flächenmäßig zwei wesentlich kleinere magnetische Maxima (positive nT-Werte) (WONIK & HAHN, 1989), die dominierende NW-SE-streichende, den südlichen und südöstlichen Teil einnehmende Bramsche-Anomalie (Bramscher Massiv) und, von diesem getrennt, die etwa N-S-orientierte Anomalie im Bereich der Emsenke (Nordhorn-Massiv). Die beiden Anomalien im Bereich des Bramscher Massivs werden auf einen Intrusivkörper zurückgeführt (siehe Kapitel 3), der in einen Tiefenbereich von etwa 5 000 m bis 8 000 m vorgedrungen ist

und nicht nur zur Aufheizung der hangenden Schichtfolgen und Hochdiagenese des Nebengesteins, sondern auch zu Vererzungen führte. So tritt flözführendes Oberkarbon (Westfal D) am Schafberg bei Ibbenbüren, am Piesberg und am Hüggel (beide in der Nähe von Osnabrück) zutage, wobei die Kohle am Piesberg am höchsten inkohlt ist (Anthrazit-Stadium). Am Schafberg und Hüggel erreichen die oberflächennahen Flöze dagegen nur das Fett- und Esskohlen-Stadium, so dass eine Abnahme der Inkohlung von Nord nach Süd zu verzeichnen ist (TEICHMÜLLER ET AL., 1984). Mit der Tiefe nimmt die Inkohlung recht schnell zu. Im Westfal C liegen auch am Schafberg und Hüggel Anthrazite schon in abbauwürdiger Tiefe vor.

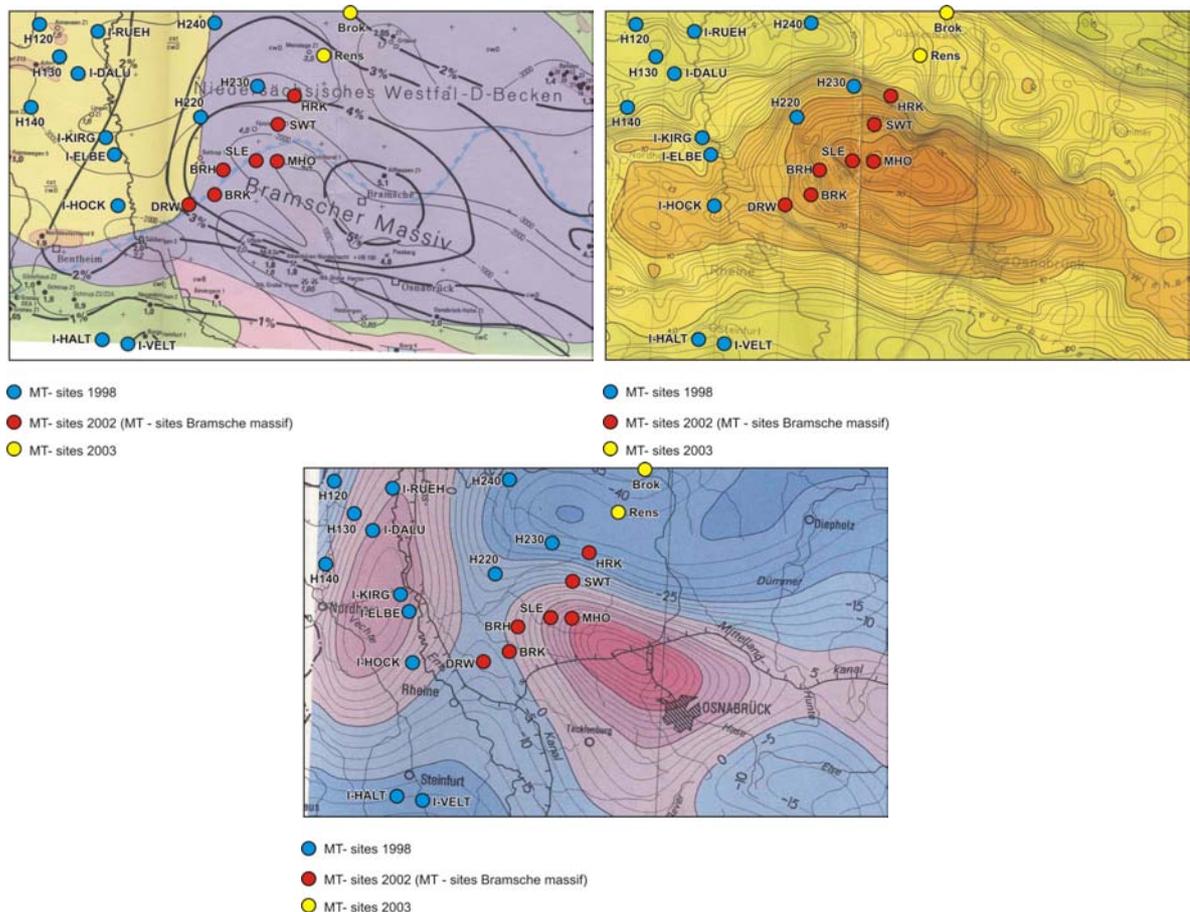


Abbildung 9.5: Inkohlungs- (nach TEICHMÜLLER ET AL., 1984), gravimetrische (nach PLAUMANN, 1983) und magnetische Anomalie von Bramsche (nach WONIK & HAHN, 1989) mit Lage der MT-Stationen des Abschnitts Bramsche (rot).

In Abbildung 9.6 wird nochmals das magnetotellurische 2D-Modell für den Abschnitt Bramsche des Profils N gezeigt. Da kein geologischer Schnitt für dieses Gebiet vorlag, wurde nur die Fazies für den tiefen Leiter eingetragen. Dieser elektrische, im nördlichen Teil des Profils in einer Tiefe von 5 500 m bis 7 500 m gelegene Leiter wird, analog zum südlichen Abschnitt des Profils I, mit hochinkohlten (Anthrazit) Steinkohlen aus dem Westfal korreliert. Des Weiteren wird der Bereich ebenfalls der Niedersachsen-Scholle zugeordnet. Problematischer ist dagegen die Interpretation des südwestlichen Abschnittes. Das Fehlen des gut leitenden Horizontes in der Tiefe von etwa 6 000 m könnte ein Hinweis dafür sein, dass die Kohleflöze nicht anthrazitisiert und damit nicht leitend sind. Erwartet wurde dagegen unterhalb der gut leitenden Schicht ein Bereich in Tiefen größer 10 km, der sehr gering leitend ist ($200 \Omega\text{m}$ bis $1\,000 \Omega\text{m}$) und entsprechend des in Kapitel 3 vorgestellten Intrusionsmodells als hochohmiger Intrusivkörper gedeutet werden könnte. Stattdessen zeigt das Modell einen Bereich mit spezifischen Widerständen um 7Ω .

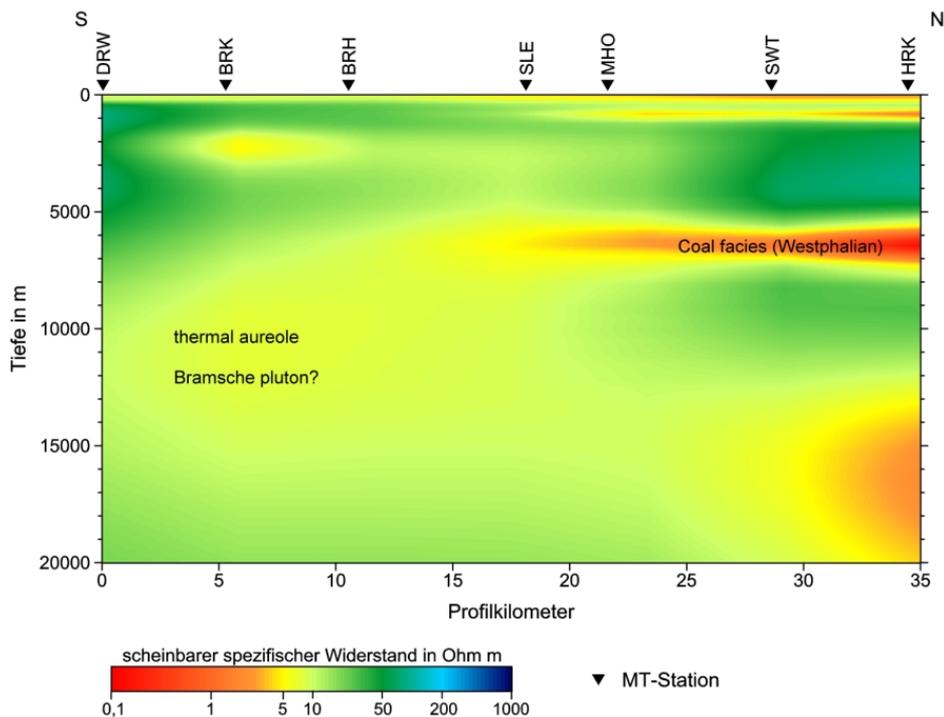


Abbildung 9.6: 2D-Widerstands-Tiefen-Modell des Abschnitts Bramsche (Profil N).

Eine andere Modellvorstellung zur Bildung der Bramscher Anomalie zeigt BRINK (2002) auf. Nach einer Analyse der thermischen Entwicklung des Niedersächsischen Beckens deutet der Inkohlungsverlauf in den Bohrungen eher auf eine intensive Absenkung von mehreren tausend Metern mit anschließender Inversion hin als auf die Aufheizung durch einen Intrusivkörper. Eine Analyse der seismischen Geschwindigkeiten an in Bohrungen angetroffenem Karbon erbrachte für das Zentrum des Beckens eine Hebungsrate von ca. 6 000 m. Des Weiteren lassen die Ergebnisse der Refraktionsseismik von maximal 6.2 km/s eher einen Vergleich mit Karbonaten ($v_p = 5 - 7$ km/s) als mit gabbroiden Gesteinen ($v_p = 6.7 - 7.3$ km/s) zu (BROCKAMP, 1967). Zusätzliche Unterstützung erhält diese neue Modellvorstellung zur Genese des Bramscher Massivs und zur Maturitätsentwicklung von BALDSCHUHN & KOCKEL (1999), die für das Niedersächsische Becken nach Rekonstruktion von Schichtmächtigkeiten auf eine Hebungsrate von etwa 8 000 m für den zentralen Bereich der Bramscher Anomalie gekommen sind. Nach PETMECKY ET AL. (1999) sprechen die gemessenen Vitritwerte an Bohrungen im Einflussbereich der Anomalie ebenfalls eher für eine tiefe Versenkung mit nachfolgender Hebung von mehr als 3 000 m als für eine Wärme- einwirkung durch einen Intrusivkörper. Untersuchungen der Temperaturgeschichte für das Niedersächsische Becken ergeben nach SENGLAUB ET AL. (2006) kumulative Mächtigkeiten für die erodierten Sedimente von 1 275 m am Nordrand bis 7 266 m am Piesberg. Die durchschnittliche Erosionsrate lag zwischen 0.53 mm/a im Zentrum des Beckens und 0.091 mm/a am nördlichen Rand.

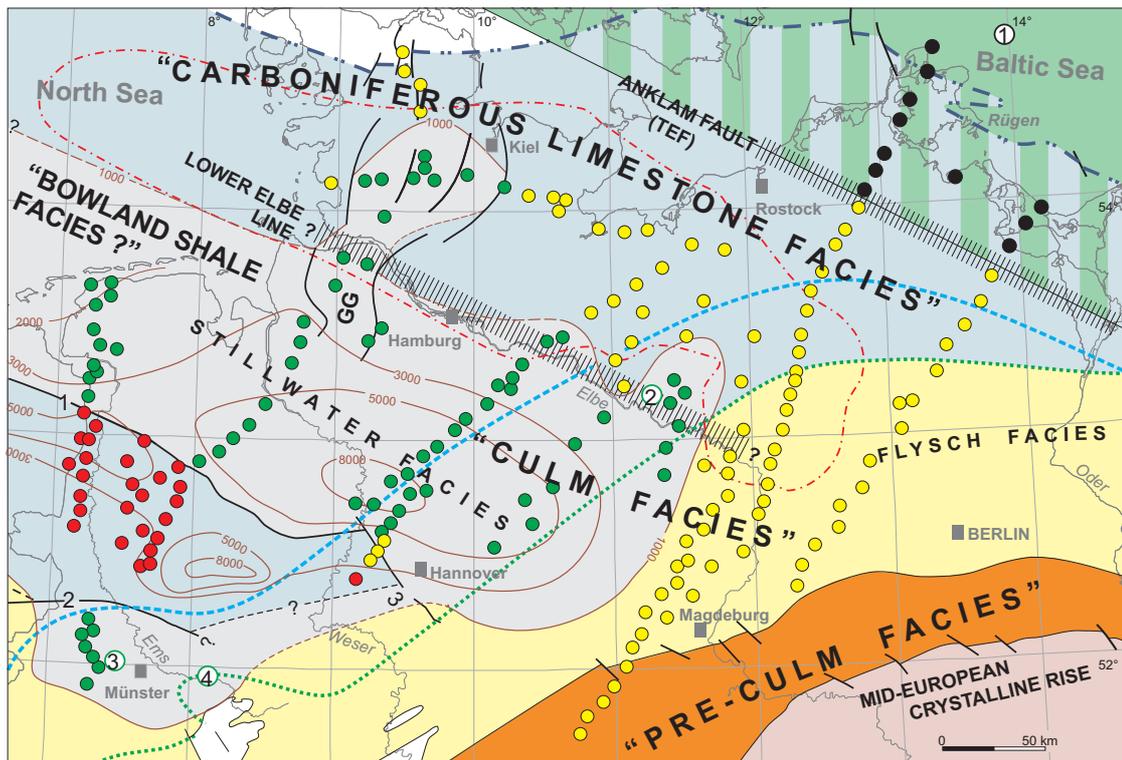
Eine Erklärung für die markante Anomalie gibt dieses Inversionsmodell, d. h. intensive Absenkung mit anschließender Hebung, nicht. Auch das berechnete Magnetotellurik-Modell kann zur Klärung nicht beitragen, da der erwartete hochohmige Körper nicht modelliert wurde. Die Ursache dafür könnte in der Lage des MT-Profiles außerhalb des verursachenden Intrusivkörpers liegen, so dass sowohl die tiefe Versenkung als auch die Intrusion eines Tiefenkörpers als gemeinsame Ursache für diese auch überregional bedeutsame Potentialfeldanomalie anzusehen sind.

Paläogeographische Entwicklung des Unterkarbons

Im Folgenden wird die paläogeographische Entwicklung des Unterkarbons anhand der aus den Magnetotellurik-Modellen gewonnenen Informationen, die in der Karte in Abbildung 9.7 zusammengetragen sind, aufgezeigt. Dabei bilden die verschiedenfarbigen Punkte (schwarz, grün, rot) ein Schema zur Darstellung der gut leitenden Horizonte des Präperms an den einzelnen Messstationen. Die gelben Punkte markieren Stationen, an denen kein guter elektrischer Leiter in größerer Tiefe gefunden wurde. Eine flächendeckendere Ansicht stellen die integrierten Leitfähigkeiten für das Präperm des Nordwestdeutschen Beckens, basierend auf rotationsinvarianten 1D-Modellen von LOSECKE ET AL. (1979), JÖDICKE (1990), HOFFMANN ET AL. (1998), HOREJSCHI (2002) und WIESKER (2003) für den westlichen Teil und von HERMANS (1998), KREUTZMANN (1998) und modifiziert von HOFFMANN ET AL. (1998) für den östlichen Teil, dar. Diese integrierten Leitfähigkeiten liefern einen ersten Anhaltspunkt für die regionale Verbreitung der leitfähigen Stillwasser- und der hochohmigen Karbonat- oder Flysch-Fazies im Unterkarbon.

Ganz im Nordosten Deutschlands, begrenzt auf die Inseln Rügen und Usedom sowie das südlich angrenzende Festland, treten elektrisch gut leitende Horizonte auf, die mit kambro-ordovizischen Schwarzschiefern (schwarze Punkte), den sogenannten Skandinavischen Alaunschiefern, korreliert werden (HOFFMANN ET AL., 1998). Diese Schwarzschiefer markieren die basale Abscherfläche, auf der der Orogenkeil (Avalonia) auf Baltica überschoben wurde (FELDRAPPE ET AL., 2005).

Südlich der Anklam-Störung schließt sich ein Gebiet an, das keine regional verbreiteten gut leitenden Schichten aufweist (gelbe Punkte). Das Fehlen dieser Schichten zeigt an, dass dieses Gebiet sowohl während des kaledonischen Zyklus (Kambro-Ordovizium) als auch im Variszikum (Unterkarbon) Teil eines relativ stabilen Blockes (magmatischer Bogen des Ost-Avalonia-Terranes im Kaledonikum, prävariszisches Vorland) war, auf dem es wahrscheinlich nicht zur Sedimentation von Schwarzschiefern gekommen ist. Vielmehr ist damit zu rechnen, dass dieses Areal während des Variszikums zur „Norddeutschen Karbonatplattform“, der Schelfbereich der Südküste des Old Red-Kontinents, gehörte, die auf Rügen in 19 Bohrungen nachgewiesen wurde (HOFFMANN ET AL., 1975). Sein südöstlicher Teil dürfte sich allmählich mit dem Gebiet der Flysch-Fazies des Rhenoharzynischen Troges verbunden haben. In Abbildung 9.7 wird die nördliche Grenze der Flyschverbreitung nach GERLING ET AL.



- | | |
|--|--|
| <p>Good conductors in the</p> <ul style="list-style-type: none"> ● Scandinavian Alum shale ● Rhenohercynian Alum shale ● Westphalian coal seams ● Non-conductive sediments in the pre-Permian <p>① Offshore G 14 well with Scandinavian Alum shale</p> <p>Wells with Rhenohercynian Alum shale:</p> <ul style="list-style-type: none"> ② Pröttlin 1 ③ Münsterland 1 ④ Versmold 1 <ul style="list-style-type: none"> ■ Basin facies, deeper marine shale (Scandinavian Alum shale, Middle Cambrian-Lower Ordovician) to the north of the Anklam fault □ Area without Carboniferous sediments | <p>— 5000 — Integrated conductivity of the pre-Permian layers in Siemens, certain or uncertain</p> <p>— — — Facies boundaries, certain or uncertain</p> <p>— · — · — Present day distribution of the Lower Carboniferous</p> <p>— · — · — Southern boundary of the Lower Carboniferous carbonate platform (after ZIEGLER 1990)</p> <p>— · — · — Northern boundary of the flysch distribution (after GERLING et al. 1999)</p> <p>— · — · — Rotliegend depocentre</p> <p>— — — Faults, certain or uncertain</p> <p>1 Cloppenburg fault</p> <p>2 Gronau - Osning fault</p> <p>3 Steinhuder Meer fault</p> <p>GG Glückstadt graben</p> <p>TEF Transeuropäer fault</p> |
|--|--|

Abbildung 9.7: Vereinfachte Karte der regionalen Verbreitung der unterkarbonischen Stillwasser- (Kulm-) sowie Kohlenkalk-Fazies und der integrierten Leitfähigkeit des präpermischen tiefen Leiters im Norddeutschen Becken. Die Werte der integrierten Leitfähigkeit sind entnommen aus 1D-Modellen von LOSECKE ET AL. (1979), JÖDICKE (1990), HOFFMANN ET AL. (1998), HOREJSCHI (2002) und WIESKER (2003) für den westlichen Teil und von HERMANS (1998), KREUTZMANN (1998) und modifiziert von HOFFMANN ET AL. (1998) für den östlichen Teil.

(1999) angenommen, da die MT-Modelle nicht sensibel genug sind, um zwischen diesen beiden hochohmigen Gebieten zu unterscheiden. Nach Südwesten ist die vermutete Karbonatplattform begrenzt durch einen Bereich mit hoher präpermischer Leitfähigkeit. Der Einfachheit halber wird die Grenze durch die Zunahme der integrierten Leitfähigkeit auf Werte größer 1000 S definiert. Dieser wichtige Faziesübergang folgt in etwa der NNW-SSE-verlaufenden Unterelbe-Linie. In Schleswig-Holstein wird der Übergang durch die regional verbreitete leitfähige Struktur des Glückstadt-Grabens in N-S-Richtung gequert.

Wie oben anhand der MT-Modelle diskutiert wurde, kann das Gebiet der hohen integrierten Leitfähigkeit im Nordwestdeutschen Becken höchstwahrscheinlich mit den Rhenoharzynischen Alaunschiefern (grüne Punkte), d. h. mit der unterkarbonischen Sequenz der Kulm-Fazies, die den Stillwasserbereich bzw. die Hunger-Fazies des Rhenoharzynischen Troges repräsentiert, korreliert werden. In den Bohrungen Münsterland 1, Versmold 1 (Nordrhein-Westfalen) und Pröttlin 1 (NW-Brandenburg) wurden diese Schwarzschiefer der Stillwasser-Fazies angetroffen. In diesem Zusammenhang zeigen die hohen Werte der integrierten Leitfähigkeit von bis zu 8000 S vermutlich Bereiche an, in denen besonders reine oder mächtige Schwarzschiefererien abgelagert wurden. Diese Auffassung steht im Konflikt mit dem Verlauf der von ZIEGLER (1990) postulierten südlichen Grenze der unterkarbonischen Karbonatplattform (siehe Abbildung 9.7), da sich die Schwarzschiefer der Stillwasser-Fazies offensichtlich auch weiter nördlich bzw. nordwestlich abgelagert haben, wenn man die Leitfähigkeitsverteilung als Faziesindikator verwendet.

Nach Süden und Südosten wird das Gebiet der hohen präpermischen Leitfähigkeit begrenzt durch einen engen räumlichen Bereich, in dem die Leitfähigkeitswerte von 1000 S auf nahezu 0 S fallen. Der Verlauf dieses engen Bereichs stimmt gut mit der nördlichen Grenze der von GERLING ET AL. (1999) vorgeschlagenen Flyschverbreitung überein. Daher kann der Schluss gezogen werden, dass die 1000 S-Isolinie weitgehend den Übergang zwischen der leitfähigen Stillwasser- und der hochohmigen Flysch-Fazies markiert.

Im Bereich der Niedersachsen-Scholle wird der tiefere gute Leiter mit den Kohleflözen des Westfals (rote Punkte) korreliert, die aufgrund der tiefen Versenkung dieser Struktur hochleitfähig geworden sind. Mit dieser Interpretation erstreckt sich die Niedersachsen-Scholle nur bis zum Steinhuder Meer-Lineament, und nicht, wie

von BALDSCHUHN ET AL. (1996) postuliert, bis zum weiter im Osten liegenden Gifhorn-Störungssystem.

Da unterhalb des gut leitenden Kohlehorizonts anscheinend keine weiteren gut leitenden Schichten auftreten, wird davon ausgegangen, dass das Unterkarbon dort nicht in Schwarzschiefer-Fazies, sondern vielmehr in Kohlenkalk-Fazies ausgebildet ist. Auf der Niedersachsen-Scholle ist somit wahrscheinlich mit der Ausbildung einer durch geringe Wassertiefe gekennzeichneten unterkarbonischen Karbonatplattform zu rechnen, die keine gut leitenden Schichten aufweist.

In Zentralengland, im Gebiet zwischen dem London-Brabant-Massiv im Süden, den Southern Uplands im Nordwesten und dem Mittleren Nordsee-Hoch im Norden, ist die unterkarbonische Karbonatplattform in einem etwa 200 km bis 250 km breiten Areal (siehe Abbildung 9.8) durch zahlreiche unterschiedlich dimensionierte und konturierte Horst- und Grabenstrukturen stark differenziert (FRASER & GAWTHORPE, 2003).

Je nach Entfernung zum nördlichen, in Schottland liegenden Festland sind die Sedimente in den Becken in unterschiedlicher Fazies entwickelt, was durch Aufschlüsse und Bohrungen belegt ist. So dominiert unmittelbar südlich der Southern Uplands, z. B. in den Becken von Northumberland und Stainmore, die durch zyklische Wechsellagerung von flachmarinen und deltaischen Ablagerungen gekennzeichnete Yoredale-Fazies mit Sand-, Silt- und Tonsteinen sowie gelegentlich Wurzelböden und Kohleflözen. Die Intraplattformbecken weiter im Süden, wie z. B. die von Bowland-Craven (LAWRENCE ET AL., 1987) und Widmerpool Gulf, enthalten im Wesentlichen marine Prodelta- bis Beckensedimente in Schwarzschiefer-Fazies (LEEDER, 1988). Die Mächtigkeiten dieser überwiegend klastischen Sedimente in den Becken erreichen etwa 6 000 m im Northumberland-Becken und mehr als 2 200 m im Widmerpool Gulf-Becken.

CAMERON (1993) und BESLEY (1998) vermuten, dass auch im heutigen Meeresgebiet zwischen Zentralengland und den Niederlanden, dem Anglo-Niederländischen Becken, diese siliziklastischen Prodelta- und Beckensedimente in großer Mächtigkeit anzutreffen sind, und dieser Raum, analog zu Zentralengland, in zahlreiche Horste mit Kohlenkalk-Sedimentation und tiefe Gräben, Halbgräben und lokale Becken mit mächtigen feinklastischen Sedimenten gegliedert ist (siehe Abbildung 9.8). Nach GELUK ET AL. (2006) könnte dieses paläogeographische Bild des Unterkarbons auch für den tieferen Untergrund der zentralen und östlichen Niederlande zutref-

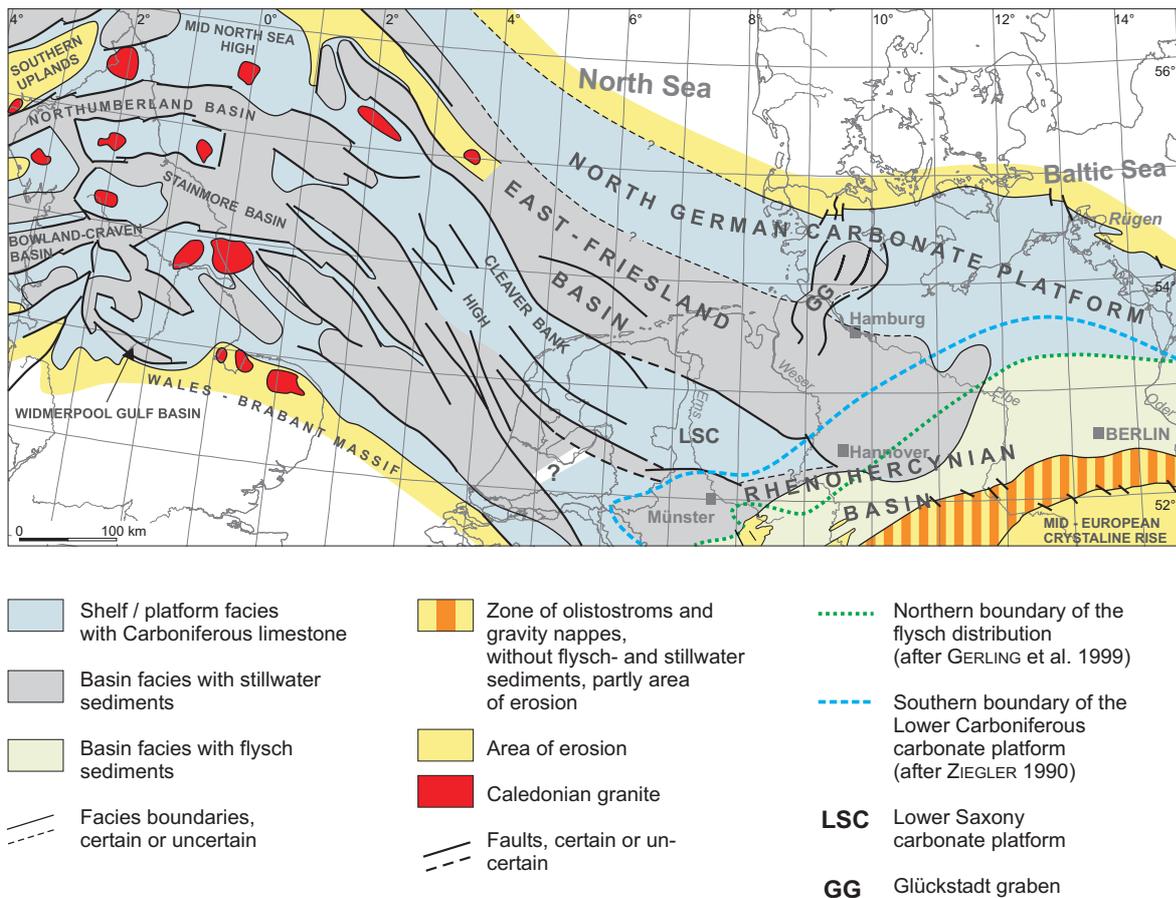


Abbildung 9.8: Tektonik und Paläogeographie des Unterkarbons zwischen Zentralengland, den Niederlanden (nach BESLEY, 1998) und dem Norddeutschen Becken.

fen. Aufgrund seismischer Daten werden zwischen den etwa NW-SE-streichenden Karbonatplattformen des Texel-Ijsselmeer-Hochs und des Groningen-Hochs auf dem Festland sowie dem Schill-Grund-Hoch und dem Cleaver-Bank-Hoch in der südlichen Nordsee ziemlich enge und langgezogene Becken mit siliziklastischen Sedimenten angenommen.

Weiter ist zu vermuten, dass sich das durch die Horst- und Grabenstrukturen charakterisierte Areal von Zentralengland über die südliche Nordsee und die Niederlande bis nach Nordwestdeutschland erstreckt, wenn man die Niedersachsen-Scholle als eine solche Horststruktur auffasst. Sie kann als eine Fortsetzung des NW-SE-streichenden Cleaver-Bank-Hochs, das wiederum im Sinne von BESLEY (1998) die südöstliche Verlängerung des Mittleren Nordsee-Hochs darstellt, in das Gebiet des Emslandes interpretiert werden (siehe Abbildung 9.8). Die das Cleaver-Bank-Hoch

im Nordosten und Südwesten begrenzenden Störungen lassen sich in diesem Zusammenhang zwanglos mit der Cloppenburg-Störungszone im Nordosten bzw. der Gronau-Osning-Störung im Südwesten des Niedersächsischen Beckens verbinden. Durch die Existenz einer solchen „Niedersächsischen Karbonatplattform“ wird die Interpretation des Fehlens des guten tiefen Leiters unterhalb der hochleitfähigen Kohleflöze des Westfals unterstützt.

Die im Norden der Niedersachsen-Scholle liegende Karbonatplattform wurde nach LOKHORST (1998) und GERLING ET AL. (1999) im Bereich der Niederlande, des Emslandes, Ostfrieslands und der südlichen Nordsee erst im höheren Unterkarbon (tieferes Namur A) überflutet und mit in die Sedimentation der Schwarzschiefer-Fazies einbezogen. Dabei kam es auch hier wahrscheinlich zu einer Verbindung mit dem Sedimentationsgeschehen in Zentralengland, was durch die Ablagerung der Beckentonsteine der Bowland Shale-Fazies und deren Äquivalente gekennzeichnet ist.

Das Verständnis der Niedersachsen-Scholle als eine Horststruktur mit Karbonatsedimenten, flankiert von zwei Becken im Norden und Süden mit Stillwassersedimenten, macht es vorstellbar, dass das großskalige Bild der unterkarbonischen Horst- und Grabenstrukturen sich von Zentralengland über die südliche Nordsee und die Niederlande bis nach Nordwestdeutschland erstreckt.

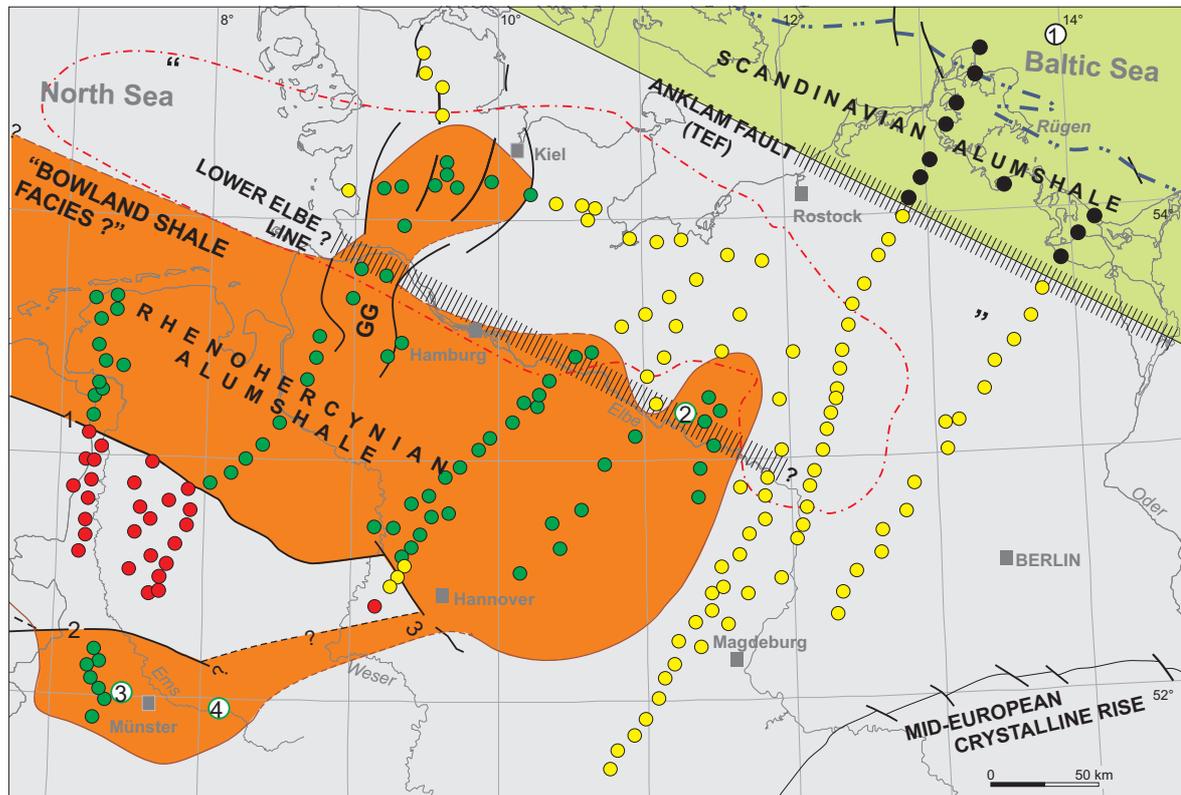
Schwarzschiefer als potentielle Muttergesteine

Lange Zeit herrschte bei der Einschätzung des Kohlenwasserstoff-Potentials metaanthrazitischer Schwarzschiefer die Überzeugung vor, dass diese überreifen Muttergesteine keine Kohlenwasserstoffe mehr generieren können. Der Übergang zu hoher Leitfähigkeit würde somit das Ende der Kohlenwasserstoff-Höflichkeit bedeuten. Bei einigen Schwarzschiefertypen, vor allem solchen mit kohligem, aber auch sapropelitischer Substanz, zeigen neue Untersuchungen des Nachinkohlungspotentials durch trockene und nasse Pyrolyse jedoch, dass eine Methangenerierung noch bei Reflexionswerten über 5% R_{\max} möglich ist (EVERLIEN, 1997). Als potentiell produktiv haben sich dabei auch die namurischen Schwarzschiefer der Bohrung Pröttlin 1 (als Teil der Rhenoharzynischen Alaunschiefer) und die kambro-ordovizischen Alaunschiefer der Bohrung G 14 (Skandinavische Alaunschiefer) erwiesen.

Ein wichtiger Nachweis von Erdgas gelang dem Konsortium von Wintershall, Kassel, und der Gaz de France. Mit der Bohrung Leer Z4 (Ostfriesland) wurde Erdgas in wirtschaftlich gewinnbaren Mengen im Rotliegend in einer Tiefe von etwa 4400 m gefunden (Wintershall AG, 2005). Derartige Lagerstätten galten in großen Bereichen der norddeutschen Oberkarbon- und Rotliegend-Sandsteine bisher als wirtschaftlich nicht gewinnbar. HOFFMANN ET AL. (2001) konnten für dieses Gebiet nahe der Emsmündung belegen, dass das Auftreten der dortigen Mischgase, die aus einer kohligem und sapropelitischen Muttergesteinssubstanz generiert wurden, mit der Verbreitung gut leitender Schichten im Unterkarbon zusammenfällt. Damit wurde erstmalig der Nachweis erbracht, dass auch „Tiefengas“ aus sapropelitischen Muttergesteinen entstehen kann, was für die Höffigkeitsbewertung des präpermischen Untergrundes von Norddeutschland auch in Zukunft von großem Interesse sein wird.

Aufgrund der oben dargelegten Magnetotellurik-Ergebnisse sollte für zukünftige Explorationsarbeiten die Stillwasser-Fazies als Verbreitungsgebiet von potentiellen Muttergesteinen für die Erdöl-/Erdgas-Industrie von vorrangigem Interesse sein. In Abbildung 9.9 ist eine vereinfachte Karte zur Veranschaulichung der Verbreitung von potentiellen Erdgas-Muttergesteinen wiedergegeben. Hiernach existieren im Unterkarbon des Norddeutschen Beckens zwei Bereiche, in denen sich potentielle Kohlenwasserstoff-Muttergesteine abgelagert haben: das Gebiet der Skandinavischen Alaunschiefer des mittleren Kambriums bis unteren Ordoviziums im Nordosten des Beckens und die Rhenoharzynischen Alaunschiefer des Unterkarbons im westlichen Teil des Norddeutschen Sedimentbeckens. Zukünftige Forschungs- und Explorationsarbeiten auf Tiefengas sollten sich daher nicht mehr auf die Gebiete der unterkarbonischen Karbonatplattform und der kulmischen Flysch-Fazies konzentrieren, da hier aus paläogeographischen Gründen nicht mit dem Auftreten mariner, unterkarbonischer Muttergesteine zu rechnen ist.

Da die vorliegenden MT-Sondierungen nur für regionalgeologische Interpretationen ausgelegt sind, sollten für lagerstättenkundlich besonders interessante Gebiete wesentlich dichtere Vermessungen durchgeführt werden, die auch eine Berechnung von dreidimensionalen Modellen ermöglichen.



Magnetotelluric sites

- Good conductors in the Middle Cambrian - Lower Ordovician (Scandinavian Alum shale)
- Good conductors in the Lower Carboniferous (Renohercynian Alum shale or Bowland shale?)
- Good conductors in the Westphalian (Upper Carboniferous coal seams)
- Non-conductive sediments in the pre-Permian

Areas

- Area of potential hydrocarbon source rocks in the Middle Cambrian - Lower Ordovician Alum shale facies
- Area of potential hydrocarbon source rocks in the Lower Carboniferous Alum shale facies
- Area without regional distribution of potential hydrocarbon source rocks in the pre-Westphalian

Abbildung 9.9: Verbreitung potentieller Erdgas-Muttergesteine im Unterkarbon des Norddeutschen Beckens. Die Legende zu Bohrungen und Störungen ist Abbildung 9.7 zu entnehmen.

10 Zusammenfassung

Seit Mitte der 90er Jahre des letzten Jahrhunderts werden im Norddeutschen Becken umfangreiche Magnetotellurik-Sondierungen mit dem Ziel des Nachweises elektrisch gut leitender Schichten in präpermischen Sedimenten durchgeführt. In diesem Zusammenhang wurden für die vorliegende Arbeit drei Profile von der MT-Arbeitsgruppe der Universität Münster sowie von der Firma Metronix GmbH in Braunschweig vermessen und anschließend im Rahmen dieser Dissertation bearbeitet. Das eine Profil erstreckt sich vom südlichen Niedersachsen in nordöstlicher Richtung bis nach Flensburg (Schleswig-Holstein) und schließt die letzte größere Lücke der vermessenen Magnetotellurik-Profile im Norddeutschen Becken. Die zwei anderen, wesentlich kürzeren Profile verlaufen über regionale, geologisch interessante Strukturen, zum einen den Glückstadt-Graben (Schleswig-Holstein) und zum anderen das Steinhuder Meer-Lineament westlich von Hannover.

Ein Ziel der vorliegenden Arbeit war die Kartierung der regionalen Verbreitung elektrisch gut leitender Schichten im präpermischen Untergrund des Norddeutschen Beckens. Hierzu mussten in einem ersten Schritt zur Interpretation der Daten die gemessenen Sondierungskurven auf die magnetotellurischen Vorzugsrichtungen gedreht werden. Für alle drei Profile konnte eine gute Übereinstimmung der Drehwinkel mit dem Streichen geologischer Strukturen im Untergrund gefunden werden. Die Bestimmung der Dimensionalität des Untergrundes zeigte, dass für die im nördlichen Schleswig-Holstein liegenden Stationen eine eindimensionale Modellierung als Näherung für die realen Untergrundverhältnisse ausreichend ist. Für die Daten der anderen Messpunkte war eine zweidimensionale Modellrechnung zur Bestimmung der Leitfähigkeits-Tiefen-Verteilung angemessen. Ein Hinweis auf dreidimensionale Strukturen wurde nur für einzelne Stationen bei den längsten Periodenwerten gefunden.

Nach der Berechnung der eindimensionalen Modelle für einen ersten Überblick über die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund des Nordwestdeutschen Beckens wurden mit dem Inversionsalgorithmus von SMITH & BOOKER (1991) die zweidi-

mensionalen Modelle für jedes der drei Profile bestimmt. Anhand von geologischen Schnitten, die aus Daten von seismischen Messungen und Bohrungen erstellt wurden, konnten die berechneten Modelle geologisch interpretiert und eine stratigraphische Zuordnung der leitfähigen Schichten getroffen werden. So wird die für das Norddeutsche Becken typische leitfähige Deckschicht mit ihren unterschiedlichen Mächtigkeiten mit elektrolytisch leitenden Sedimenten des Meso- und Känozoikums korreliert.

Für den tieferen Untergund lassen sich im Bereich der Niedersachsen-Scholle die in einer mittleren Tiefe von etwa 5 000 m liegenden Horizonte stratigraphisch hochleitfähigen anthrazitisierten Kohlen des Westfals zuordnen. Diese Kohlen wurden aufgrund der Temperatur- und Druckverhältnisse beim Absinken der Scholle im Jura hochleitfähig.

Der in einer mittleren Tiefe von 9 km bis 10 km liegende präpermische Leiter wird mit unterkarbonischen bitumen- und pyritreichen Schwarzschiefern der Stillwasser-Fazies des Rhenoharzynischen Troges korreliert. Diese Korrelation erlaubt ein besseres Verständnis der Paläogeographie, der Faziestypen sowie der Strukturen des Unterkarbons. So erstrecken sich die Schwarzschiefer der Stillwasser-Fazies offensichtlich viel weiter nach Norden bzw. Nordwesten als derzeit angenommen. Die Position der südlichen Grenze der unterkarbonischen Karbonatplattform muss dementsprechend weiter nach Norden verlegt werden. Außerdem muss aufgrund der modellierten leitfähigen Struktur im Glückstadt-Graben davon ausgegangen werden, dass dieser bereits im Unterkarbon eine bedeutende Senkungsstruktur war, ähnlich den tektonischen Verhältnissen in Zentralengland, wo mächtige Schwarzschiefer-Sequenzen in Halbgräben innerhalb der Karbonatplattform nachgewiesen wurden.

Eine Verlängerung des Cleaver-Bank-Hochs der südlichen Nordsee und der östlichen Niederlande bis ins Niedersächsische Becken ist hypothetisch möglich. Außerdem ist eine Verbindung mit der Bowland Shale-Fazies und deren Äquivalenten von Zentralengland und der südlichen Nordsee denkbar. Aus diesen Ansätzen lässt sich folgern, dass das Nordwestdeutsche Becken ein Teilstück des unterkarbonischen großskaligen Horst- und Grabensystems mit seinen entsprechenden Anteilen der Karbonat- und Schwarzschiefer-Faziesverteilung darstellt.

Da Schwarzschiefer als potentielle Erdöl-/Ergas-Muttergesteine angesehen werden, sind die Magnetotellurik-Ergebnisse von spezieller Wichtigkeit für die Einschätzung der Erdgas-Höflichkeit. Das Gemisch aus Gasen von Kohlen des Westfals und Gasen von ziemlich reinen präwestfalischen marinen Muttergesteinen in der Emsmündung zeigt

deutlich, dass unterkarbonische Schwarzschiefer eine wichtige Rolle in der Bildung von Tiefengas in Nordwestdeutschland spielen. Im Bereich der Pompeckj-Scholle erreichten die unterkarbonischen Schwarzschiefer ihren Reifegrad zum Ende des Mesozoikums oder während des Tertiärs. Von da an waren diese Schwarzschiefer ein produktives Muttergestein. Dies könnte genauso die angrenzenden Areale der Niederlande und der südlichen Nordsee betreffen. Für zukünftige Explorationsarbeiten sollte daher die Stillwasser-Fazies als Verbreitungsgebiet von potentiellen Kohlenwasserstoff-Muttergesteinen für die Erdöl-/Erdgas-Industrie von vorrangigem Interesse sein.

Anhand der Magnetotellurik-Ergebnisse dieser Arbeit konnten die Vorstellungen zur zeitlich-räumlichen Entwicklung der unterkarbonischen Karbonatplattform sowie der regionalen Verbreitung der Kohlenkalk- und Schwarzschiefer-Fazies im Bereich von Nordwestdeutschland und der südlichen Nordsee präzisiert werden. Um das neu entstandene paläogeographische Bild abzurunden, sollten zukünftige Magnetotellurik-Sondierungen vor allem in Gebieten durchgeführt werden, die geologisch oder lagerstättenkundlich von besonderem Interesse sind. Zum einen wären das Messungen direkt über die Bramscher Anomalie, um deren Ursachenforschung weiter voranzutreiben. Zum anderen sollten auch Gebiete wie die Niederlande und die südliche Nordsee (Offshore-MT) mit eingeschlossen werden.

Literaturverzeichnis

- ANDERSSON, A., DAHLMANN, B., GEE, D. G. & SNÄLL, S. (1985). *The Scandinavian alum shales*. Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca., 56.
- ARCHIE, G. E. (1942). *The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics*. Trans. Am. Inst. Min., Metall., Petr. Engrs., 146, Seiten 54–62.
- BACHMANN, G. H. & GROSSE, S. (1989). *Struktur und Entstehung des Norddeutschen Beckens – geologische und geophysikalische Interpretation einer verbesserten Bouguer-Schwerekarte*. Nds. Akad. Geowiss. Veröff., 2, Seiten 23–47.
- BAHR, K. (1988). *Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: Regional induction and local telluric distortion*. J. Geophys., 62, Seiten 119–127.
- BALDSCHUHN, R. & KOCKEL, F. (1999). *Das Osning-Lineament am Südrand des Niedersachsen-Beckens*. Z. dt. geol. Ges., 150, Seiten 673–695.
- BALDSCHUHN, R., FRISCH, U. & KOCKEL, F. (1996). *Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland, 1:300 000*. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- BENDAT, J. S. & PIERSOL, A. G. (1971). *Random data: Analysis and measurement procedures*. Wiley & Sons, Inc., New York.
- BENDER, F. (1985). *Angewandte Geowissenschaften*, Band 2: Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften. Ferdinand Enke-Verlag, Stuttgart.
- BERDICHEVSKY, M. N. & DMITRIEV, V. I. (1976). *Basic principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves*. In: A. Adam (Hrsg.), *Geoelectric and geothermal studies*, Seiten 165–221. KAPG Geophysical Monograph, Budapest.
- BESLEY, B. M. (1998). *Petroleum geology of the North Sea*. In: K. W. Glennie (Hrsg.), *Carboniferous*, Seiten 104–136. Oxford.

- BOSUM, W. & KIND, E. G. (1972). *Die magnetische Anomalie von Soest*. Z. Geophys., 38, Seiten 749–765.
- BOSUM, W. & WONIK, T. H. (1991). *Magnetic anomaly pattern of Central Europe*. Tectonophysics, 195, Seiten 253–259.
- BRINK, H.-J. (2002). *Die Anomalien von Bramsche, wieder eine offene Frage?* Erdöl, Erdgas, Kohle, 118, Seiten 18–22.
- BRINK, H.-J., DÜRSCHNER, H. & TRAPPE, H. (1992). *Some aspects of the late and post-Variscan development of the Northwestern German Basin*. Tectonophysics, 207, Seiten 65–95.
- BROCKAMP, B. (1967). *Kurzbericht über die im Gebiet um Osnabrück durchgeführten seismischen Arbeiten des Instituts für Reine und Angewandte Geophysik der Universität Münster*. Veröffentlichungen der Deutschen Geodätischen Kommission, 153, Reihe B, Seiten 1–12.
- BÜCHTER, C. (1983). *Die Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Bereich der Bohrung Münsterland 1: ein Vergleich zwischen magnetotellurischen Untersuchungen, elektrischen Bohrlochmessungen, geoelektrischen Tiefensondierungen sowie Messungen der Leitfähigkeit an Gesteinsproben*. Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster. [unveröffentlicht].
- BÜCHTER, C. (1984). *Vergleichende Untersuchung magnetotellurischer Tiefensondierungen und elektrischer Bohrlochmessungen an der Tiefbohrung Münsterland 1*. In: V. Haak und J. Homilius (Hrsg.), *Protokoll über das 10. Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“ in Grafrath/Oberbayern*, Seiten 79–92. Berlin, Hannover.
- BUTTKUS, B. (1991). *Spektralanalyse und Filtertheorie in der angewandten Geophysik*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- CAGNIARD, L. (1953). *Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting*. Geophysics, 18, Seiten 605–635.
- CAMERON, T. D. J. (1993). *Carboniferous and Devonian of the Southern North Sea*. In: R. W. O. B. Knox und W. G. Cordey (Hrsg.), *Lithostratigraphic nomenclature of the UK North Sea*. BGS, London.
- CANTWELL, T. (1960). *Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals*. Dissertation, Dep. of Geology and Geophysics, M.I.T, Cambridge (Mass.).

- CLAUSEN, C.-D., JÖDICKE, H. & TEICHMÜLLER, R. (1982). *Geklärte und ungeklärte Probleme im Krefelder und Lippstädter Gewölbe*. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 30, Seiten 413–432.
- DEUTLOFF, O., TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1980). *Inkohlungsuntersuchungen im Mesozoikum des Massivs von Vlotho (Niedersächsisches Tektogen)*. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., , Seiten 321–341.
- DOHR, G. (1989). *Ergebnisse geophysikalischer Arbeiten zur Untersuchung des tieferen Untergrundes in Norddeutschland*. Nieders. Akad. Geowiss. Veröff., 2, Seiten 4–22.
- DUBA, A., HUENGES, E., NOVER, G., WILL, G. & JÖDICKE, H. (1988). *Impedance of black shale from Münsterland 1 borehole: An anomalously good conductor?* Geophys. J., 94, Seiten 413–419.
- ELEKTB-GRUPPE (1997). *KTB and the electrical conductivity of the crust*. J. Geophys. Res., 102, Seiten 18 289–18 305.
- EVERLIEN, G. (1997). *Hydrous pyrolysis of high-maturity Paleozoic coals and black shales from Central Europe and adjacent areas – thermodynamic considerations*. Geol. Jb., D 103, Seiten 43–64.
- FELDRAPPE, H., HAHNE, K. & RHEDE, D. (2005). *Regionale Stellung und Alter der präpermischen „Bunten Serien“ in Vorpommern, NE-Deutschland*. Z. dt. Ges. Geowiss. 2, 156, Seiten 299–322.
- FILLOUX, J. H. (1973). *Techniques and instrumentation for study of electromagnetic induction at sea*. Phys. Earth Planet.Int., 7, Seiten 323–338.
- FISCHER, G., SCHNEGG, P.-A., PEGUIRON, M. & LE QUANG, B. V. (1981). *An analytic one-dimensional magnetotelluric inversion scheme*. Geophys. J. Res. astr. Soc., 67, Seiten 257–278.
- FRANKE, D. (1990). *Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke – Fakten und Hypothesen*. Nds. Akad. Geowiss. Veröff., 4, Seiten 19–75.
- FRANKEN, D., BOSUM, W. & WOHLBERG, J. (1985). *A geological and geophysical interpretation of the magnetic anomaly of Lammersdorf, Hohes Venn (West Germany)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 171, Seiten 363–375.

- FRASER, A. J. & GAWTHORPE, R. L. (2003). *An atlas of Carboniferous basin evolution in Northern England*, Band 28. Geol. Soc., Memoir.
- FROST, B. R., S., F. W., TAZAKI, K. & CHAN, T. (1989). *Grain-boundary graphite in rocks and implications for high electrical conductivity in the lower crust*. Nature, 340, Seiten 134–136.
- GELUK, M. C., DUSAR, M. & DE VOS, W. (2006). *Pre-Silesian*. In: T. E. Wong, D. A. J. Batjes, und J. De Jager (Hrsg.), *Geology of the Netherlands*. Amsterdam. [im Druck].
- GERLING, P., KOCKEL, F. & KRULL, P. (1999). *Das Kohlenwasserstoff-Potential des Präwestfals im norddeutschen Becken – Eine Synthese*. DGMK-Forschungsbericht, 433.
- GUNDEL, A. (1977). *Estimation of transfer functions with reduced bias in geomagnetic induction studies*. Acta Geodat. Geophys. et Mont. Acad. Sci. Hung., 12, Seiten 345–352.
- GURK, M. (1995). *Magnetotellurik zwischen Nienburg/Weser und Lauenburg an der Elbe zur Bestimmung der Leitfähigkeitsverteilung in der oberen und mittleren Kruste*. Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster. [unveröffentlicht].
- HACK, U., FRIEDRICH, G. & MARTIN, J. (1985). *Distribution of accessory ore minerals in the Lower Ordovician sediments of Salm 1 and Salm 2, Research borehole Konzen, Hohes Venn (West Germany)*. N. Jahrb. Geol. Pal., 171, Seiten 51–62.
- HERMANS, S. (1998). *Ein- und zweidimensionale magnetotellurische Untersuchungen auf dem DEKORP-Profil 9601 zwischen Elbe und subherzynischem Becken*. Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster. [unveröffentlicht].
- HESEMANN, J. (1963). *Die Aufschlußbohrung Münsterland 1. Ein Symposium*. Geol. Landesamt Nordrh.-Westf., Krefeld.
- HOFFMANN, N. & STIEWE, H. (1994). *Neuerkenntnisse zur geologisch-geophysikalischen Modellierung der Pritzwalker Anomalie im Bereich des Ostelbischen Massivs*. Z. geol. Wiss., 22, Seiten 161–171.
- HOFFMANN, N., LINDERT, W., WEYER, D. & ILLERS, K.-H. (1975). *Zum Unterkarbonvorkommen auf den Inseln Rügen und Hiddensee*. Z. geol. Wiss., 3, Seiten 851–873.

- HOFFMANN, N., FLUCHE, B. & MÜLLER, W. (1994). *Erste Ergebnisse neuer magnetotellurischer Messungen in Nordostdeutschland – Ein Statusbericht*. In: K. Bahr und A. Junge (Hrsg.), *Protokoll über das 15. Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“, Höchst im Odenwald, 28. - 31.3.1994*, Seiten 307–321. Frankfurt, Edinburgh.
- HOFFMANN, N., POKORSKI, J., LINDERT, W. & BACHMANN, G. H. (1997). *Rotliegend stratigraphy, palaeogeography and facies in the eastern part of the Central European Basin*. In: M. Podemski, S. Dybowa-Jachowicz, K. Jaworowski, J. Jureczka, und R. Wagner (Hrsg.), *Proceedings of the XIII international congress on the Carboniferous and Permian*, Seiten 75–86. Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego, Warschau.
- HOFFMANN, N., JÖDICKE, H., FLUCHE, B., JORDING, A. & MÜLLER, W. (1998). *Modellvorstellungen zur Verbreitung potentieller präwestfälischer Erdgas-Muttergesteine in Norddeutschland – Ergebnisse neuer magnetotellurischer Messungen*. *Z. angew. Geol.*, 44, Seiten 140–158.
- HOFFMANN, N., JÖDICKE, H. & GERLING, P. (2001). *The distribution of pre-westphalian source rocks in the North German Basin – Evidence from magnetotelluric and geochemical data*. *Netherlands Journal of Geosciences*, 81, Seiten 71–84.
- HOFFMANN, N., JÖDICKE, H. & HOREJSCHI, L. (2005). *Regional distribution of the Lower Carboniferous Culm and Carboniferous Limestone facies in the North German Basin – derived from magnetotelluric soundings*. *Z. dt. Ges. Geowiss.* 2, 156, Seiten 323–339.
- HOREJSCHI, L. (2002). *Magnetotellurik und Erdmagnetische Tiefensondierung in der Ems-Region*. Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster. [unveröffentlicht].
- HOREJSCHI, L. (2005a). *Durchführung von eindimensionalen und zweidimensionalen Modellierungen von Magnetotellurik-Sondierungen aus Norddeutschland – Profil Münsterland - Bramsche - Süddoldenburg*. In: N. Hoffmann (Hrsg.), *Magnetotellurische Sondierungen im Norddeutschen Becken – Ein Beitrag zur tektonisch-strukturellen und paläogeographischen Entwicklung des tieferen Untergrundes*. Abschlußbericht, Tagebuch-Nr.: 10 282/05, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.

- HOREJSCHI, L. (2005b). *Durchführung von eindimensionalen und zweidimensionalen Modellierungen von Magnetotellurik-Sondierungen aus Norddeutschland – Profil Steinhuder Meer*. In: N. Hoffmann (Hrsg.), *Magnetotellurische Sondierungen im Norddeutschen Becken – Ein Beitrag zur tektonisch-strukturellen und paläogeographischen Entwicklung des tieferen Untergrundes*. Abschlußbericht, Tagebuch-Nr.: 10 282/05, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- JANKOWSKY, J. (1967). *The marginal structures of the East European Platform in Poland on basis of data on geomagnetic field variations*. In: Selected problems of upper mantle investigations in Poland, Seiten 93–102. Polish Scientific Publishers.
- JÖDICKE, H. (1977). *Einzeleffekt-Auswertung magnetotellurischer Registrierungen*. Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster. [unveröffentlicht].
- JÖDICKE, H. (1980). *Magnetotellurik Norddeutschland – Versuch einer Interpretation*. In: V. Haak und J. Homilius (Hrsg.), *Protokoll über das Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“ in Berlin-Lichtenrade vom 1. - 3. April 1980*, Seiten 271–288. Berlin, Hannover.
- JÖDICKE, H. (1984). *Zur Deutung magnetotellurisch nachgewiesener guter Leiter im tieferen Untergrund Nordwestdeutschlands*. In: V. Haak und J. Homilius (Hrsg.), *Protokoll über das 10. Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“ in Grafrath/Oberbayern*, Seiten 331–334. Berlin, Hannover.
- JÖDICKE, H. (1990). *Zonen hoher elektrischer Krustenleitfähigkeit im Rhenoherzynikum und seinem nördlichen Vorland*. Dissertation, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster.
- JÖDICKE, H. (1992). *Water and graphite in the earth's crust – an approach to interpretation of conductivity models*. *Surv. Geophys.*, 13, Seiten 381–407.
- JÖDICKE, H., KEIL, M., BLOHM, E.-K. & WAGENITZ, V. (1982). *Magnetotellurische und geoelektrische Untersuchungen im Gebiet der Anomalie Soest-Erwitte und ihre Bedeutung für die stratigraphische Einstufung des prädevonischen Konduktors im Untergrund Nordwestdeutschlands*. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 30, Seiten 363–403.
- JORDING, A. (1995). *Aufbau einer Magnetotellurik-Apparatur zur Registrierung langer Perioden und Messung auf dem Profil Nienburg/Weser-Lauenburg an der Elbe*. Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster. [unveröffentlicht].

- JUNKERMANN, M. (1990). *Magnetotellurische Messungen im Bereich des Bramscher Plutons*. Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster. [unveröffentlicht].
- KNÖDEL, K., LOSECKE, W. & WOHLBERG, J. (1979). *A comparison of results of geothermal and magnetotelluric investigations in Northwestern Germany*. J. Geophys., 45, Seiten 199–207.
- KOCH, J., KOCKEL, F. & KRULL, P. (1997). *Coalification at the base of the Zechstein and the pre-Permian surface in Northern Germany*. Geol. Jb., D 103, Seiten 33–42.
- KOCKEL, F. (2002). *Rifting processes in NW-Germany and the German North Sea Sector*. Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw, 81 2, Seiten 149–158.
- KREUTZMANN, A. (1998). *Ein- und zweidimensionale magnetotellurische und induktionsmagnetische Untersuchungen entlang des DEKORP-Profiles 9601 zwischen Harz und Flechtinger Höhenzug*. Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster. [unveröffentlicht].
- KRÜGER, D. (1988). *Untersuchungen der elektrischen Leitfähigkeit von Kohle*. Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster. [unveröffentlicht].
- LANDOLT-BÖRNSTEIN, G. (1982). *Physikalische Eigenschaften der Gesteine*. In: G. Angenheister (Hrsg.), *Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik, Gruppe V: Geophysik und Weltraumforschung, Band 1*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- LAWRENCE, S. R., COSTER, P. & IRELAND, R. J. (1987). *Structural development and petroleum potential of the northern flanks of the Bowland Basin (Carboniferous), North-west England*. In: J. Brooks und K. Glennie (Hrsg.), *Petroleum geology of North West Europe*, Seiten 225–233.
- LEEDER, M. R. (1988). *Tectonic and paleogeographic models for Lower Carboniferous Europe*. In: J. Miller, A. E. Adams, und V. P. Wright (Hrsg.), *European Dinantian environments*, Seiten 1–20.
- LOKHORST, A. (1998). *The Northwest European gas atlas*. Netherlands Institute of Applied Geoscience TNO, Haarlem.

- LOSECKE, W., KNÖDEL, K. & MÜLLER, W. (1979). *The conductivity distribution in the North German sedimentary basin derived from widely spaced areal magnetotelluric measurements*. Geophys. J. R. astr. Soc., 58, Seiten 169–179.
- LOSECKE, W., KNÖDEL, K. & MÜLLER, W. (1986). *Technologische Weiterentwicklung und Erprobung der Remote Reference Magnetotellurik*. In: Abschlußbericht zum BMFT-Projekt RG 8109 8; Archiv-Nr.: 99003. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover. [unveröffentlicht].
- MACKIE, R. L., RIEVEN, S. & RODI, W. (1997). *Users manual and software documentation for two-dimensional inversion of magnetotelluric data*. Dokumentation, Earth Resources Laboratory, M.I.T., Cambridge (Mass.). Seiten 1-14.
- MATTHES, S. (1983). *Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- NODOP, I. (1971). *Tiefenrefraktionsseismischer Befund im Profil Versmold – Lübbecke – Nienburg*. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 18, Seiten 411–422.
- NOLTING, W. (1990). *Grundkurs: Theoretische Physik, 3. Elektrodynamik*. Verlag Zimmermann-Neufang, Ulmen.
- NOVER, G., STOLL, J. B. & VON DER GÖNNA, J. (2005). *Promotion of graphite formation by tectonic stress – a laboratory experiment*. Geophys. J. Int., 160, Seiten 1059–1067.
- PARKHOMENKO, E. I. (1967). *Electrical properties of rocks*. Plenum Press, New York.
- PETMECKY, S., MEIER, L., REISER, H. & LITTKER, R. (1999). *High thermal maturity in the Lower Saxony Basin: Intrusion or deep burial?* Tectonophysics, 304, Seiten 317–344.
- PLAUMANN, S. (1983). *Die Schwerekarte 1:500 000 der Bundesrepublik Deutschland (Bouguer-Anomalien), Blatt Nord*. Geol. Jb., E 27, Seiten 3–16.
- POPE, M. I. & GREGG, S. J. (1961). *The specific electrical conductivity of coals*. Fuel, 40, Seiten 123–129.
- PORSTENDORFER, G. (1965). *Methodische und apparative Entwicklung magnetotellurischer Verfahren mit Anwendung auf die Tiefenerkundung im Bereich der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie*. Heft 3, Veröff. Inst. f. Geodynamik Jena, Deutsche Akad. Wiss. Berlin.

- PORSTENDORFER, G. (1975). *20 Jahre Anwendung tellurischer und magnetotellurischer Meßmethoden in der DDR*. Zeitschrift f. angew. Geol., 21, Seiten 405–410.
- PUCHER, R. & FROMM, K. (1982). *Gesteinsmagnetische Untersuchungen an den Kernen der Forschungsbohrung Soest-Erwitte 1/1a*. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 30, Seiten 169–185.
- RAAB, S., HOTH, P., HUENGES, E. & MÜLLER, H. J. (1998). *Role of sulfur and carbon in the electrical conductivity of the middle crust*. J. Geophys. Res., 103, Seiten 9 681–9 689.
- RAMDOHR, P. (1975). *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Akademie-Verlag, Berlin,.
- RICHWIEN, J., SCHUSTER, A., TEICHMÜLLER, R. & WOLBURG, J. (1963). *Überblick über das Profil der Bohrung Münsterland 1*. In: J. Hesemann (Hrsg.), *Die Aufschlußbohrung Münsterland 1*, Seiten 9–18. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., Krefeld.
- ROKITYANSKY, I. I. (1982). *Geoelectromagnetic investigation of the earth's crust and mantle*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- SCHARBERTH, J. (1984). *Erdmagnetische und magnetotellurische Messungen an der Grenze zwischen Niedersächsischem Becken und Pompeckjscher Schwelle*. Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Göttingen. [unveröffentlicht].
- SCHEELKE, I. (1972). *Magnetotellurische Messungen im Rheingraben und ihre Deutung mit zweidimensionalen Modellen*. Dissertation, Naturwiss. Fak., Univ. Braunschweig.
- SCHEIBE, R., SEIDEL, K., VORMBAUM, M. & HOFFMANN, N. (2005). *Magnetic and gravity modelling of the crystalline basement in the North German Basin*. Z. dt. Ges. Geowiss. 2, 156, Seiten 291–298.
- SCHMITZ, D. (1984). *Das Erscheinungsbild von Kohleflözen in geophysikalischen Bohrlochmessungen*. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 32, Seiten 231–241.
- SCHMUCKER, U. (1959). *Erdmagnetische Tiefensondierung in Deutschland 1957-59; Magnetogramme und erste Auswertung*. Abh. Akad. Wiss., Göttingen. Math.-Phys. Kl. Heft 5.

- SCHÖN, J. (1983). *Petrophysik. Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- SEIDEL, G., VORMBAUM, M. & HOFFMANN, N. (2004). *Gravimetrische Modellierung von Relief, Tiefenlage und Dichteverteilung des kristallinen Basements im Norddeutschen Becken*. Hallesches Jahrb., Geowiss., Reihe B, 18, Seiten 9–17.
- SENGLAUB, Y., LITTKKE, R. & BRIX, M. R. (2006). *Numerical modelling of burial and temperature history as an approach for an alternative interpretation of the Bramsche anomaly, Lower Saxony Basin*. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), 95, Seiten 204–224.
- SMITH, J. T. & BOOKER, J. R. (1991). *Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data*. J. Geophys. Res., 96, Seiten 3 905–3 922.
- STACH, E., MACKOWSKY, M.-T., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G. H., CHANDRA, D. & TEICHMÜLLER, R. (1982). *Stach's textbook of coal petrology, 3rd edition*. Gebr. Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- SWIFT, C. M. (1967). *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the Southwestern United States*. Dissertation, Geophys. Lab. M.I.T., Cambridge (Mass.).
- TEICHMÜLLER, M. (1987). *Organic material and very low-grade metamorphism*. In: M. Frey (Hrsg.), *Low temperature metamorphism*, Seiten 114–161. Blackie, Glasgow, London, Chapman-Hall, New York.
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1984). *Verbreitung und Eigenschaften tiefliegender Steinkohlen in der Bundesrepublik Deutschland*. Glückauf Forschungshefte, 45, Seiten 140–153.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WEBER, K. (1979). *Inkohlung und Illit-Kristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen*. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 27, Seiten 201–276.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & BARTENSTEIN, H. (1984). *Inkohlung und Erdgas – eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Norddeutschland*. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 32, Seiten 11–34.

- TEICHMÜLLER, R. & TEICHMÜLLER, M. (1985). *Inkohlungsgradienten in der Anthrazitfolge des Ibbenbürener Karbons*. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 33, Seiten 231–253.
- TELFORD, W. M., GELDART, L. P. & SHERIFF, R. E. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- TIKHONOV, A. N. (1950). *The determination of the electrical properties of deep layers of the Earth's crust*. Dokl. Acad. Nauk., SSR 73 (in Russian), Seiten 295–297.
- TISSOT, B. P. & WELTE, D. H. (1984). *Petroleum formation and occurrence*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- TUNN, W. (1963). *Auswertung der Bohrlochmessungen der Bohrung Münsterland 1 unterhalb 1 870 m Teufe. Gesteinsphysikalische Daten der Sandsteine*. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 11, Seiten 239–242.
- UNTIEDT, J. (1970). *Conductivity anomalies in Central and Southern Europe*. J. Geomag. Geoelectr., 22, Seiten 131–149.
- VOLBERS, R. (1986). *Einzeleffektauswertung, Statistische Frequenzanalyse und Remote-Reference-Technik: Ein Vergleich an verschiedenen stark gestörten Magnetotellurik-Daten eines Profils vom Münsterland zum Ostsauerland*. Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster. [unveröffentlicht].
- VOLBERS, R. (1991). *Magnetotellurische und Erdmagnetische Tiefensondierung entlang des reflexionsseismischen Profils DEKORP 2-Nord*. Literaturverlag Münster – Hamburg. Hochschulschriften Bd. 25.
- VOLBERS, R., JÖDICKE, H. & UNTIEDT, J. (1990). *Magnetotelluric study of the earth's crust along the deep seismic reflection profile DEKORP 2-N*. Geol. Rdsch., 79, Seiten 581–601.
- VOZOFF, K. (1972). *The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins*. Geophysics, 37, Seiten 98–141.
- VOZOFF, K. & SWIFT, C. M. (1968). *Magneto-telluric measurements in the North German Basin*. Geophys. Prosp., 16, Seiten 454–473.
- WAGENITZ, V. (1982). *Tellurisch-magnetotellurische Untersuchungen zur Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit in der oberen Kruste im Bereich der Anomalie von*

- Bramsche und des Niedersächsischen Tektogens*. Dissertation, Math.-Nat. Fak., Univ. Münster.
- WALTER, R. (1995). *Geologie von Mitteleuropa*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- WEIDELT, P. (1972). *The inverse problem of geomagnetic induction*. Z. f. Geophys., 38, Seiten 257–289.
- WEIDELT, P. (1978). *Konstruktion und Erprobung eines Verfahrens zur Inversion zweidimensionaler Leitfähigkeitsstrukturen in E-Polarisation*. Dissertation, Math.-Nat. Fak. Univ. Göttingen.
- WEIDELT, P. (2005). *Geoelektrik*. In: K. Knödel, H. Krummel, und G. Lange (Hrsg.), *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten, Band 3: Geophysik, 2. Auflage*, Seiten 71–100. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- WIESE, H. (1965). *Geomagnetische Tiefentellurik*. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Geomagn. Inst. Potsdam, Abh. 36.
- WIESKER, B. (2003). *Magnetotellurik entlang eines Südwest-Nordost-Profiles durch das Zentrum des Norddeutschen Beckens*. Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster. [unveröffentlicht].
- Wintershall AG (2005). *Presse-Information vom 25.10.2005*. Presse- und Öffentlichkeitsarbeit.
- WOLBURG, J. (1963). *Das Unterkarbon- und Devonprofil der Bohrung Münsterland 1*. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 11, Seiten 517–538.
- WONIK, T. & HAHN, A. (1989). *Karte der Magnetfeldanomalien Bundesrepublik Deutschland, Luxemburg, Schweiz und Österreich (westlicher Teil) 1:100 000*. Geol. Jb., E 43, Seiten 3–21.
- YARDLEY, B. W. D. & VALLEY, J. W. (1997). *The petrologic case of a dry lower crust*. J. Geophys. Res., 102, Seiten 12 173–12 185.
- ZIEGLER, P. A. (1990). *Geological atlas of Western and Central Europe*. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V., Den Haag.

A Profil G

Profil G			
Station	Ort	geographische Koordinaten	
		nördl. Breite	westl. Länge
CRK	Christianskoog	54° 07' 01"	9° 03' 00"
RST	Röst	54° 07' 52"	9° 13' 44"
WBT	Wennbüttel	54° 08' 49"	9° 19' 48"
TDB	Todenbüttel	54° 08' 24"	9° 34' 19"
NIN	Nindorf	54° 08' 24"	9° 42' 36"
LOP	Loop	54° 09' 36"	9° 56' 17"
PDL	Perdöl	54° 06' 11"	10° 14' 02"
KMB	Kembs	54° 04' 05"	10° 24' 47"
SWK	Schwienkuhlen	54° 04' 08"	10° 35' 42"

Tabelle A.1: Die Stationen des Profils G (Glückstadt-Graben) und deren Koordinaten.

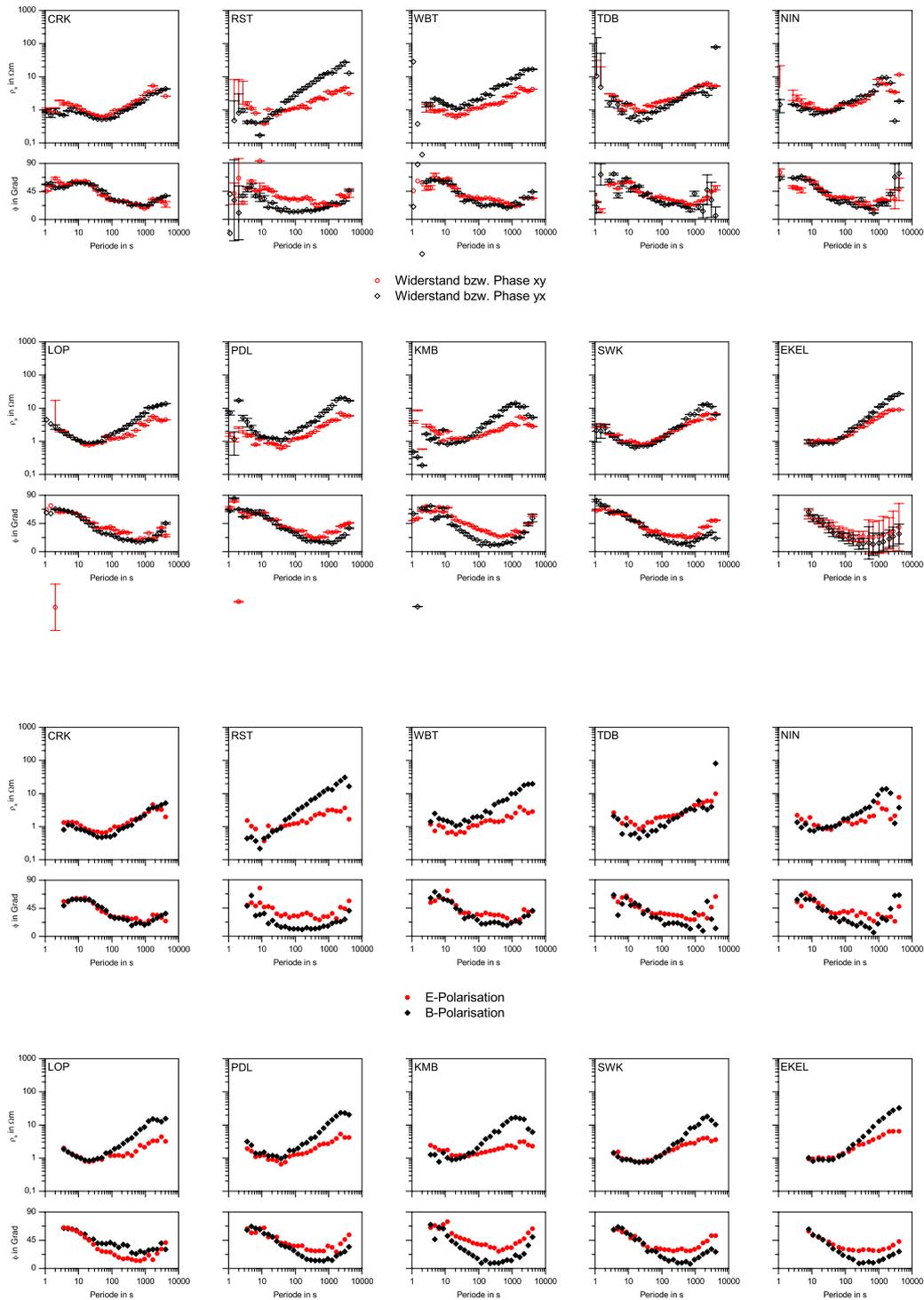


Abbildung A.1: Ungedrehte (oben) und gedrehte Sondierungskurven (unten) des Profils G.

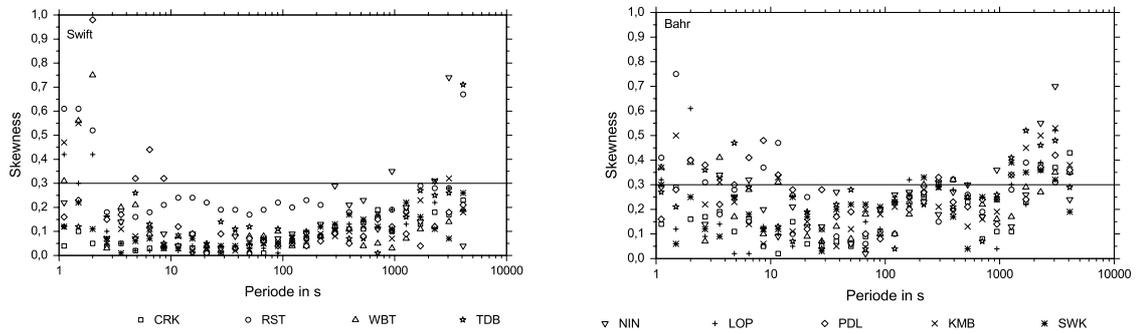


Abbildung A.2: Skewness nach SWIFT (1967) (links) und BAHR (1988) (rechts) für das Profil G.

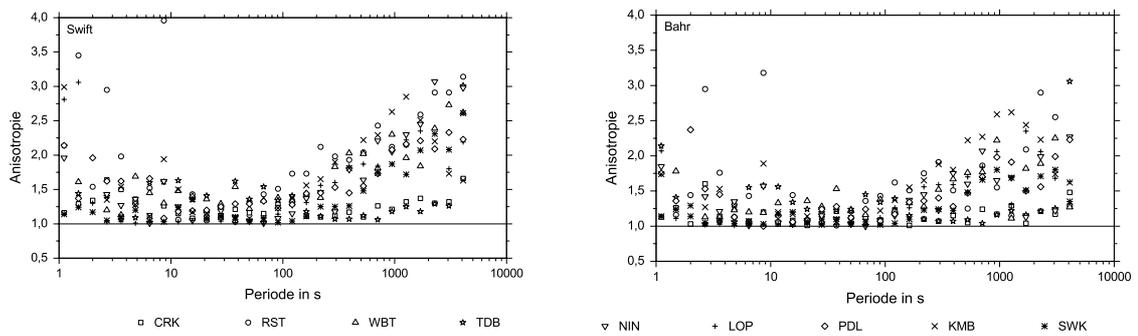


Abbildung A.3: Anisotropie nach SWIFT (1967) (links) und BAHR (1988) (rechts) für das Profil G.

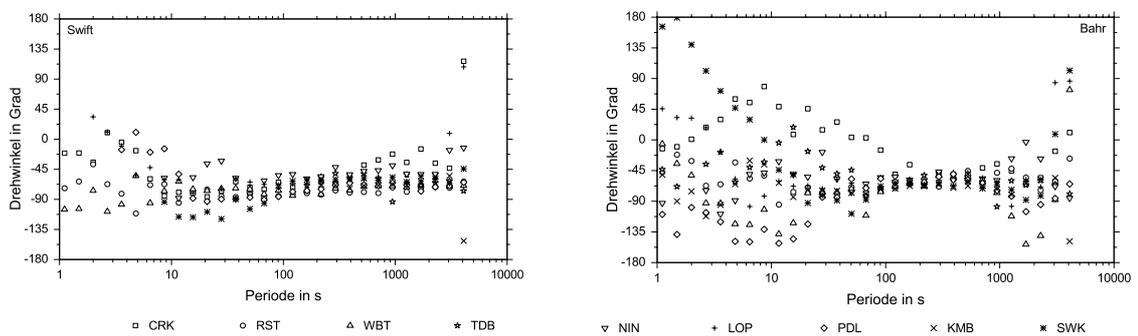


Abbildung A.4: Drehwinkel nach SWIFT (1967) (links) und BAHR (1988) (rechts) für das Profil G.

B Profil L

Profil L			
Station	Ort	geographische Koordinaten	
		nördl. Breite	westl. Länge
WDS	Wiedensaal	52° 23′ 02″	9° 08′ 09″
RBL	Rehburg-Loccum	52° 27′ 42″	9° 12′ 17″
WDM	Wildes Moor	52° 29′ 48″	9° 15′ 06″
HFN	Häfern	52° 31′ 40″	9° 16′ 44″
SNR	Schneeren	52° 32′ 51″	9° 18′ 56″
LNB	Linsburg	52° 35′ 02″	9° 19′ 11″
WDN	Wenden	52° 37′ 47″	9° 22′ 08″
RDW	Rodewald	52° 41′ 10″	9° 26′ 50″
BTN	Büchten	52° 44′ 45″	9° 32′ 20″

Tabelle B.1: Die Stationen des Profils L (Steinhuder Meer) und deren Koordinaten.

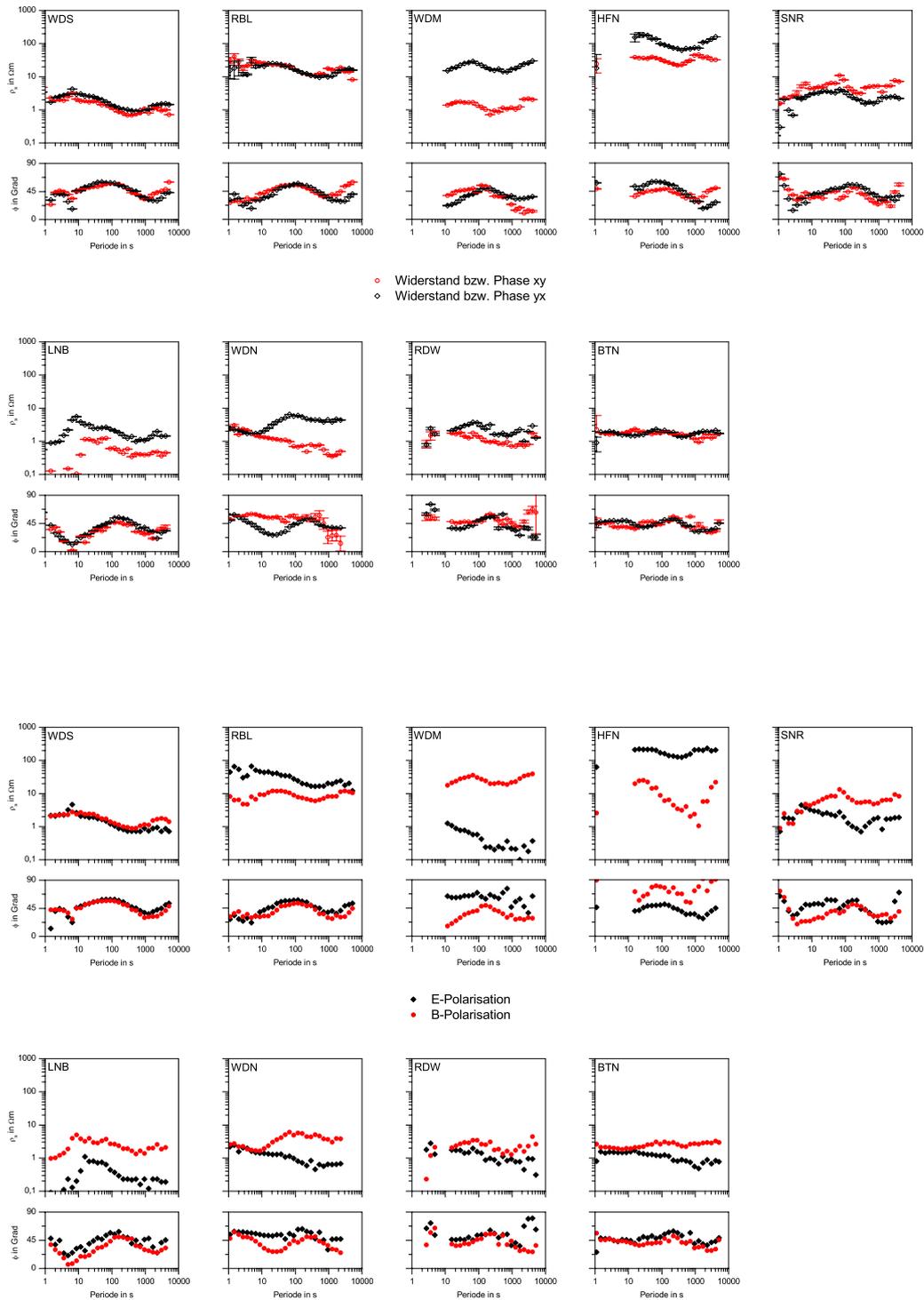


Abbildung B.1: Ungedrehte (oben) und gedrehte Sondierungskurven (unten) des Profils L.

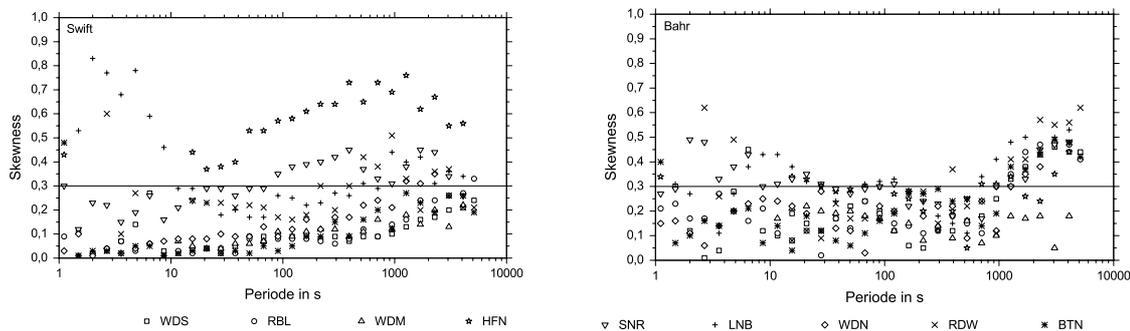


Abbildung B.2: Skewness nach SWIFT (1967) (links) und BAHR (1988) (rechts) für das Profil L.

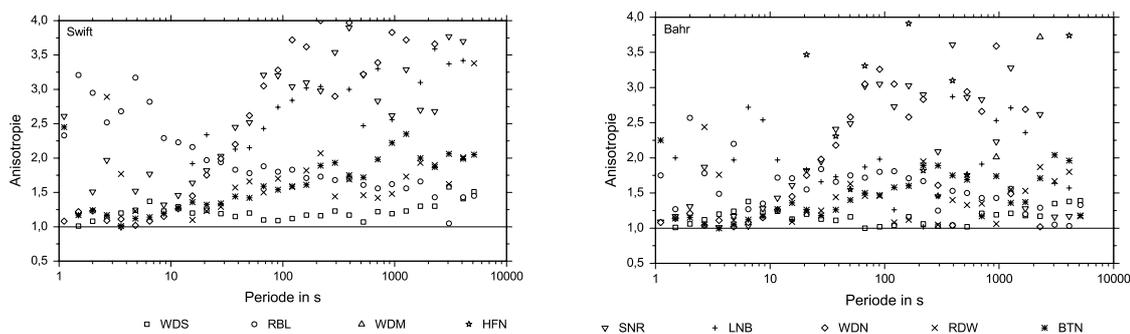


Abbildung B.3: Anisotropie nach SWIFT (1967) (links) und BAHR (1988) (rechts) für das Profil L.

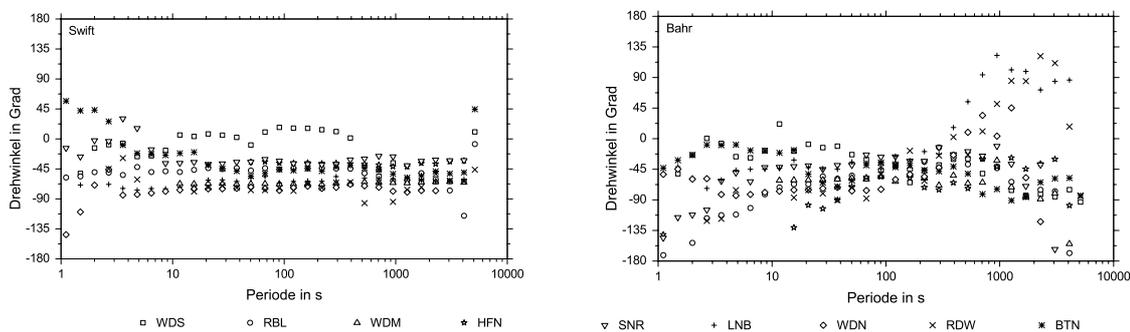


Abbildung B.4: Drehwinkel nach SWIFT (1967) (links) und BAHR (1988) (rechts) für das Profil L.

C Profil N

Profil N				
Station	Ort	geographische Koordinaten		Standzeit
		nörtl. Breite	westl. Länge	
DRW	Dreierwalde	52° 21' 30"	7° 30' 32"	
BRK	Borken	52° 22' 27"	7° 33' 52"	
BRH	Bramhof	52° 25' 27"	7° 35' 03"	
SLE	Schale	52° 26' 06"	7° 41' 07"	
MHO	Mühlenort	52° 26' 53"	7° 43' 43"	
SWT	Schwagstorf	52° 30' 24"	7° 43' 42"	
HRK	Harpke	52° 32' 52"	7° 46' 53"	
RENS	Renslage	52° 38' 11"	7° 50' 39"	25.06. - 03.07.2003
BROK	Brokstreek	52° 42' 23"	7° 54' 40"	26.06. - 09.07.2003
SUHL	Suhle	52° 46' 01"	7° 55' 37"	03.07. - 17.07.2003
STAA	Staatsforsten	52° 52' 52"	8° 02' 56"	25.10. - 21.11.2003
BISS	Bissel	52° 57' 17"	8° 09' 21"	08.11. - 21.11.2003
HATT	Hatten	52° 46' 01"	7° 55' 37"	17.07. - 29.07.2003
BUTT	Buttel	52° 52' 52"	8° 02' 56"	09.07. - 24.07.2003
ALBS	Albstedt	52° 57' 17"	8° 09' 21"	09.07. - 29.07.2003
HOLL	Hollen	52° 46' 01"	7° 55' 37"	24.07. - 05.08.2003
WEHD	Wehdel	52° 52' 52"	8° 02' 56"	29.07. - 12.08.2003
HOLZ	Holzurburg	52° 57' 17"	8° 09' 21"	05.08. - 15.08.2003
STIN	Stinstedt	52° 46' 01"	7° 55' 37"	12.08. - 26.08.2003
INTZ	Intzenbüttel	52° 52' 52"	8° 02' 56"	19.08. - 02.09.2003
BRUC	Bruch	52° 57' 17"	8° 09' 21"	19.08. - 09.09.2003
VAAL	Vaaler Moor	52° 46' 01"	7° 55' 37"	26.08. - 09.09.2003
HUNG	Hungriger Wolf	52° 52' 52"	8° 02' 56"	02.09. - 16.09.2003
NORD	Nordberg	52° 57' 17"	8° 09' 21"	16.09. - 28.09.2003
STIT	Stits	52° 46' 01"	7° 55' 37"	09.09. - 07.10.2003
MOHR	Mohr	52° 57' 17"	8° 09' 21"	23.09. - 07.10.2003
SELK	Selk	52° 46' 01"	7° 55' 37"	07.10. - 21.10.2003
BREK	Brekling	52° 52' 52"	8° 02' 56"	07.10. - 22.10.2003
POPP	Poppholz	52° 57' 17"	8° 09' 21"	21.10. - 04.11.2003
GROS	Großsolt	52° 57' 17"	8° 09' 21"	22.10. - 04.11.2003

Tabelle C. 1: Die Stationen des Profils N und deren Koordinaten. Die in grau aufgeführten Stationen haben eine zu geringe Datenqualität und werden daher von der Modellierung ausgeschlossen.

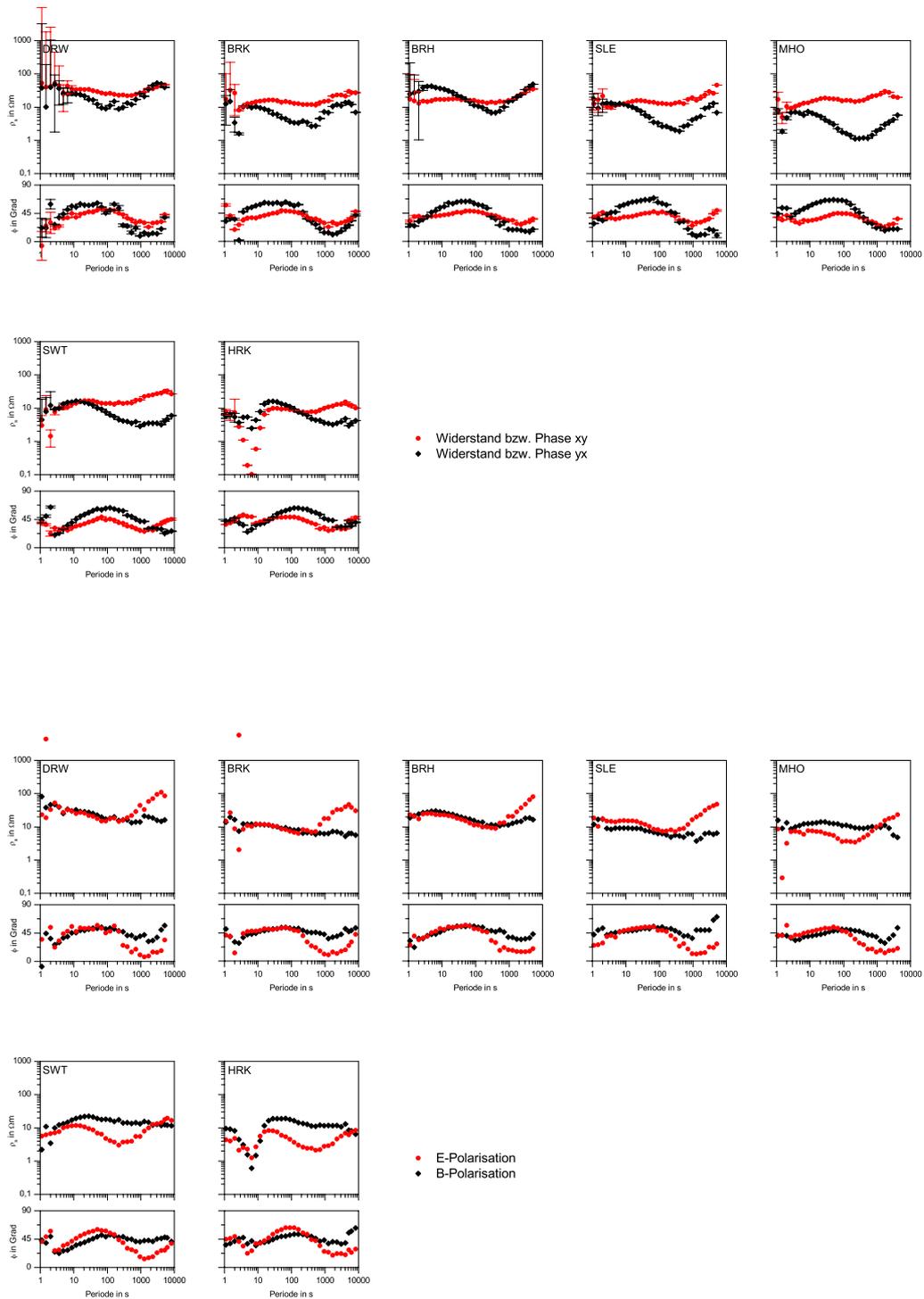


Abbildung C.1: Ungedrehte (oben) und gedrehte Sondierungskurven (unten) des Abschnitts Bramsche (Profil N).

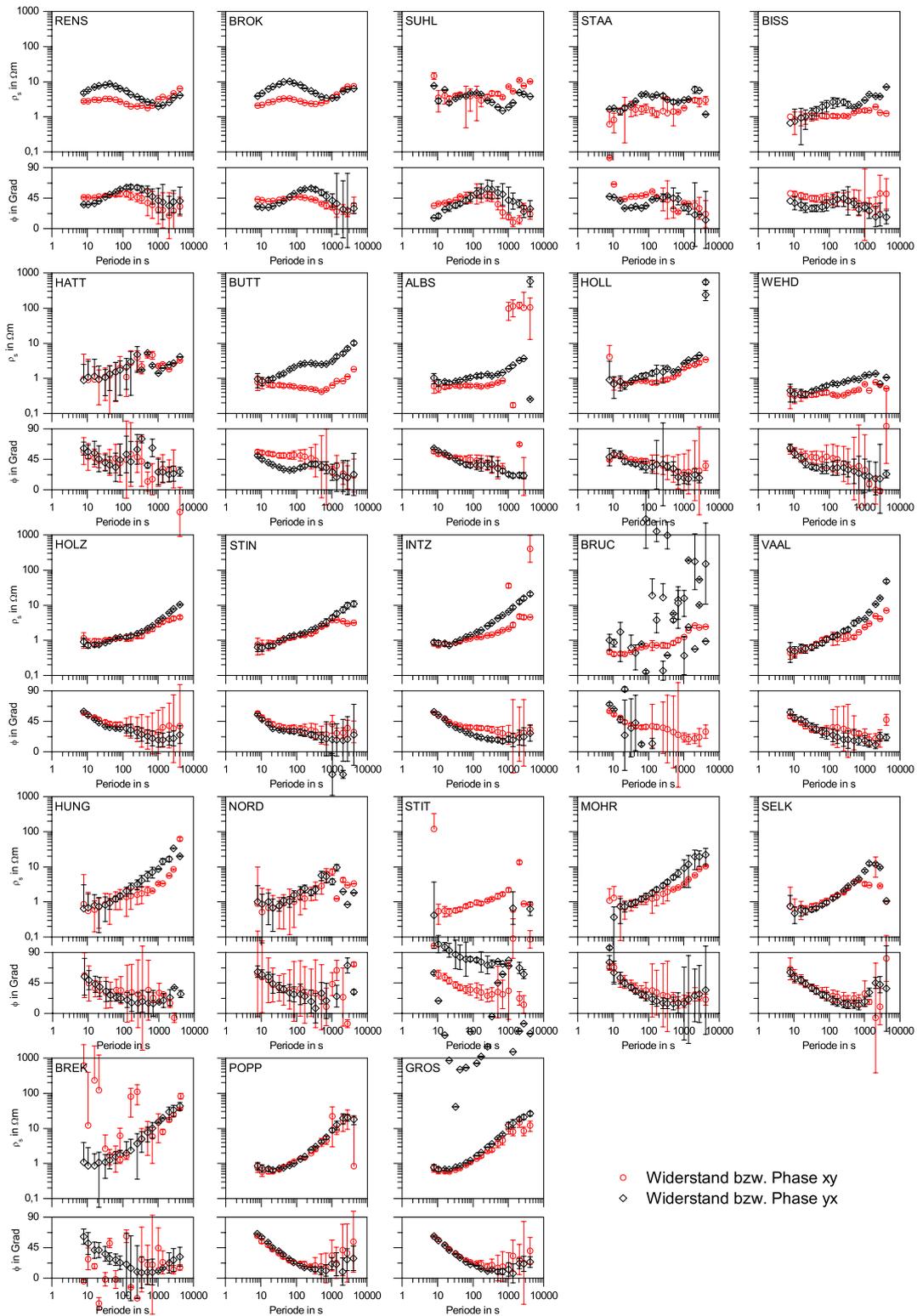


Abbildung C.2: Ungedrehte Sondierungskurven des Profils N (ohne Abschnitt Bramsche).

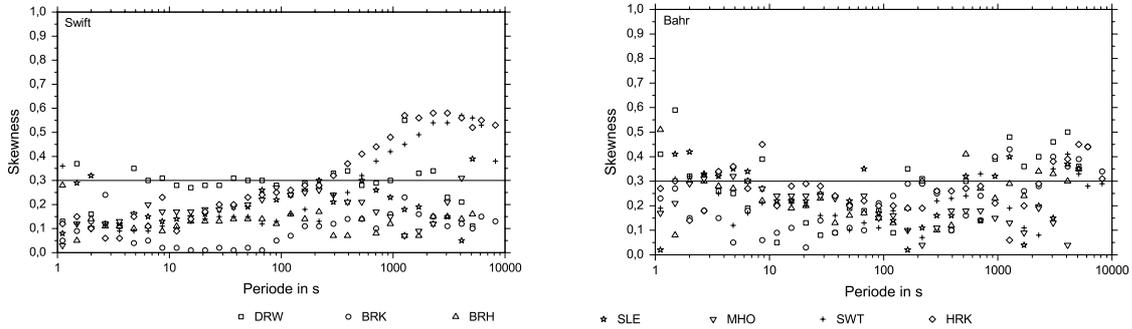


Abbildung C.3: Skewness nach SWIFT (1967) (links) und BAHR (1988) (rechts) für den Abschnitt Bramsche des Profils N.

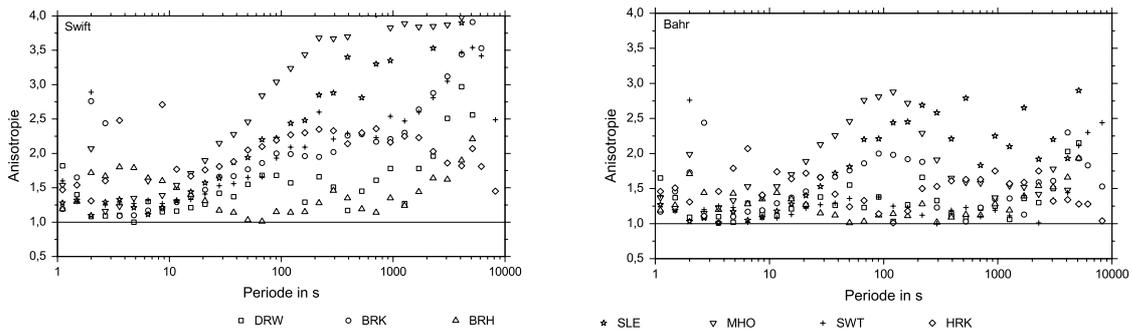


Abbildung C.4: Anisotropie nach SWIFT (1967) (links) und BAHR (1988) (rechts) für den Abschnitt Bramsche des Profils N.

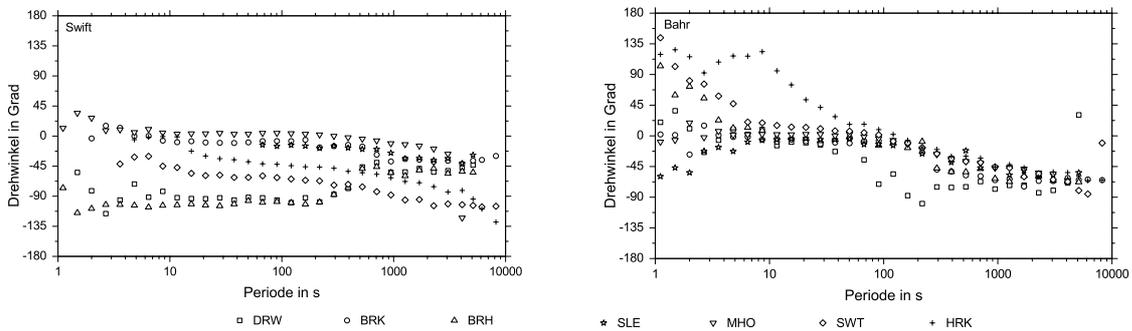


Abbildung C.5: Drehwinkel nach SWIFT (1967) (links) und BAHR (1988) (rechts) für den Abschnitt Bramsche des Profils N.

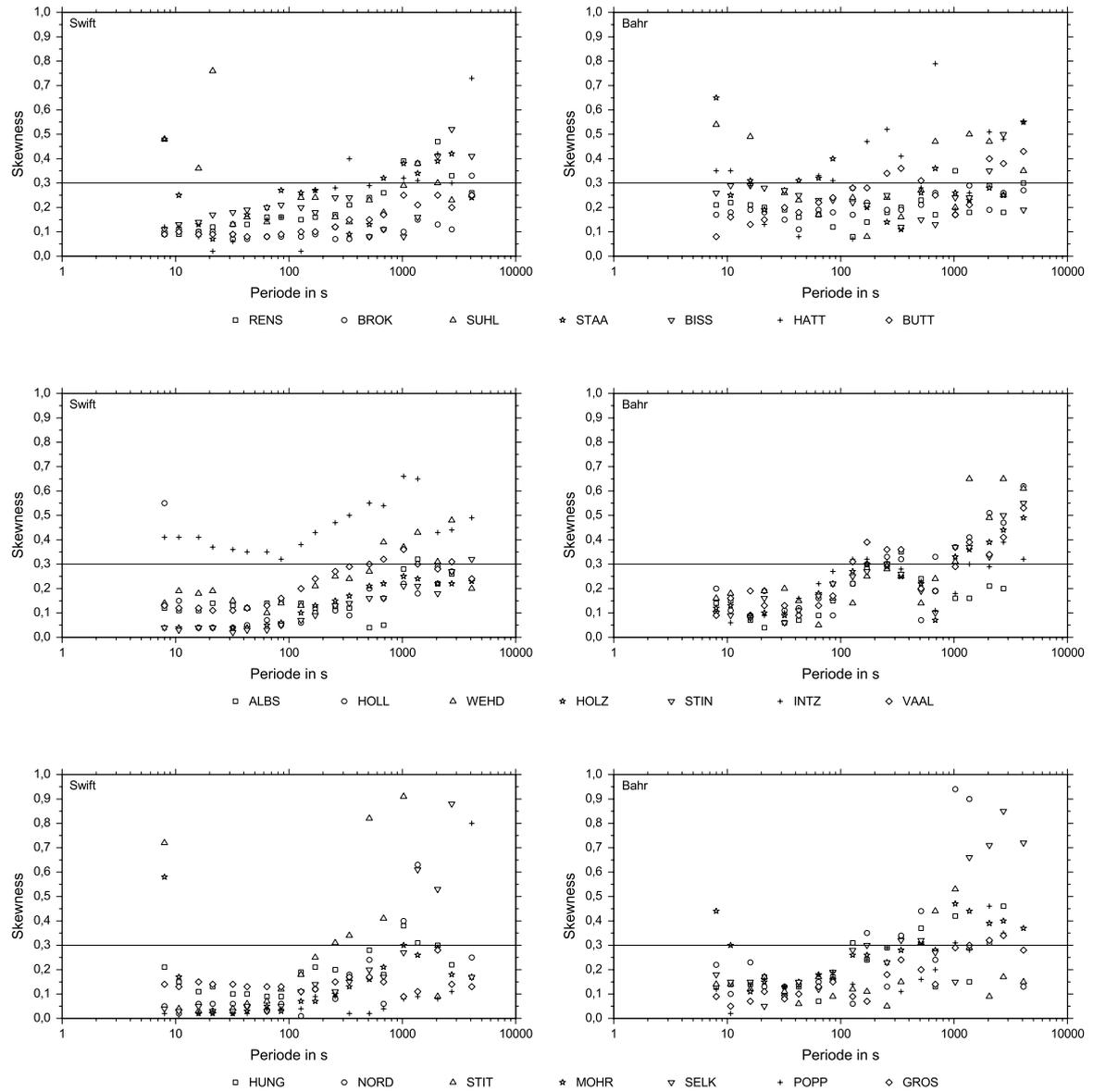


Abbildung C.6: Skewness nach SWIFT (1967) (links) und BAHR (1988) (rechts) für das Profil N.

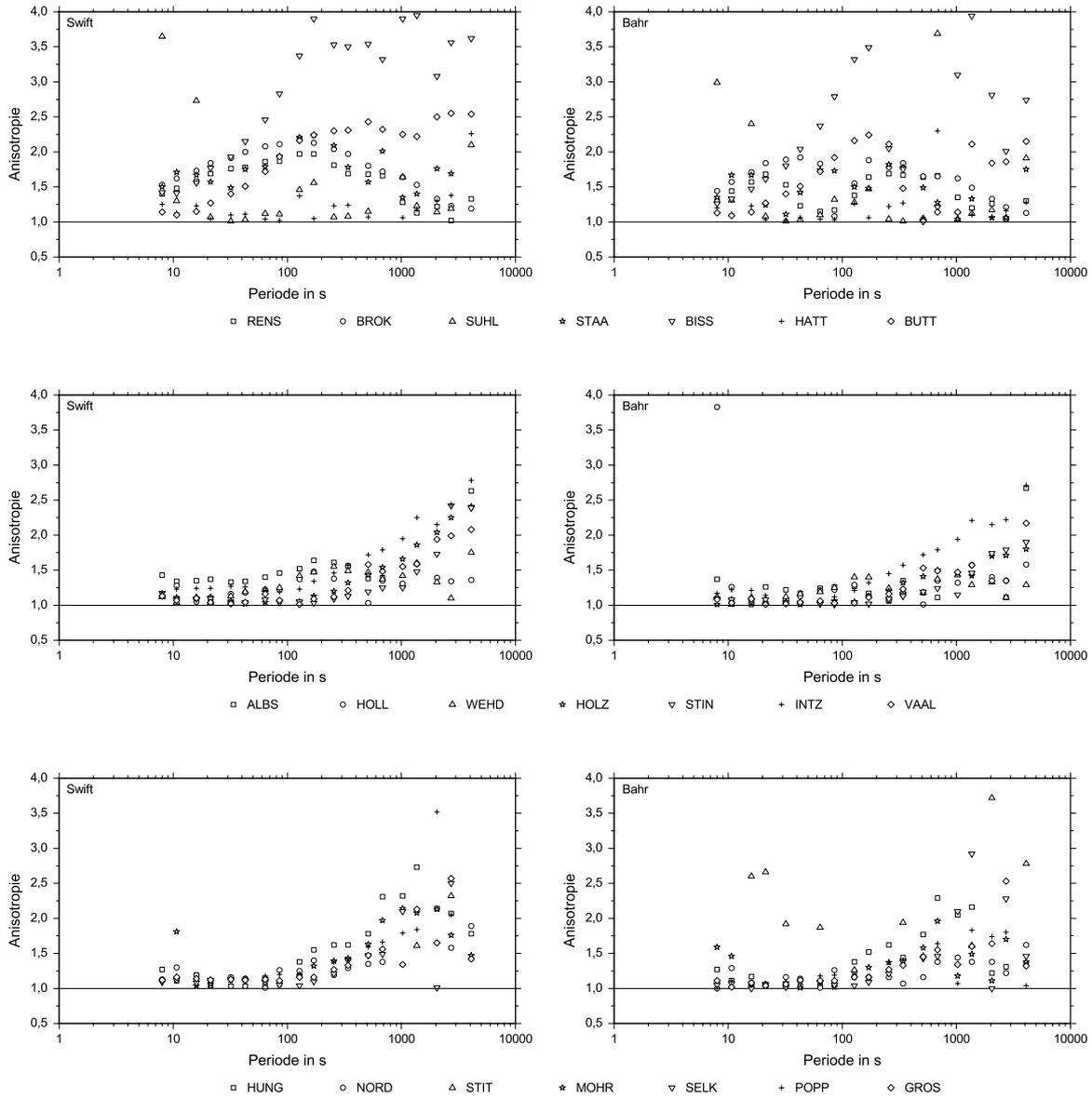


Abbildung C.7: Anisotropie nach SWIFT (1967) (links) und BAHR (1988) (rechts) für das Profil N.

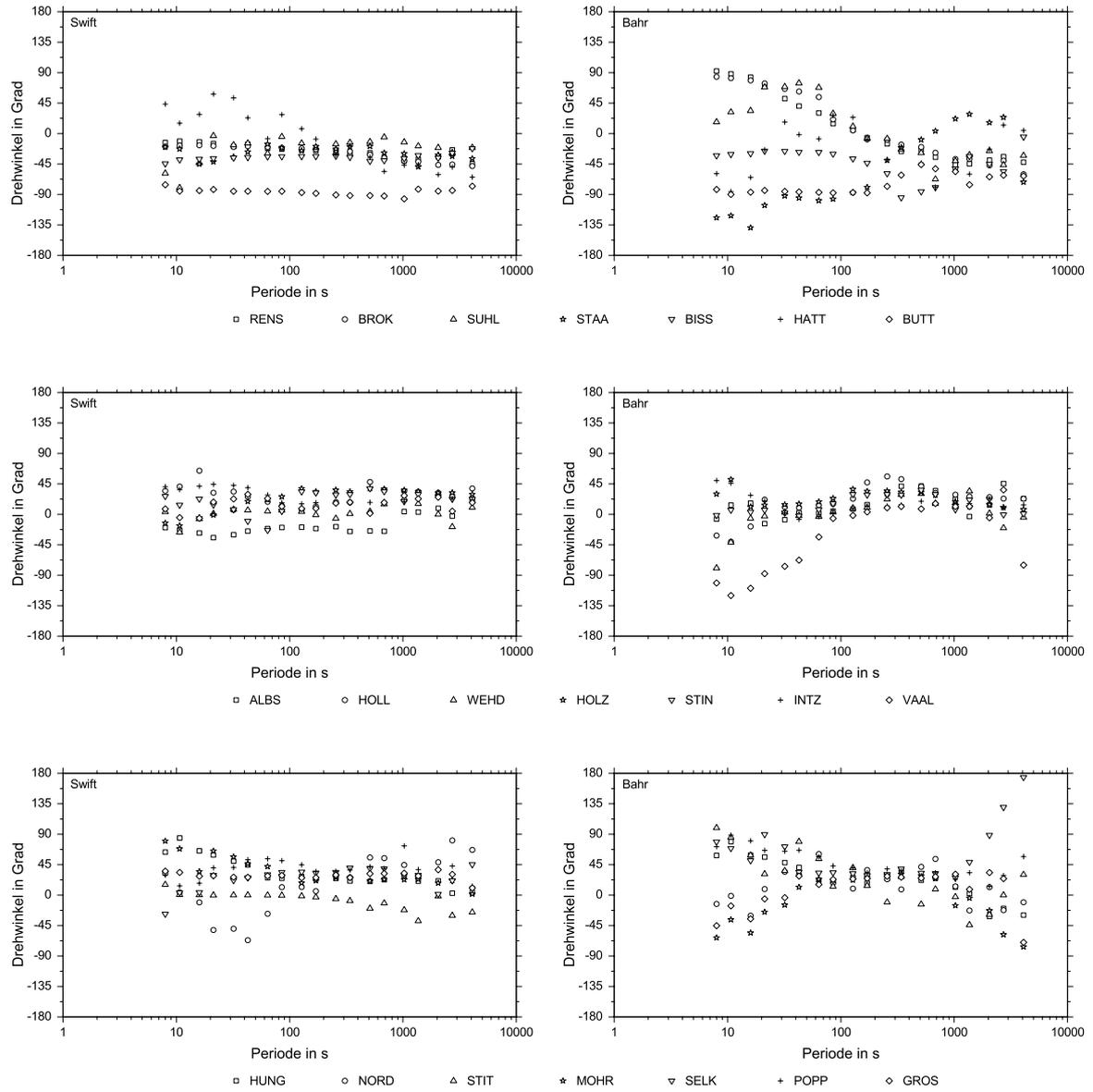


Abbildung C.8: Drehwinkel nach SWIFT (1967) (links) und BAHR (1988) (rechts) für das Profil N.

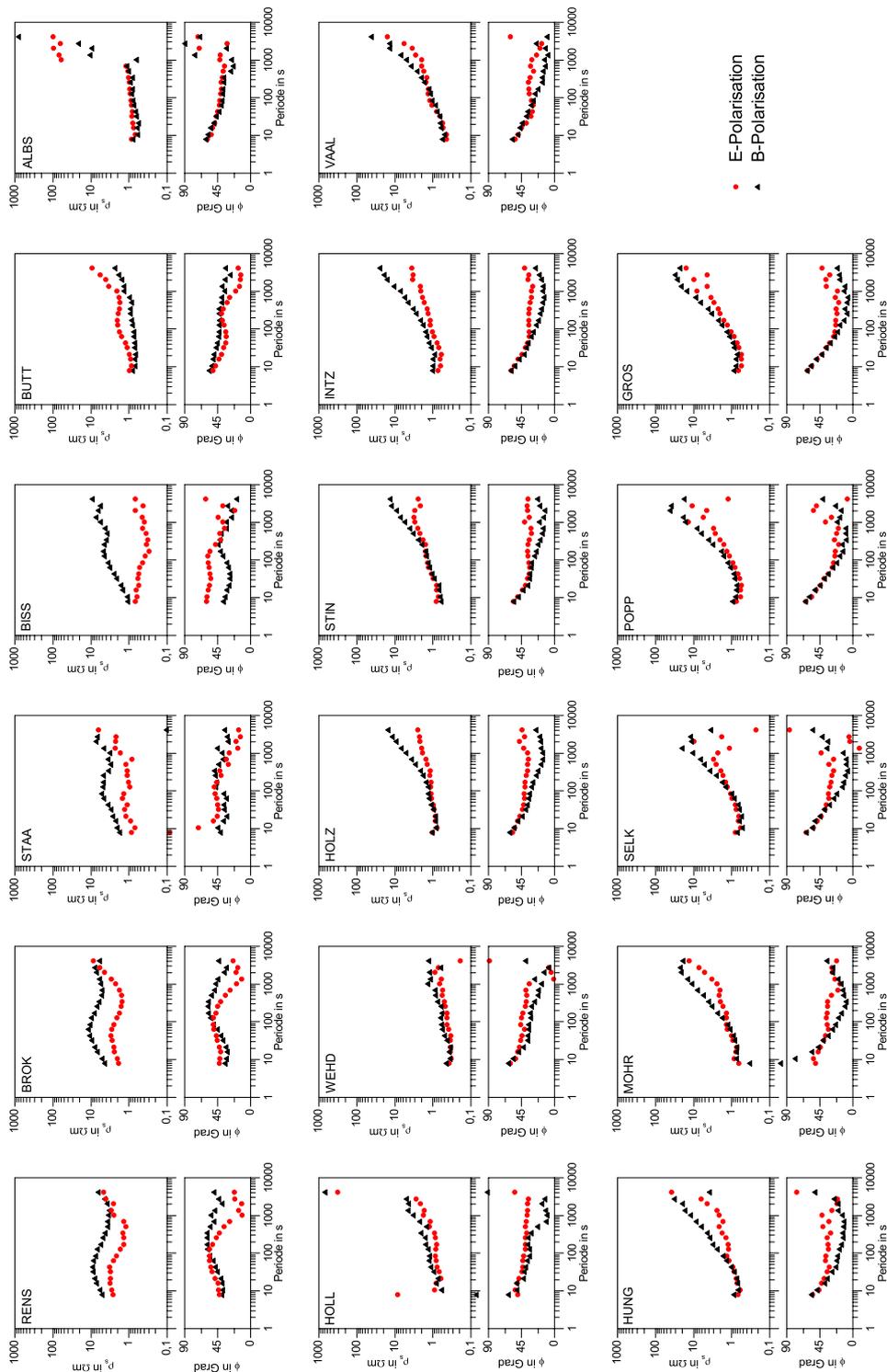


Abbildung C.9: Gedrehte Sondierungskurven des Profils N (ohne Abschnitt Bramsche).

Danksagung

Die vorliegende Dissertation wurde am Institut für Geophysik der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster angefertigt. Zum Gelingen dieser Arbeit hat so manch einer beigetragen. Ich möchte mich dafür herzlichst bei allen bedanken.

Ein besonderer Dank geht dabei an folgende Personen:

- Prof. Dr. U. Hansen für die Übertragung der Arbeit,
- Dr. Hartmut Jödicke für die gute Betreuung und die Anregungen zur Lösung verschiedener Probleme,
- Dr. Heinrich Brasse für die bereitwillige Übernahme der Betreuung nach Hartmuts Tod, die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes im Institut sowie die wertvollen Hinweise während der Entstehung des Manuskriptes,
- Dr. Norbert Hoffmann von der BGR, Berlin, für die freundliche Unterstützung in allen geologischen Fragen,
- die Mitarbeiter der feinmechanischen und elektronischen Werkstatt, die bei der Instandhaltung der Messapparaturen hervorragende Arbeit geleistet haben,
- Herrn J. Rätz von der BGR, Berlin, für die Erstellung einiger Karten und Schnitte,
- B. Wiesker und die studentischen Hilfskräfte für die Zusammenarbeit bei der Durchführung der Messkampagnen,
- die Kolleginnen und Kollegen des Instituts für Geophysik für die Ablenkungen und Ratschläge in den Mittagspausen,
- Marion Miensopust für ihre kritischen Anmerkungen zum Manuskript der Arbeit,
- meine Freundin Martina für ihre erfolgreichen Bemühungen, mich in gewissen Phasen der Arbeit zu beruhigen und aufzumuntern,
- meinen Freund und mittlerweile Ehemann André Hengesbach, der immer für mich da war und ist, und
- meine Eltern, die mir diese Arbeit ermöglicht und mich immer dabei unterstützt haben.

Diese Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen der Sachbeihilfen Jo 188/6-1 und Jo 188/6-2 sowie durch Mittel der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, finanziell gefördert.

Lebenslauf

Name: Laska Hengesbach, geb. Horejschi
Geburtsdatum: 20.12.1974
Geburtsort: Fürth/Bayern
Familienstand: verheiratet
Name des Vaters: Dr. Walter Horejschi
Name der Mutter: Ulhild Horejschi, geb. Thiessen

Schulbildung

08.1981 - 06.1985 Grundschole Bad Laer
08.1985 - 02.1994 Jugenddorf-Christophorusschule Versmold, Gymnasium
03.1994 - 06.1995 Steigerwald-Landschulheim Wiesentheid/Ufr., Gymnasium

Hochschulreife

30.06.1995 Allgemeine Hochschulreife in Wiesentheid/Ufr.

Studium

10.1996 - 03.2002 Studium der Geophysik an der
Westfälischen Wilhelms-Universität Münster

Prüfungen

10.04.2000 Vordiplom im Fach Geophysik an der
Westfälischen Wilhelms-Universität Münster
14.03.2002 Diplom im Fach Geophysik an der
Westfälischen Wilhelms-Universität Münster

Tätigkeiten

02.05.2002 - 30.04.2005 Wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Geophysik
der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster
01.05.2005 - 31.12.2005 Wissenschaftliche Hilfskraft am Institut für Geophysik
der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster

Dissertation

02.05.2002 Beginn der Dissertation am Institut für Geophysik
der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster
Betreuer: Prof. Dr. U. Hansen