

Abflusslose Senken – Instrumente in der Landschaftsanalyse und Indikatoren rezenter Krustenbewegungen

Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades
„Doktor der Naturwissenschaften“

im Promotionsfach Geologie/Paläontologie

am Fachbereich Chemie, Pharmazie und Geowissenschaften
der Johannes Gutenberg-Universität Mainz

von

Stephanie Grim

geb. in Zweibrücken

Mainz, 2012



JOHANNES GUTENBERG
UNIVERSITÄT MAINZ

'The present is the key to the past.'

James Hutton

Inhaltsverzeichnis

Abbildungs- und Tabellenverzeichnis	XI
Abkürzungen	XV
Zusammenfassung	XIX
Abstract.....	XXIII
1 Einleitung.....	1
1.1 Stand der Wissenschaft.....	1
1.2 Ziele der vorliegenden Arbeit	3
2 Entwicklung und Geologie des Norddeutschen Beckens	5
2.1 Paläozoikum	7
2.1.1 Prä-Perm.....	8
2.1.2 Perm (296-251 Ma)	12
2.2 Mesozoikum	15
2.2.1 Trias (251-200 Ma)	15
2.2.2 Jura (200-142 Ma).....	18
2.2.3 Kreide (142-65 Ma).....	19
2.3 Tertiär (65 Ma -1,8 Ma).....	22
2.4 Quartär (1,8-0 Ma).....	23
2.4.1 Pleistozän (1,8-0,01 Ma)	24
2.4.2 Holozän bis heute	29
2.4.3 Heutiger Zustand des Nordwestdeutschen Beckens.....	31

3	Neotektonik.....	33
3.1	Rezentes Stressfeld	34
3.2	Mitteleuropäische Subsidenzzone.....	34
3.3	Halokinese und Salzteknik	35
3.4	Glazio-isostatische Bewegungen	37
3.5	Störungsaktivität und Topographie.....	39
4	Negative Landformen	43
4.1	Genese von Senkenstrukturen.....	44
4.1.1	Äolische Formen	44
4.1.2	Biogene Formen	45
4.1.3	Aquatische Formen.....	45
4.1.4	Sackungsdepressionen.....	46
4.1.5	Subrosionssenken	47
4.1.6	Toteis- und Glazialformen.....	47
4.1.7	Anthropogene Senken	49
4.2	Heutiger Zustand der Depressionen.....	49
5	Projektgebiete	51
5.1	Geographischer Überblick der Projektgebiete	51
5.1.1	Schleswig-Holstein.....	51
5.1.2	Amelinghausen (Niedersachsen).....	54
5.2	Geologischer Überblick der Projektgebiete	56
5.2.1	Schleswig-Holstein.....	56
5.2.2	Amelinghausen (Niedersachsen).....	57
6	Methodik.....	61
6.1	Allgemeine Methodik	61
6.1.1	Software.....	61
6.1.2	Generierung des DEM.....	61
6.1.3	Erste Schritte in ESRI ArcMap – die fill-Funktion	63
6.1.4	Weiterverarbeitung der Daten in MATLAB R2010b.....	66

6.1.5	Reimport der ASCII-Daten in ESRI ArcGIS 10.0	71
6.2	Abflusslose Hohlformen als Instrument in der Analyse glazial geprägter Landschaften.....	73
6.2.1	Analysenetz	73
6.2.2	Fehlermatrix	76
6.3	Senken als Anzeiger von Neotektonik und rezenter Krustenbewegung oder „nur“ Toteislöcher?.....	77
6.3.1	Senkenverteilung und Eisvorstöße	78
6.3.2	Senkenverteilung und Subsidenz.....	79
6.3.3	Senkenverteilung und Störungssysteme	79
6.3.4	Senkenverteilung und Tunneltäler.....	80
6.3.5	Holozäne Gebiete als Sonderfall rezenter Krustenbewegungen.....	80
6.4	Senken-Klassifikation mittels Formfaktoren	80
7	Ergebnisse	87
7.1	Abflusslose Hohlformen als Instrument in der Analyse glazial geprägter Landschaften.....	87
7.1.1	Weichselzeitliche Grundmoräne und Hochflächen (Klasse 1).....	95
7.1.2	Saalezeitliche Sedimente und Material der jungeszeitlichen Vorebenen (Klasse 2)	95
7.1.3	Holozäne Sedimente (Klasse 3).....	96
7.2	Senken als Anzeiger von Neotektonik und rezenter Krustenbewegung oder „nur“ Toteislöcher?.....	97
7.2.1	Senkenverteilung und Eisvorstöße	97
7.2.2	Senkenverteilung, Tunneltäler und Subsidenz	98
7.2.3	Senkenverteilung und Störungssysteme	100
7.2.4	Holozäne Gebiete als Sonderfall rezenter Krustenbewegungen.....	101
7.3	Senken-Klassifikation mittels Formfaktoren	102

8	Interpretation.....	107
8.1	Abflusslose Hohlformen als Instrument in der Analyse glazial geprägter Landschaften.....	107
8.1.1	Weichselzeitliche Grundmoräne und Hochflächen (Klasse 1).....	107
8.1.2	Saalezeitliche Sedimente und Material der jungeszeitlichen Vorebenen (Klasse 2)	108
8.1.3	Holozäne Sedimente (Klasse 3).....	109
8.1.4	Synthese von 8.1.....	110
8.2	Senken als Anzeiger von Neotektonik und rezenter Krustenbewegung oder „nur“ Toteislöcher?.....	113
8.2.1	Senkenverteilung und Eisvorstöße	113
8.2.2	Senkenverteilung, Tunneltäler und Subsidenz	114
8.2.3	Senkenverteilung und Störungssysteme	116
8.2.4	Holozäne Gebiete als Sonderfall rezenter Krustenbewegungen.....	116
8.2.5	Synthese von 8.2.....	117
8.3	Senken-Klassifikation mittels Formfaktoren	120
9	Diskussion.....	127
9.1	Abflusslose Hohlformen als Instrument in der Analyse glazial geprägter Landschaften.....	130
9.2	Senken als Anzeiger von Neotektonik oder rezenter Krustenbewegung?	132
9.3	Senken-Klassifikation mittels Formfaktoren	139
10	Schlussfolgerungen.....	143
10.1	Abflusslose Hohlformen als Instrument in der Analyse glazial geprägter Landschaften.....	143
10.2	Senken als Anzeiger von Neotektonik und rezenter Krustenbewegung oder „nur“ Toteislöcher?.....	144
10.3	Senken-Klassifikation mittels Formfaktoren	145
	Ausblick.....	147
	Literatur	151

Anhang	165
Verwendeter MATLAB-Code zur Senken-Erkennung	165
<i>MapAlgebra</i> -Syntax zur Schließung von Datenlücken in Rasterdatensätzen	169
<i>MapAlgebra</i> -Syntax zur Flächenvergrößerung	169
Index	171
Danksagung	179
Eidesstattliche Erklärung	181

Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

Abbildungen

Abbildung 2-1: Übersicht zur Gliederung des Zentraleuropäischen Beckens.....	5
Abbildung 2-2: Lage der Untersuchungsgebiete Schleswig-Holstein und Amelinghausen innerhalb des ehemaligen Permbecken-Systems	6
Abbildung 2-3: Paläogeographie und Lage des Norddeutschen Beckens (Ordovizium bis Tertiär).	11
Abbildung 2-4: Das Südliche und Nördliche Permbecken als Teil des Zentraleuropäischen Beckensystems.....	13
Abbildung 2-5: Zechsteinbasis (A) und -top (B).....	14
Abbildung 2-6: Mächtigkeitskarten nach strukturbildenden Hauptphasen für die Gebiete des heutigen Norddeutschlands. A: Trias. B: Jura bis Unterkreide.	16
Abbildung 2-7: Mächtigkeitskarten nach strukturbildenden Hauptphasen für die Gebiete des heutigen Norddeutschlands. A: Oberkreide bis Untereozän. B: Miozän bis Quartär.....	21
Abbildung 2-8: Mächtigkeitskarte des Quartärs in Bezug zu elsterzeitlichen Rinnensystemen.....	26
Abbildung 2-9: Karte der geologischen Haupteinheiten	27
Abbildung 2-10: Schematisiertes Profil durch das norddeutsche Küstengebiet.....	30
Abbildung 3-1: Neotektonische Regionaleinheiten Mitteleuropas.....	35

Abbildung 3-2: A: Sedimentmächtigkeiten seit dem Eozän in Bezug zu Subsidenzgebieten, Großstörungen und Salzstöcken. B: Rezente Subsidenzgebiete in Bezug zu Salzstöcken, Tunneltälern und Großstörungen	41
Abbildung 4-1: Modell einer Senke innerhalb eines Grids	43
Abbildung 5-1: Geographische Lage Schleswig-Holsteins (SH) und des Untersuchungsgebiets Amelinghausen (Am)	52
Abbildung 5-2: Topographisches Modell Schleswig-Holsteins, Gewässernetz und die im Text erwähnten Städte	53
Abbildung 5-3: Naturräumliche Gliederung Schleswig-Holsteins.....	54
Abbildung 5-4: Übersichtskarte über das Untersuchungsgebiet Amelinghausen.	55
Abbildung 5-5: Störungen, Lage der Salzstöcke und Salztop im Untersuchungsgebiet Schleswig-Holstein, sowie die in Norddeutschland typischen Streichrichtungen.....	57
Abbildung 5-6: Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes Amelinghausen	58
Abbildung 5-7: Ausschnitt der von Lehné (2005) berechneten, rezenten Bewegungspotentiale des Untersuchungsgebiets Amelinghausen	60
Abbildung 6-1: Schematischer Querschnitt durch eine Senke	65
Abbildung 6-2: Binärbild der Senken, die in MATLAB mit Hilfe der DIS-Funktion berechnet wurden	66
Abbildung 6-3: Grafikausgabe des <i>bwlabel</i> -Befehls.....	67
Abbildung 6-4: Zentroide und räumliche Ausdehnung der Senken	72
Abbildung 6-5: Die 4.322 ursprünglich gewählten Detektionszellen	74
Abbildung 6-6: Lage der Senken in Bezug zu den Haupteisrandlagen.....	78
Abbildung 6-7: Grafikausgaben in MATLAB.	82
Abbildung 6-8: Brücken als Problem beim Umsetzen der <i>fill</i> -Funktion.....	83
Abbildung 6-9: Flächenvergrößerung zur Polygon-Konversion.....	85

Abbildung 6-10: Auswahl unterschiedlich geformter Objekte aus dem Binärbild und deren spezifische Formparameter	86
Abbildung 7-1: Abfrageergebnisse der Detektionszellen I. Mittlere Höhe jeder Detektionszelle (A) und Abfrage über die Summe von Senken $\leq 250 \text{ m}^2$ (B).....	88
Abbildung 7-2: Abfrageergebnisse der Detektionszellen II. Anzahl der Senken pro Zelle (A), die mittlere Senkenfläche (B), die maximale Senkentiefe (C) und die mittlere Rundheit (Rundheit I).	89
Abbildung 7-3: Klassifikationsergebnisse. Die vereinfachte geologische Karte (A) Referenz zu den beiden Abfrageergebnissen (B und C)	94
Abbildung 7-4: Lage der Depressionen differenziert nach den geologischen Haupteinheiten.....	97
Abbildung 7-5: Hohlformen, die potentiell mit der Verortung von Tunneltälern in Verbindung gebracht werden können	99
Abbildung 7-6: Depressionen innerhalb von Subsidenzgebieten, bzw. Senken, deren Genese potentiell auf Subsidenz zurückzuführen ist	99
Abbildung 7-7: Senken, die potentiell mit Störungsstrukturen in Verbindung stehen. Gewählt wurden oberflächennahe Störungen ab der Tiefe des Mitteloligozäns	100
Abbildung 7-8: Potentielle Bewegungen unter NN für die nächsten 200.000 Jahre im Vergleich zur räumlichen Verteilung holozäner Sedimente und zur Lage natürlichen Depressionen	101
Abbildung 7-9: Alle klassifizierte Werte in den neun Originalklassen.....	104
Abbildung 8-1: Simplifizierte Gesamtergebnisse aus 7.1	110
Abbildung 8-2: Übersicht aller Hohlformen im Untersuchungsgebiet Schleswig-Holstein.....	112
Abbildung 8-3: Synergie aller Abfragen	118
Abbildung 8-4: Klassifikation der Senken in die sechs erfassten Hauptgruppen.....	121

Abbildung 8-5: Klassifikationsergebnisse aller potentiell natürlichen topographischen Depressionen ohne den Einfluss von Fließgewässern.....	122
Abbildung 8-6: Potentiell natürliche, künstliche und lineare Senkenflächen in Bezug zu Störungs- und Salzstrukturen im Untergrund.....	124
Abbildung 9-1: Generalisierung der Objekte	128
Abbildung 9-2: Großräumige Senke (grau schraffiert) in Bezug zur heutigen Topographie (B), zur Tunneltalverteilung (C, weiß umrandet) und zu den rezenten Bewegungsraten (D).....	135
Abbildung 9-3: Detail der detektierten Depressionen entlang der Ostflanke des Glückstadt-Grabens	136

Tabellen

Tabelle 1: Verwendete Abfragen zur Landschaftsklassifikation.....	91
Tabelle 2: Fehlermatrix bei der Verwendung der ersten Abfragekriterien.....	92
Tabelle 3: Fehlermatrix bei der Verwendung der zweiten Abfragekriterien.....	93
Tabelle 4: Schwellwerte zur Senken-Klassifikation.....	103
Tabelle 5: Summe aller erfassten Klassen.....	105

Abkürzungen

Die verwendeten Abkürzungen sind an die englischsprachigen Begriffe angelehnt, um externe Bildquellen im Text leichter miteinbeziehen zu können. Einheiten wie m und mm/a beziehen sich auf die internationalen Standards und werden daher nicht weiter ausgeführt.

AF	Afrika
Am	Amelinghausen
AN	Antarktis
AT	Allertal-Störung
AU	Australien
Av	Avalonia
BA	Baltica
BFB	Broad Fourteens Becken
Ca	Cathayasisches Orogen
CEBS	<i>Central European Basin System</i> , Zentraleuropäisches Beckensystem
CG	<i>Central Graben</i> , Zentralgraben
CI	Cimmeria Blöcke
Ci	Cimmerisches Orogen
CNB	<i>Central Netherlands Basin</i> , Zentralniederländisches Becken
DEM	Digitales Höhenmodell, <i>digital elevation model</i>
DIS	<i>depth in sinks</i> , Tiefe eines Rasterpunktes innerhalb einer Senke
DIS _{max}	maximale Tiefe der Rasterpunkte innerhalb einer Senke
DSK	Deutsche Stratigraphische Kommission

EA	Eurasien
Fle	Flechtingen Hoch
GG	Glückstadt-Graben
Gi	Gifhorner Trog
GIS	Geoinformationssystem
GL	Grönland
Ha	Harz
HG	Horngraben
HL	Hamburger Loch
IA	Iapetus-Ozean
ID	Kennung, Identifikationsnummer
IN	Indien
LA	Laurentia
LSB	<i>Lower Saxony Basin</i> , Niedersächsisches Becken
MESZ	Mitteleuropäischen Senkungszone, Zentraleuropäische Subsidenzzone
NAN	<i>Not a Number</i>
NAM	Nordamerika
NC	Nordchina
NEGB	<i>Northeast German Basin</i> , Nordostdeutsches Becken
NGB	<i>North German Basin</i> , Norddeutsches Becken
NWGB	<i>Northwest German Basin</i> , Nordwestdeutsches Becken
ORK	Old-Red-Kontinent
Os	Osning-Lineament
RB	Rheder Moor-Blenhorst-Störung
RFH	Ringkøbing-Fyn-Hoch
RO	Rheischer Ozean
SA	Südamerika
SC	Südchina

SH	Schleswig-Holstein
S_{Hmax}	maximaler horizontaler Stress
SI	Siberia
St	Steinhuder Meer
STZ	Sorgenfrei-Tornquist-Zone
TESZ	Transeuropäische Suturezone
TK	Topographische Karte
TS	Thor-Suture
TTZ	Tornquist-Teisseyre-Zone
TO	Tornquist-Ozean
Ur	Ural
Va	Varisziden
VDF	variszische Deformationsfront
WT	Westholstein-Trog
WNB	Westniederländisches Becken

Zusammenfassung

Innerhalb des Untersuchungsgebiets Schleswig-Holstein wurden 39.712 topographische Hohlformen detektiert. Genutzt wurden dazu ESRI ArcMap 9.3 und 10.0 (ESRI Inc. – *Environmental Systems Research Institute*). Der Datenaufbereitung folgten weitere Kalkulationen in MATLAB R2010b (*Matrix Laboratory, MathWorks*). Jedes Objekt wurde räumlich mit seinen individuellen Eigenschaften verschnitten. Dazu gehörten Fläche, Umfang, Koordinaten (Zentroide), Tiefe und maximale Tiefe der Hohlform und Formfaktoren wie Rundheit, Konvexität und Elongation. Ziel der vorgestellten Methoden war die Beantwortung von drei Fragestellungen:

- Sind negative Landformen dazu geeignet Landschaftseinheiten und Eisvorstöße zu unterscheiden und zu bestimmen?
- Existiert eine Kopplung von Depressionen an der rezenten Topographie zu geologischen Tiefenstrukturen?
- Können Senken unterschiedlicher Entstehung anhand ihrer Formcharakteristik unterteilt werden?

Die vorgenommene Klassifikation der großen Landschaftseinheiten basiert auf der Annahme, dass sowohl Jungmoränengebiete, ihre Vorflächen als auch Altmoränengebiete durch charakteristische, abflusslose Hohlformen, wie Toteislöcher, Seen, etc. abgegrenzt werden können. Normalerweise sind solche Depressionen in der Natur eher selten, werden jedoch für ehemalige Glaziallandschaften als typisch erachtet. Ziel war es, die geologischen Haupteinheiten, Eisvorstöße und Moränengebiete der letzten Vereisungen zu differenzieren. Zur Bearbeitung wurde ein Detektionsnetz verwendet, das auf quadratischen Zellen beruht. Die Ergebnisse zeigen, dass durch die alleinige Nutzung von Depressionen zur Klassifizierung von Landschaftseinheiten Gesamtgenauigkeiten von bis zu 71,4% erreicht werden können. Das bedeutet, dass drei von vier Detektionszellen korrekt zugeordnet werden können. Jungmoränen, Altmoränen, periglaziale

Vorflächen und holozäne Bereiche können mit Hilfe der Hohlformen mit großer Sicherheit voneinander unterschieden und korrekt zugeordnet werden. Dies zeigt, dass für die jeweiligen Einheiten tatsächlich bestimmte Senkenformen typisch sind.

Die im ersten Schritt detektierten Senken wurden räumlich mit weiterreichenden geologischen Informationen verschnitten, um zu untersuchen, inwieweit natürliche Depressionen nur glazial entstanden sind oder ob ihre Ausprägung auch mit tiefen geologischen Strukturen in Zusammenhang steht. 25.349 (63,88%) aller Senken sind kleiner als 10.000 m² und liegen in Jungmoränengebieten und können vermutlich auf glaziale und periglaziale Einflüsse zurückgeführt werden. 2.424 Depressionen liegen innerhalb der Gebiete subglazialer Rinnen. 1.529 detektierte Hohlformen liegen innerhalb von Subsidenzgebieten, von denen 1.033 innerhalb der Marschländer im Westen verortet sind. 919 große Strukturen > 1 km entlang der Nordsee sind unter anderem besonders gut mit Kompaktionsbereichen elsterzeitlicher Rinnen zu homologisieren. 344 dieser Hohlformen sind zudem mit Tunneltälern im Untergrund assoziiert. Diese Parallelität von Depressionen und den teils über 100 m tiefen Tunneltälern kann auf Sedimentkompaktion zurückgeführt werden. Ein Zusammenhang mit der Zersetzung postglazialen, organischen Materials ist ebenfalls denkbar. Darüber hinaus wurden in einer Distanz von 10 km um die miozän aktiven Flanken des Glückstadt-Grabens negative Landformen detektiert, die Verbindungen zu oberflächennahen Störungsstrukturen zeigen. Dies ist ein Anzeichen für Grabenaktivität während und gegen Ende der Vereisung und während des Holozäns. Viele dieser störungsbezogenen Senken sind auch mit Tunneltälern assoziiert. Entsprechend werden drei zusammenspielende Prozesse identifiziert, die mit der Entstehung der Hohlformen in Verbindung gebracht werden können. Eine mögliche Interpretation ist, dass die östliche Flanke des Glückstadt-Grabens auf die Auflast des elsterzeitlichen Eisschildes reagierte, während sich subglazial zeitgleich Entwässerungsrinnen entlang der Schwächezonen ausbildeten. Diese wurden in den Warmzeiten größtenteils durch Torf und unverfestigte Sedimente verfüllt. Die Gletschervorstöße der späten Weichselzeit aktivierten erneut die Flanken und zusätzlich wurde das Lockermaterial exarisiert, wodurch große Seen, wie z. B. der Große Plöner See entstanden sind. Insgesamt konnten 29 große Depressionen > 5 km in Schleswig-Holstein identifiziert werden, die zumindest teilweise mit Beckensubsidenz und Aktivität der Grabenflanken verbunden sind, bzw. sogar auf diese zurückgehen.

Die letzte Teilstudie befasste sich mit der Differenzierung von Senken nach deren potentieller Genese sowie der Unterscheidung natürlicher von künstlichen Hohlformen. Dazu wurde ein DEM für einen Bereich im Norden Niedersachsens verwendet, das eine Gesamtgröße von 252 km² abdeckt. Die Ergebnisse zeigen, dass glazial entstandene Depressionen gute Rundheitswerte aufweisen und auch Elongation und Exzentrizität eher kompakte Formen anzeigen. Lineare negative Strukturen sind oft Flüsse oder Altarme. Sie können als holozäne Strukturen identifiziert werden. Im Gegensatz zu den potentiell natürlichen Senkenformen sind künstlich geschaffene Depressionen eher eckig oder ungleichmäßig und tendieren meist nicht zu kompakten Formen. Drei Hauptklassen topographischer Depressionen konnten identifiziert und voneinander abgegrenzt werden: Potentiell glaziale Senken (Toteisformen), Flüsse, Seiten- und Altarme sowie künstliche Senken. Die Methode der Senkenklassifikation nach Formparametern ist ein sinnvolles Instrument, um verschiedene Typen unterscheiden zu können und um bei geologischen Fragestellungen künstliche Senken bereits vor der Verarbeitung auszuschließen. Jedoch zeigte sich, dass die Ergebnisse im Wesentlichen von der Auflösung des entsprechenden Höhenmodells abhängen.

Abstract

39,712 topographic depressions have been mapped within the federal state of Schleswig-Holstein using ESRI ArcMap 9.3 and 10.0 (ESRI Inc. – *Environmental Systems Research Institut*). The data pre-processing was followed by further calculations in MATLAB R2010b (Matrix Laboratory, MathWorks). Every object was joined with his individual characteristics: Area, perimeter, coordinates (centroids), depth and maximal depth and shape factors like roundness, convexity and elongation. The aim of the presented methods was to consider three questions in particular:

- Are negative landforms on recent topography useful tools to divide digital elevation models into landscape units and to specify Pleistocene ice margins?
- Does a coupling between natural depressions on recent topography and the geological framework exist?
- Can sinks and their origins be differentiated and characterized by their shape and form characteristics?

The classification of landscape units and geological macro-areas is based on the assumption that young moraine landscapes, their forelands as well as the old moraine areas can be demarcated by characteristic topographic forms with internal drainage like kettle holes, ponds, etc. In general such sinks are rare in nature but are considered to be characteristic for postglacial and former ice shield influenced landscapes. The objective was to classify the main geological units, ice advances and moraine areas of the last glaciations. A detection net based on square cells was used for the classification. The results show that the use of sinks as sole determinant for landscape classifications can reach overall accuracies up to 71.4%. This means that 3 of 4 detection cells can be assigned correctly. Young moraine landscapes, lower moraines and Holocene units can be marked out and assigned with great certainty by their different characteristics. This

also shows that the single units have specific and typical types of sinks and can be determined with this information in deed.

The sinks which were detected in the first step were spatial joined with further geological information to investigate if natural depressions can only be reduced to glacial origins or if they are coupled to deep geological structures as well. Results show that 25,349 (63.88%) of all detected sinks are smaller than 10,000 sq. m and mainly occur within the young moraine landscape and are presumably of glacial and periglacial origin. 2,424 negative landforms lie within areas of former subglacial channels. 1,529 detected sinks are located within subsidence influenced areas, 1,033 of them lie within the western marshlands. Especially 919 large depressions (> 1 km extent) along the North Sea are thus most likely allocated to processes of sediment-compaction. 344 of these structures are connected to tunnel valleys as well. The parallelism between depressions and tunnel valleys, which can partly reach depths over 100 m can be reduced to compaction of unconsolidated sediments. A connection with degradation of post-glacial, organic-rich fillings is also conceivable. Furthermore, enlarged negative structures can be outlined within a distance of 10 km to the Miocene active flanks of the tectonic Glueckstadt Graben and connected shallow fault structures. This indicates activity of the graben at the end of the last glaciations or during the Holocene. Most this fault related landforms are associated with Tunnel Valleys as well. Accordingly, three interplaying processes can be observed, which are presumably associated with the formation of these topographic depressions. A likely interpretation could be that the eastern flank of the Glueckstadt Graben responded to the ice load of the Elsterian glaciers during the simultaneously formation of the subglacial channels that were filled in the interglacial periods at least partly with peat and unconsolidated soft sediments. The last glacier advances of the late Weichselian again activated the eastern graben flank and large glacier lobes exarated the ground causing the large lakes like e. g. the Lake Ploen. Finally we quantify a total of 29 large depressions (> 5 km extent) in Schleswig-Holstein to be associated at least partly with the basin subsidence and tectonic activity of the graben flanks.

The last substudy was about the differentiation of sinks according to their different origin and to demarcate artificial negative landforms. For this reason a DEM of 12.5 m resolution within Lower Saxony was used which has a total area of 252 sq. km. The results show that structures of glacial origin have high roundness values and show

compact values for elongation and eccentricity. Linear negative structures are often rivers or oxbow lakes and can be mostly identified as Holocene structures. In contrary, artificial sinks are more angular and don't tend to compact shapes as natural landforms. Three main classes of topographic depressions can be identified: potential glacial sinks – this class also includes sinks ≤ 3 pixels – river waters and oxbow lakes and artificial sinks. The method is a powerful tool to distinguish between different types of sinks. For example unnatural landforms can be excluded can already be rejected before further work on geological issues. However, the study shows that the quality of the results mainly depends on the DEM resolution.

1 Einleitung

1.1 Stand der Wissenschaft

Die Geologie und die topographische Gestaltung im Bereich des Norddeutschen Beckens sind stark geprägt von endogenen und exogenen Faktoren. Zu diesen zählen z.B. die seit dem Perm angelegten und häufig reaktivierten Störungsmuster und -systeme des Nordwestdeutschen Beckens, der Diapirismus, die anhaltende Subsidenz Mitteleuropas sowie die glaziale Überprägung und der postglaziale Uplift im Bereich der ehemaligen Eisschilde.

Aufgrund der anhaltenden Exploration terrestrischer Kohlenwasserstoffe ist die komplexe Struktur des Norddeutschen Beckens heute weitgehend bekannt und kartographisch erfasst (Baldschuhn et al. 2001, Maystrenko et al. 2008 und Ziegler 1990). Zahlreiche Modelle des Beckens wurden mit Hilfe von Industrieseismiken, numerischen Ansätzen und 3D-Rekonstruktionen erstellt (z.B. Hansen et al. 2007, Kossow & Krawczyk 2002, Krawczyk et al. 2008, Littke 2008 sowie van Wees et al. 2000). Auch Hammerschlag-Seismik und spezielle Vibroseis-Verfahren sind häufig eingesetzte Methoden zur Erkundung oberflächennaher Störungsstrukturen (z.B. Brandes et al. 2010, Grandjean & Leparoux 2004, Herbst et al. 1998, Polom 2005, Wiederhold et al. 2002 oder Yoon et al. 2008).

Im Rahmen der Beckenentwicklung veränderten sich seit dem Oberkarbon die vorherrschenden Stressfelder aufgrund des plattentektonischen Rahmens immer wieder. Die Folge waren eine Folge von Subsidenz- und Inversionsprozessen, die zu einer fast zyklischen Reaktivierung von Störungssystemen führte und die Komplexität des heutigen Norddeutschlands maßgeblich beeinflussten (vgl. Gemmer et al. 2003, Scheck-Wenderoth & Lamarche 2005, Stollhofen et al. 2008).

Als Beispiel für Modellierungen der Stressfelder sind allen voran die Arbeiten von Cacace et al. (2008), Grünthal & Stromeyer (2001), Kley et al. (2008) und Marotta et al. (2002) und zu nennen, die die Spannungszustände und rezenten Stressfelder innerhalb des Beckens rekonstruieren. Das rezente Stressregime ist geprägt vom anhaltenden Nordatlantik-

Rift, der alpinen Kollision, isostatisch-postglazialen Ausgleichsbewegungen und einer allgemeinen Subsidenz Mitteleuropas. All jene Faktoren zeigen auch heute noch Einflüsse auf Störungsstrukturen und rezente Bewegungsmuster (Fuchs & Müller 2001, Stackebrandt et al. 2001a). Auch außerhalb Schleswig-Holsteins, wie z. B. in der Niederlausitz oder Brandenburg sind rezente Bewegungen innerhalb des ehemaligen Permbeckens zu verzeichnen (Stackebrandt 2004, Stackebrandt 2005). Innerhalb von Schleswig-Holstein werden Subsidenzraten von -68m/a , bzw. Hebungsraten von bis zu 9m/a erreicht (Lehné & Sirocko 2010, Ludwig 2001b). Die Berechnung solcher Topographieveränderungen wird mittels Feinnivellements, Referenzhorizonten oder Fernerkundungsdaten ermittelt.

Auch Salzstrukturen beeinflussen heute noch die rezente Oberfläche. In zahlreichen Modellen wurde rekonstruiert, dass Salzstrukturen post-permischer Halokinese und Diapirismus unterlagen und Einfluss auf die Tiefengeologie und die Oberflächengestaltung des Intrakontinentalbeckens, beispielsweise durch die Bildung von Randsenken, nahmen (z. B. Ismail-Zadeh et al. 2001, Maystrenko et al. 2005a, Mohr et al. 2005, Scheck et al. 2003a, Scheck et al. 2003b, Scheck-Wenderoth et al. 2008, Warren 2008).

Sowohl das Salinar als auch die Schwächezonen, an denen es sich beim Aufstieg orientiert, hatten Einfluss auf die Glaziation und die Verbreitung der Eisschilde im Pleistozän (Schirrmeister 1999, Sirocko et al. 2008). Durch die Auflast des Eises und das sich im Rahmen der Alpinen Kollision verändernde Stressfeld, wurden Störungen, gerade vor der Gletscherfront, reaktiviert (Brandes et al. 2010, Reicherter et al. 2005).

Die Topographie Norddeutschlands wurde jedoch nicht nur prä-quartär definiert, sondern im Pleistozän durch den Einfluss der skandinavischen Eisschilde stark überprägt. Typische Glaziallandschaften wurden angelegt. Ein Charakteristikum der Jungmoränengebiete sind negative Landformen. Solche Senken können glazial (vgl. 4.1.6), jedoch auch durch Subrosion, Randsenkenbildung, durch Kompaktion oder durch Degradation entstehen. Diese Strukturen sind die Objekte, die in dieser Arbeit bearbeitet werden sollen.

Die Analyse von Strukturen in Satellitenbildern und Höhenmodellen gilt als gutes Instrument zur Identifikation topographischer Strukturen. Vorangegangene Studien wiesen mit Hilfe dieser Methoden bereits Luftbildlineare und glaziale Oberflächenstrukturen aus, die klar den Streichrichtungen und allgemeinen Vorgaben des strukturgeologischen Untergrundes entsprechen (vgl. Jäger et al. 2004, Kaiser 2005, Lehné 2005, Sirocko 1998, Sirocko et al. 2002, Szeder & Sirocko 2005).

Im Bereich der (Satelliten-)Bildanalyse ist es heute möglich Strukturen nicht nur halb-automatisiert auszuweisen, sondern diese auch direkt zu klassifizieren. Als Beispiele seien die Klassifikation von Landformen (z.B. Quinton et al. 2011 oder Ulrich et al. 2009), Verkehrs-schilderkennung der Automobilindustrie (Bahmann et al. 2005), die industrielle Automation im Bereich der Lebensmittelherstellung (Cheng-Jin & Da-Wen 2004), Prozesse der Bau-technik (Huber et al. 2006) und die Klassifikation und Formerkennung im Rahmen von Sedimentanalysen genannt (Seelos & Sirocko 2005).

1.2 Ziele der vorliegenden Arbeit

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, abflusslose Senken mit Hilfe der Fernerkundung zu detektieren und zu untersuchen, inwieweit diese Hohlformen mit Störungsstrukturen, Subrosion, glazialen Einflüssen und rezenten Bewegungen in Zusammenhang stehen. Die Differenzierung künstlicher und anthropogen verursachter Depressionen stellt dabei einen wichtigen Schritt dar. Diese in höher aufgelösten Höhenmodellen vor der weiteren Bearbeitung auszuschließen ist nötig, um nur natürliche Vorgänge in die Betrachtung einzuschließen. Die Frage ist, wie sich Depressionen im Allgemeinen detektieren lassen und wie es möglich ist, diese in weiteren Schritten voneinander zu unterscheiden, z.B. nach Subrosions-senken, glazialen, periglazialen, oder äolisch entstandenen Formen.

Nach der Lagebestimmung wird untersucht, ob auch nicht-lineare, eher runde Senken-strukturen, ähnlich wie lineare Strukturen an der rezenten Topographie durch Störungs-reaktivierung im Untergrund bedingt sein können oder wie sich der Einfluss aus der Tiefe auf diese Formen auswirkt. Auch soll geklärt werden, ob sich neotektonische Aktivität anhand abflussloser Hohlformen ablesen lässt, oder ob es sich bei diesen Strukturen ausschließlich „nur“ um Glazialformen handelt.

Im Fall potentiell glazialer Genese werden die Strukturen der Alt- und Jungmoränen-landschaften verglichen und den postglazial entstandenen Hohlformen innerhalb der Marsch-gebiete gegenübergestellt. Die entscheidende Frage ist, ob nur anhand negativer Landformen ein Gebiet anhand der im DEM vorliegenden Höheninformationen halb-automatisiert in einzelne Naturräume oder geologische Einheiten gegliedert werden kann.

Für Schleswig-Holstein konnten bereits in anderen Studien abflusslose Hohlformen und Landschaftselemente identifiziert werden, die sich auf eine Kopplung mit dem Untergrund zurückführen lassen (Jäger 2003, Sirocko et al. 2008). Aufbauend auf diesen Studien werden zunächst die abflusslosen Hohlformen Schleswig-Holsteins detektiert. Diese werden dann insofern klassifiziert, dass zwischen glazialen, also exogen geprägten Senken, und endogen beeinflussten Strukturen unterschieden werden kann. Ausgehend von diesen Ergebnissen wird beispielhaft das Untersuchungsgebiet Amelinghausen bearbeitet, um zu klären, inwieweit auch die Depressionen in den Altmoränengebieten Niedersachsens auf strukturgeologische Einflüsse zurückzuführen sind.

Im Gegensatz zu bereits vorliegenden Lineament-Studien in Schleswig-Holstein, die bereits an kleinräumigen Beispielen zeigen konnten, dass geologische Tiefenstrukturen sich an der Oberfläche durchsetzen und auch Einfluss auf topographische Depressionen haben können (vgl. Kap. 3 und 4), liegen in Niedersachsen noch keine allgemeine Studien für die Kopplung abflussloser Hohlformen mit dem geologischen Rahmen vor. In Niedersachsen war es nicht möglich, mit Hilfe von Luftbildern oder seismischen Geländeaufnahmen eine Aussage darüber zu treffen, ob natürliche Senken eine Form der sensitiven Reaktion auf Störungen im Untergrund sein können. Als Alternative wird in dieser Studie zunächst eine Senkendetektion mit Hilfe digitaler Höhenmodelle vorgenommen, um die Hohlformen räumlich einzugrenzen, um dann deren potentielle Genese zu bestimmen.

Aufbauend auf den Studien zu Schleswig-Holstein werden zunächst die abflusslosen Hohlformen Schleswig-Holsteins detektiert. Diese werden dann insofern klassifiziert, dass zwischen glazialen, also exogen geprägten Senken, und endogen beeinflussten Strukturen unterschieden werden kann. Ausgehend von dieser Methode und Ergebnissen wird beispielhaft das Untersuchungsgebiet Amelinghausen bearbeitet, um zu klären, inwieweit die strukturgeologische Kopplung der Topographie an den Untergrund in den Raum Niedersachsen übertragen werden kann.

2 Entwicklung und Geologie des Norddeutschen Beckens

Durch Erdöl- und Erdgas-Exploration bedingt ist das Norddeutsche Becken (NGB) heute eines der am besten untersuchten Intrakontinentalbecken. Durch Tiefbohrungen und geophysikalische Messungen, wie z.B. Industrieseismiken, sind Basements und Mächtigkeit der stratigraphischen Großeinheiten sowie die Beckengenese weitgehend bekannt (vgl. Baldschuhn et al. 2001, LGBR 2000, Maystrenko et al. 2008 oder Ziegler 1990).

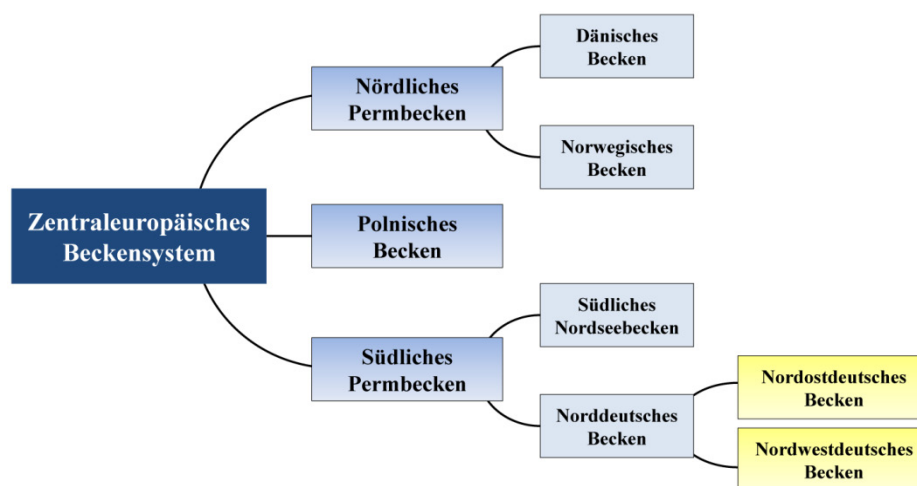


Abbildung 2-1: Übersicht zur Gliederung des Zentraleuropäischen Beckens. Zusammenfassung nach Scheck-Wenderoth & Lamarche (2005).

Das Norddeutsche Becken ist ein Teil des Zentraleuropäischen Beckensystems (CEBS) (Abb. 2-1). Das CEBS erstreckt sich von der englischen Nordsee und Schottland über Dänemark und Norddeutschland bis nach Polen und gliedert sich in das Nördliche und das Südliche Permbecken, die durch die Hochgebiete Ringkøbing-Fyn-Hoch, Møn-Hoch und Arkona-Hoch getrennt werden (Abb. 2-2) (Hansen et al. 2007, Maystrenko et

al. 2008). Das Norddeutsche Becken als Teil des Südlichen Permbeckens wird in das Nordwestdeutsche (NWGB, Northwest German Basin) und das Nordostdeutsche Becken (NEGB, Nordostdeutsches Becken) gegliedert. Die Untersuchungsgebiete, die Schleswig-Holstein und Niedersachsen umfassen, können insgesamt dem NWGB zugeordnet werden (Ziegler 1990).

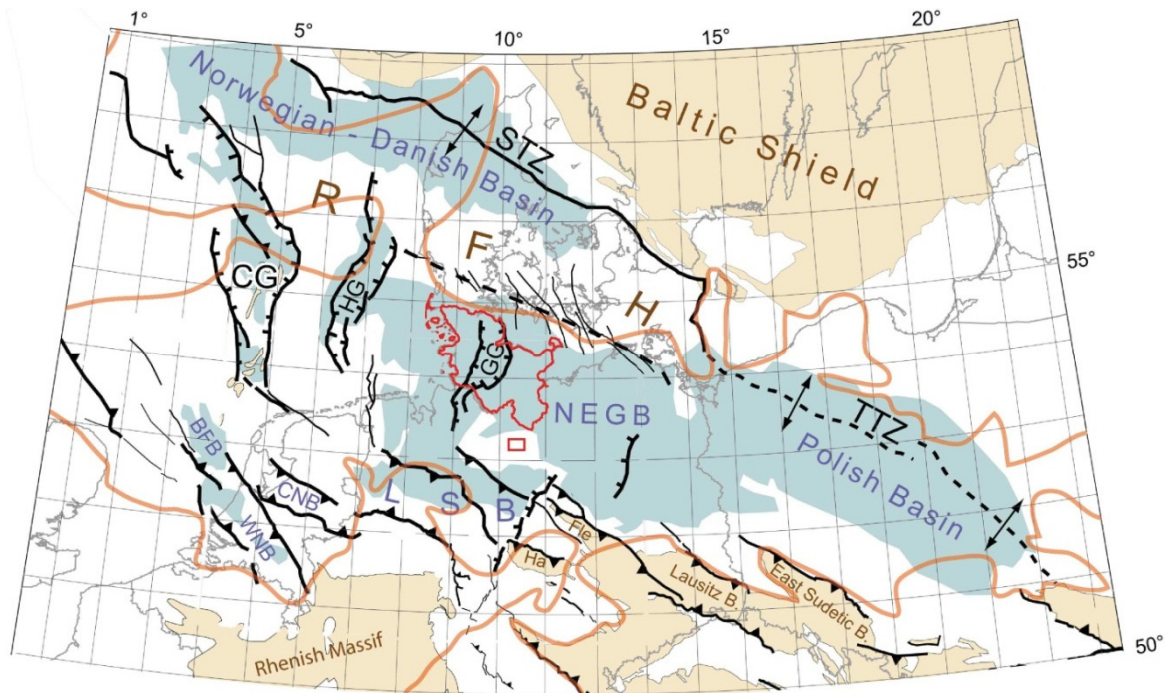


Abbildung 2-2: Lage der Untersuchungsgebiete Schleswig-Holstein und Amelinghausen innerhalb des ehemaligen Permbecken-Systems (verändert nach Kley et al. 2008 und Maystrenko et al. 2008). Rot: Die Untersuchungsgebiete; orange: Die Verbreitung des Intrakontinentalbeckens im Perm; blau unterlegt: Zechstein bis Unterkreide mächtiger als 2.500 m; gelb: Präzechstein steht an oder ist känozoisch überdeckt. CG – Zentralgraben; HG – Horngraben; GG – Glückstadt-Graben; RFH – Ringkøbing-Fyn-Hoch; TTZ – Tornquist-Teisseyre-Zone; LSB – Niedersächsisches Becken; NEGB – Nordostdeutsches Becken; BFB – Broad Fourteens Becken; WNB – Westniederländisches Becken; CNB – Zentralniederländisches Becken; Ha – Harz; Fle – Flechtingen Hoch.

Das CEBS ist ein Intrakontinentalbecken-System, das seit dem Oberkarbon, bzw. Perm einer polyphasischen Entwicklung mehrerer Uplift- und Subsidenzphasen unterlag (Scheck & Bayer 1999). Seit dem Devon senkte sich das Becken um etwa 10 km im Zentrum ab (Brink 2005). An der Küste Nordwest-Deutschlands liegt das Prä-Perm-Basement des NWGB sogar in etwa 10-18 km Tiefe (Ziegler 1990). Die Versenkung

führte zu einer 8.000 m mächtigen Sedimentakkumulation seit dem Oberkarbon/Perm. Die insgesamt stärkste Subsidenz erfuhr das Becken zwischen Perm und Trias, während jüngere Absenkungsraten als wesentlich geringer einzustufen sind (Scheck & Bayer 1999).

Aktuelle 3D-Modelle zeigen, dass die zunehmende Materialauflast mindestens zwei Drittel der Gesamtabenkung induzierte, während nur ein Drittel durch tektonische Einflüsse erklärt werden kann (Scheck & Bayer 1999). Ein tieferes Meeresbecken kann jedoch als Ursache für die Entstehung des CEBS ausgeschlossen werden, da sowohl Gestein an der Beckenbasis als auch post-permische Sedimente eher flachmarinen oder kontinentalen Fazies zuzuordnen sind (Hansen et al. 2007).

Das Basement des Norddeutschen Beckens ist durch ein Krustenmosaik verschiedener orogener Zyklen bestimmt. Das Beckensystem liegt über kaledonisch verformter Kruste im Norden (Fennoskandisch-Osteuropäisches Kraton, bzw. Baltischer Schild – reicht in der Tiefe bis zum Elbe-Lineament) und südlich der Variszischen Deformationsfront auf Krustenanteilen des variszischen Faltengürtels (Ziegler 1990).

Die im Folgenden verwendeten Zeitangaben richten sich nach den Werten der DSK (DSK - Deutsche Stratigraphische Kommission 2002).

2.1 Paläozoikum

Im Proterozoikum war das Gebiet des späteren NWGB ein Vorlandbecken zwischen Baltica, Amazonia und Grönland (Scotese 2004). Der tiefere Untergrund zwischen der transeuropäischen Suturezone im Norden und der variszischen Front im Süden besteht aus einem prädevonischen Fundament aus kambrosilurischen und proterozoischen Sedimenten, die kaledonisch gefaltet wurden sowie ozeanischen Inselbogenkomplexen und dem Kristallin akkretionierter, cadomischer Terrane (Brink 2005, Walter & Dorn 2007). Dies sind allochthone, tektonostratigraphische Einheiten, die sich von den angrenzenden Krustenblöcken dahingehend differenzieren, dass sie durch Plattendrift an den entsprechenden Ort transportiert wurden, um dann mit den Nachbarblöcken verschweißt zu werden (vgl. Schermer et al. 1984).

2.1.1 Prä-Perm

Die Zeit zwischen Oberordovizium und Devon (495,5-358 Ma) war hauptsächlich durch die kaledonische Orogenese geprägt, die zeitlich ab dem Oberkambrium bis zum Unterdevon einzuordnen ist. Im Ordovizium drifteten cadomische Fragmente Perigondwanas an den Südwestrand Fennoskandias und wurden zur Ostavalonischen Platte zusammengeschweißt (Ziegler 1990). Im Übergang Oberordoviz-Unteres Silur kollidierten der Fennoskandisch-Baltische Kraton (präkambrischer Schild, Baltica) und Laurentia-Grönland, wodurch Laurussia entstand. Im Silur akkretionierte die Landmasse schließlich mit dem ursprünglichen Gondwana-Terrane Avalonia zum Old-Red-Kontinent (Drozdewski et al. 2009, Ziegler 1990). Der Bereich von Avalonia und Baltica bilden am Nordrand des späteren Norddeutschen Beckens den präkambrischen Fennoskandisch-Baltischen Kraton (Krawczyk et al. 2002). Parallel dazu entstand die kaledonische Arktisch-Nordatlantische Megasaturzone zwischen Laurentia und Baltica im Bereich des heutigen Atlantiks (Ziegler 1990).

Die Region des heutigen Norddeutschlands war Teil der Norddeutsch-Polnischen Kaledoniden, die sich in der Kontaktzone von Avalonia und Baltica ausbildeten und sich von der Nordsee bis nach Polen erstreckten. Heute liegen die Reste des ehemaligen Gebirgsgürtels in etwa 8-10 km Tiefe (Ziegler 1990). Im Bereich des heutigen NGB bilden sich tiefe Krustenlineamente: Bedingt durch die Plattenkollision entsteht die Kaledonische Deformationsfront. Die Kontaktzone entspricht der Thor-Sutur (TS) und der Tornquist-Teisseyre-Zone (TTZ). Die TTZ bildet zusammen mit der Sorgenfrei-Tornquist-Zone (STZ) die NW-SE orientierte Transeuropäische Suturzone (TESZ) (Walter & Dorn 2007). Die STZ stellt jedoch keine Störungsstruktur sondern eine Lithosphären- und Astenosphären-Grenze dar: Nordwärts dieses Bereichs sinkt die Lithosphären-Astenosphären-Grenze von 120 auf 150 km Tiefe (Maystrenko et al. 2008). Sie bildet den äußeren, passiven kaledonischen Rand Balticas (Krawczyk et al. 2002).

Bei der Schließung des Tornquist Ozeans bildeten sich zahlreiche NW-SE-orientierte Störungen als Teil der 500 mal 2000 km breiten Zentraleuropäischen (Mega-) Scherzone, die von der südlichen Nordsee bis zum Schwarzen Meer reicht: Aus diesen Prozessen gingen Osning- und Gronau-Störung, Steinhuder-, Aller- und Elbe- Lineament (Drozdewski et al. 2009).

Neueste Forschungsergebnisse zeigen, dass es keine direkte Kontaktzone bei der Schließung des Tornquist-Ozeans gab, sondern dass der Bereich zwischen Elbe-Odra-

Linie und TTZ als eine Art Keil Baltischer Kruste gesehen werden muss. Im Randbereich des Fennoskandisch-Baltischen Kratons kann keine Deformation oder mechanische Veränderung durch die Kaledonische Orogenese beobachtet werden (Krawczyk et al. 2002). Als Beweis werden vergleichbare seismische Geschwindigkeiten in dieser Region herangezogen (Maystrenko et al. 2008). Dieser Bereich wird heute als der südlichste Teil des Baltischen Schildes betrachtet. Dafür spricht auch, dass südlich der TTZ ein vertikaler Versatz der Mohorovičić-Diskontinuität um einige Zehner Kilometer zu beobachten ist. Die TTZ trennt also auch die Westeuropäische Plattform (30-35 km mächtig) vom älteren Kraton des Baltischen Schildes (40-65 km mächtig) (Aizberg & Garetsky 2001).

Im Devon (417,5-358 Ma) endete das kaledonische Kompressionsregime zu Gunsten eines extensionalen Stressregimes: Postorogen kollabierten die Norddeutsch-Polnischen Kaledoniden und am Südrand des Old-Red-Kontinents öffnete sich das Rhenohertzynische Becken (Drozdewski et al. 2009, Krawczyk et al. 2002 und Ziegler 1990), in dem devonische und unterkarbonische Flachwassersedimente dominierten (Brink 2005). Insgesamt wurden Sedimentmächtigkeiten von bis zu 5.000 m erreicht (Ziegler 1990). Durch die bereits im Mitteldevon einsetzende Variszische Orogenese begann im Unterkarbon die Akkretion Pangäas als neuer Superkontinent. Als Konsequenz der Schließung des Rheischen Ozeans entstand im Oberkarbon das Variszische Orogen zwischen Gondwana im Süden und dem Old-Red-Kontinent (Laurussia) im Norden (s. Abb. 2-3). Die 10-20 km breite Zone der Variszischen Deformationsfront (VDF) entstand als SW-NE-orientierte, nördliche Grenze des variszischen Faltengürtels (Drozdewski et al. 2009). Das Störungsregime streicht SW-NE (Maystrenko et al. 2008). Es handelt sich dabei um ein transtensionales System mit Blattverschiebungen und Abschiebungen, die NW bis NNE orientiert sind (Kley et al. 2008). Diese Störungen wurden im Verlauf der weiteren Beckenentwicklung häufig reaktiviert, wie z.B. die Tornquist-Linie (STZ & TTZ) (NW) oder das Rheinsberg-Lineament (NNE) (Kley et al. 2008).

Ein Relikt der Deformationsfront zwischen Avalonia und anderer Terrane des Variszischen Gebiets ist die heutige Rheische Sutur (RS) (Maystrenko et al. 2008), die auf die Schließung des Rhenohertzynischen Beckens zurückzuführen ist. Die Folge war die Ausbildung der Rhenohertzynischen und der Subvariszischen Zone (Drozdewski et al. 2009).

Bedingt durch die konvergenzbedingte Aufheizung wurde das spätere Beckengebiet zunächst angehoben (Walter & Dorn 2007). Seit dem Oberkarbon (320-296 Ma) setzte schließlich die Versenkung des NGB ein (Walter & Dorn 2007). Die thermale Subsidenz, die im Autun mit verstärkter vulkanischer Aktivität einherging, hielt bis zur späten Trias an (Marotta et al. 2002). Noch im Karbon waren Störungen mit großen Versatzbeträgen die Folge, wodurch der Oslo-Graben und das Saar-Nahe-Becken entstanden (Kley et al. 2008).

In dieser Zeit war das heutige Norddeutschland Teil des variszischen Vorlandgürtels und am Nordrand des Molassebeckens verortet (Brink 2005, Maystrenko et al. 2008, Ziegler 1990). Nördlich der VDF bildete sich, vermutlich durch ein extensionales Stressregime (Rifting), störungsbedingt das Oberkarbonbecken (300 Ma) mit seinen Teilbecken aus. Nördlich der Rhenoharzynischen Zone reichte dieses Becken, das von starker Subsidenz geprägt war, von der südlichen Nordsee bis nach Polen (Breitkreuz & Kennedy 1999 (Datierung), Drozdowski et al. 2009 und Scheck & Bayer 1999). Bedingt durch die äquatoriale Lage des CEBS im Karbon herrschte tropische Vegetation vor, die zur Ausbildung der heutigen Kohleflöze führte.

Der Untergrund des variszischen Vorlands besteht aus Teilen Ostavalonias und cadomischem Basement mit paläozoischen, ungestörten Sedimenten im Hangenden (Drozdowski et al. 2009).

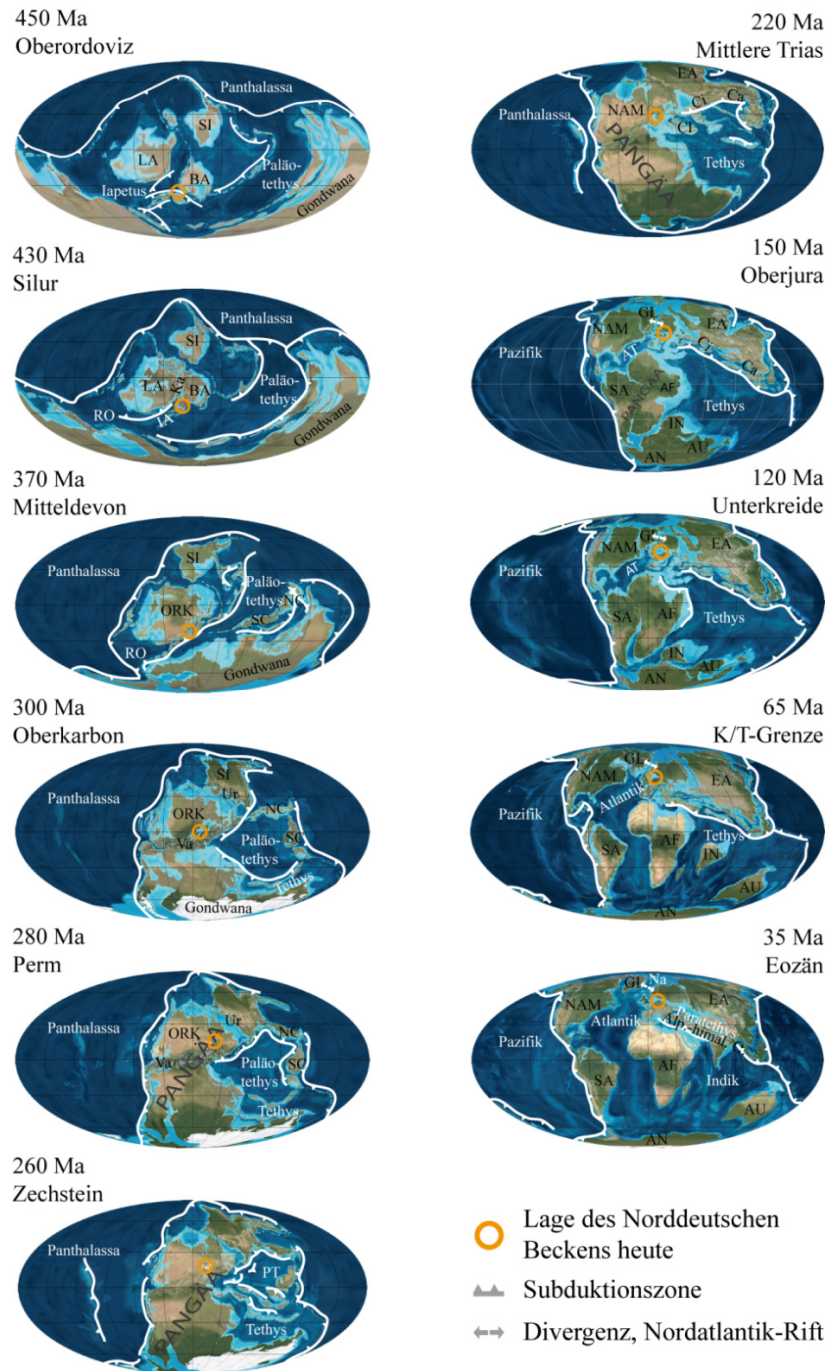


Abbildung 2-3: Paläogeographie und Lage des Norddeutschen Beckens (Ordovizium bis Tertiär).

AF – Afrika, AN – Antarktis, AU – Australien, Av – Avalonia, BA – Baltica, Ca – Cathayasisches Orogen, CI – Cimmeria Blöcke, Ci – Cimmerisches Orogen, EA – Eurasien, GL – Grönland, IA – Iapetus-Ozean, IN – Indien, LA – Laurentia, NAM – Nordamerika, NC – Nordchina, ORK – Old-Red-Kontinent, RO – Rheischer Ozean, SA – Südamerika, SC – Südchina, SI – Siberia, TO – Tornquist-Ozean, Ur – Ural, Va – Varisziden. Karten: Blakey (2009), Subduktionszonen nach Frisch & Meschede (2009) und Scotese (2002).

2.1.2 Perm (296-251 Ma)

Im Rotliegend war Pangäa bereits weitgehend akkretioniert. Seit dem Übergang von Oberkarbon zu Perm setzte im heutigen CEBS Subsidenz ein und führte zur Bildung erster intrakontinentaler Becken (Maystrenko et al. 2008).

Schon ab dem Oberkarbon änderte sich das Stressregime: Die Hauptstreichrichtung wechselte von NE-SW auf NW-SE, was auch der heutigen Streichrichtung des CEBS entspricht (Abb. 2-3). Die kaledonischen Störungssysteme an Elbe-Odra-Linie und dem Elbe-Faltensystem wurden reaktiviert und es setzte eine dextrale Bewegung entlang dieses Systems und der Tornquist-Teisseyre-Zone ein, wodurch die NW-SE-Ausrichtung des CEBS vordefiniert wurde. Durch diese Prozesse entstanden das südliche Permbecken sowie das Dänische Becken und die Polnische Senke (Maystrenko et al. 2008) (Abb. 2-4).

An der Basis des Unterperms (Dyas) dominieren mächtige Vulkanite wie Rhyolithe, Ignimbrite und zum Teil auch basaltisches Material, was Rückschlüsse darauf zulässt, dass die Kruste partiell geschmolzen war (Maystrenko et al. 2008). Van Wees et al. (2000) sprechen dabei vom „Unterrotliegend-Event“: Im Übergang von Stefan zu Autun prägen Blattverschiebungen, partielles Aufschmelzen und Destabilisation der unteren Lithosphäre und deren dadurch bedingte thermale Erosion die Entstehung von Vulkanismus. Folge war eine höhere Mantel-Lithosphären-Ausdünnung als eine Extension allein erreicht hätten. Das *stretching* fand verstärkt im Bereich der unteren Kruste statt, was das Fehlen von *syn-rift*-Strukturen und somit die Bruchlosigkeit des Beckens erklärt (Scheck & Bayer 1999). Bedingt durch das extensionale Regime war eine Abnahme der Störungsbildung zu verzeichnen (Kley et al. 2008). Das Störungsnetzwerk des Prä-Perm wird dann erst wieder mesozoisch reaktiviert (van Wees et al. 2000).

Auf das Schmelzen der Kruste und tektonovulkanische Senkenbildung wird auch die Entstehung des Permbeckens zurückgeführt: Eine thermale Relaxation der Kruste in Kombination mit der folgenden Sedimentauflast induzierten eine großflächige Subsidenz. Eine kontinentale Depression, das Zentraleuropäische Beckensystem, entstand als bruchlose Eintiefung (Abb. 2-4) (Maystrenko et al. 2008, Scheck & Bayer 1999, Walter & Dorn 2007). Bereits gegen Ende des Rotliegend hat sich die Oberfläche im Vergleich zum Autun um 700 m vertieft (van Wees et al. 2000). Ob auch ein gering aktiver *Mantel Plume* an den Vorgängen beteiligt war, gilt jedoch noch als unklar.

Bayer et al. (1999) halten es für möglich, dass bedingt durch die thermale Anomalie die crustal memory nachhaltig verändert wurde: Kaledonische und Variszische Events wurden somit überprägt. Die verstärkte vulkanische Aktivität hielt bis ins Saxon an (Ziegler 1990).

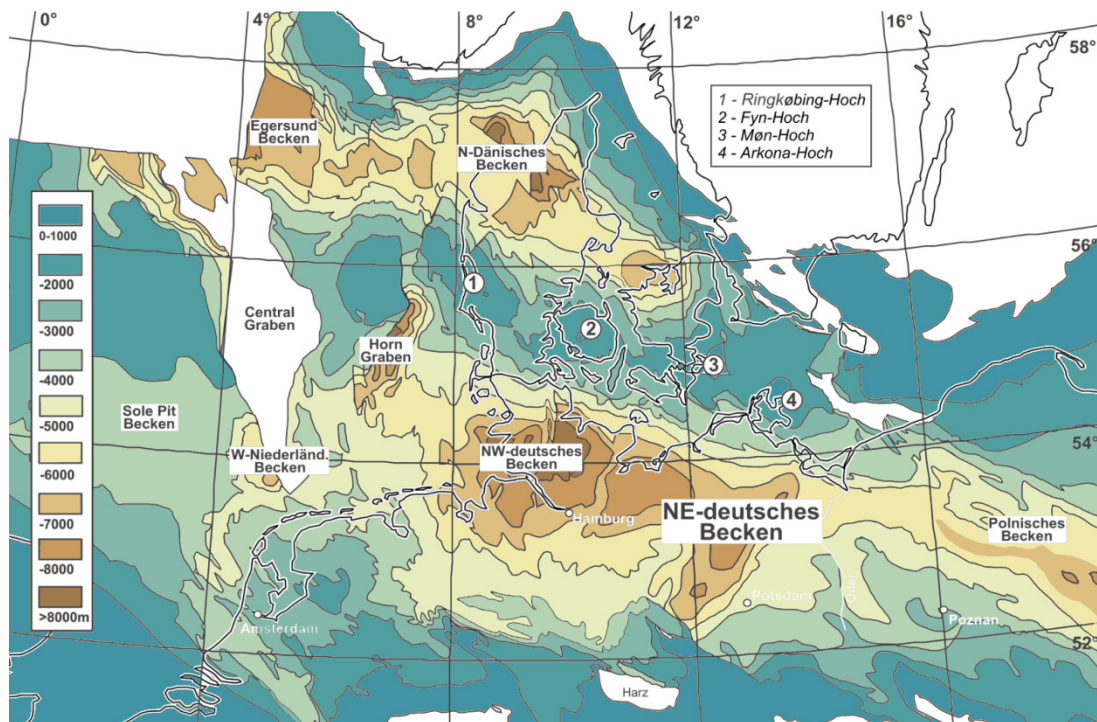


Abbildung 2-4: Das Südliche und Nördliche Permbecken als Teil des Zentraleuropäischen Beckensystems. Die entsprechenden Tiefen sind der Legende zu entnehmen (verändert nach Walter & Dorn 2007).

Brink (2005) führt zudem an, dass es bedingt durch die Versenkung zu einer thermalen Metamorphose der Tiefengesteine gekommen sei. Durch eine seit dem Devon periodisch variierende, anhaltende Wärmeanomalie im tieferen Untergrund sei der Absenkungsprozess zusätzlich verstärkt worden (Brink 2005). Ihm zufolge gehen auf die metamorphosebedingte Volumenreduktion möglicherweise etwa 30% der Subsidenz zurück. Dennoch wird eher davon ausgegangen, dass die Belastung der Lithosphäre im Allgemeinen die größte Rolle für die Entwicklung sedimentärer Becken einnimmt. Dabei können kleinere Störungen und Falten auch bis in den *outcrop*-Bereich reichen (Kley et al. 2008).

Durch das Driften Pangäas nach Norden lag das Gebiet des CEBS im Rotliegend innerhalb der ariden Klimate (Ziegler 1990). Charakteristisch für das Südliche Permbecken, das als Molassebecken der Varisziden im Süden fungiert, waren zyklische Überflutungen unter sonst wüstenhaften Bedingungen. Evaporit-Sedimentzyklen mit roten, oxidierten Tonen und Sanden sowie Klastika dominieren die Sedimentation im Rotliegend (Ziegler 1990). Diese Gesteine, vor allem die Sande, bilden heute die wichtigsten Gasreservoirare (Maystrenko et al. 2008).

Im Zechstein lag das Permbecken schon etwa 100 m unter dem Meeresspiegel. Durch die Riftbildung zwischen Grönland und Norwegen entstand eine Meeresverbindung von Norden her (Hansen et al. 2007 und Walter & Dorn 2007). Die Folge war eine Meerestransgression der arktischen See, die im Nördlichen und Südlichen Permbecken, unter dem Einfluss der Aridität und dem anhaltenden Meerwasserzustrom, zu einer weitgehend flächendeckenden Ablagerung von mächtigen Evaporitzyklen führte. Durch die, seit dem Muschelkalk anhaltende Halokinese bildeten die ursprünglich söhlig abgelagerten Salze rezent große Salzkissen, -dome und -mauern (Abb. 2-5, vgl. auch 3.3).

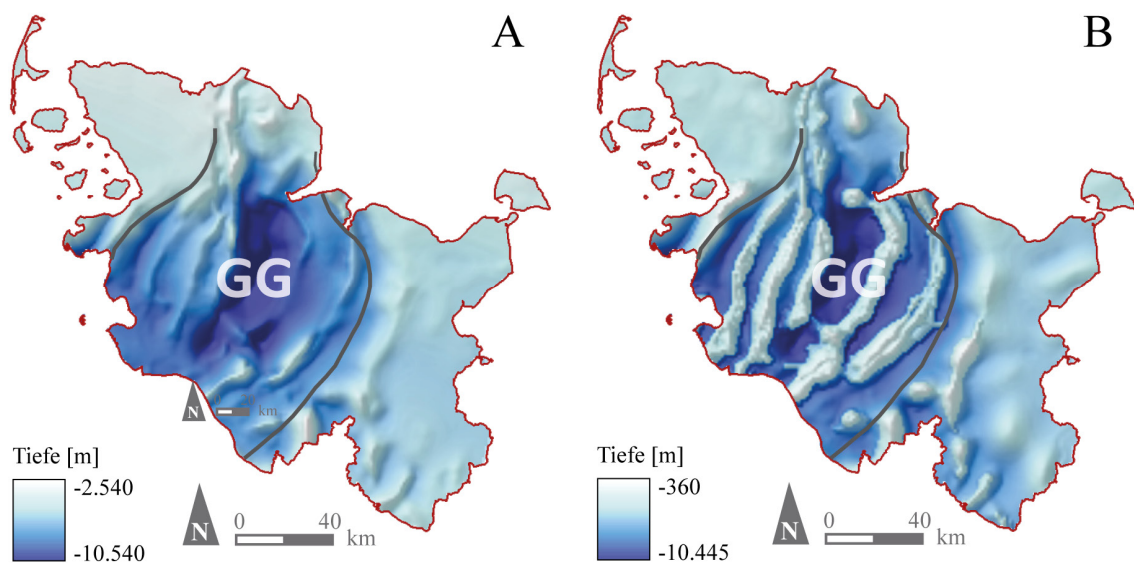


Abbildung 2-5: Zechsteinbasis (A) und -top (B). Im Zentrum des Glückstadt-Grabens liegt die Basis rezent in über 10 km Tiefe gemessen an Normalnull. Die Aufstiegshöhe einiger Diapire kann vom ursprünglichen Zechstein-Top aus rezent bis 360 m unter die Oberfläche reichen. Datengrundlage: Baldschuh et al. (2001).

Im Beckenzentrum sind sieben Zechstein-Folgen ausgebildet: Z1 – Werra, Z2 – Stassfurt, Z3 – Leine, Z4 – Aller, Z5 – Ohre, die beiden letzten, nämlich Z6 – Friesland und Z7 – Möllen, sind nur am Rand des NGB ausgebildet.

Die Salzablagerungen erreichten durchschnittlich 800-1.000 m Mächtigkeit, im zentralen Bereich jedoch sogar bis über 2.000 m Sedimentakkumulation (vgl. Brink 2005, Jaritz 1973, Maystrenko et al. 2008, Mohr et al. 2005, Ziegler 1990). Das Oberperm gilt als Stadium der Hauptabsenkung des Norddeutschen Beckens (Schwab 1985). Die Überflutung durch das Zechsteinmeer verstärkte die seit dem Oberkarbon anhaltende Beckensubsidenz zusätzlich (Ziegler 1990). Die Phase der Hauptsubsidenz hielt bis in den Muschelkalk an (Kossov & Krawczyk 2002).

2.2 Mesozoikum

2.2.1 Trias (251-200 Ma)

In der Trias setzt durch das Auseinanderbrechen Pangäas erneut Extensions-Tektonik (Norwegen-Grönland-Rift) ein, die eine E-W-Dehnung und eine Reaktivierung permokarbonischer Schwächezonen zur Folge hatte (Kley et al. 2008 und Ziegler 1990). Zum Teil wurden auch, wie z. B. am Viking-Graben, kaledonische Basement-Störungen reaktiviert (Ziegler 1990). Ein komplexes Rift-System wurde angelegt, das den ehemaligen variszischen Faltegürtel im Raum des Atlantiks zerschneidet (Ziegler 1990). Die arktische See unterlag im Bereich des NGB einer Regression, während das Permbecken weiterhin eine Subsidenz erfuhr (Ziegler 1990).

Durch die Krustenausdehnung kam es im nördlichen Bereich des NGB entlang von Abschiebungen zur Subsidenz von Teilbecken in N-S bis NNE-SSW-Richtung, wie dem Glückstadt-Graben und dem Horngraben. Zeitgleich entstanden das Fjerritslev Becken in Dänemark und der Rheinsberg Trog (vgl. Marotta et al. 2002, Maystrenko et al. 2008 und Rodon & Littke 2005). Die Störungsrichtungen orientieren sich lotrecht zur TTZ, dem Ringkøbing-Fyn-Hoch und zum Elbe-Faltensystem (Scheck-Wenderoth & Lamarche 2005).

Die Depozentren der Trias sind vorwiegend N-W gerichtet (Kley et al. 2008): Aufgrund der anhaltenden Extension erreichte die Sedimentation innerhalb der neuen Gräben hohe Mächtigkeiten (Hansen et al. 2007, Scheck-Wenderoth et al. 2008) (Abb. 2-6A).

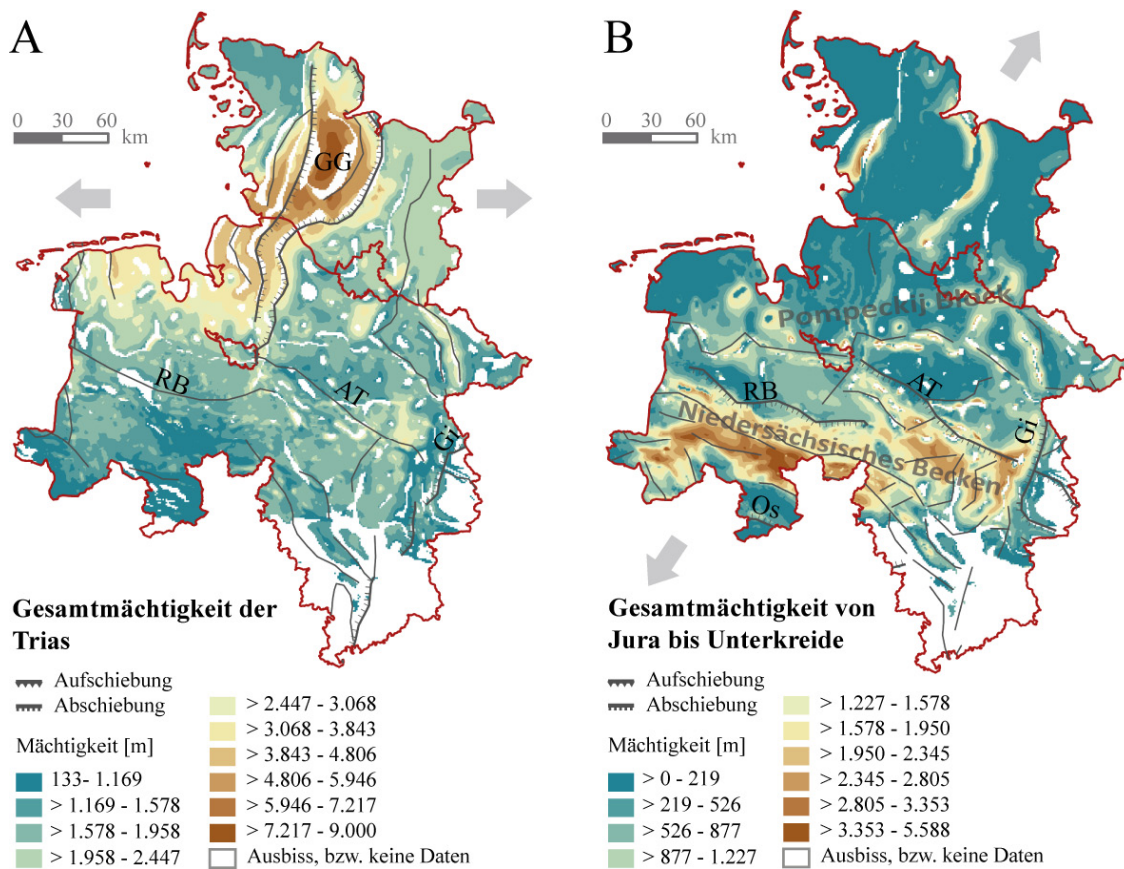


Abbildung 2-6: Mächtigkeitskarten nach strukturbildenden Hauptphasen für die Gebiete des heutigen Norddeutschlands. A: Trias. B: Jura bis Unterkreide. Dargestellt sind die dominant aktiven Störungen der entsprechenden Zeiteinheit. Während der Trias ist ein E-W-orientiertes Extensionsregime strukturbildend – hohe Sedimentmächtigkeiten sind, wie hier z.B. im Glückstadt-Graben in allen neu entstehenden Gräben nachweisbar. Vom Oberjura bis zur Unterkreide verändert sich das Stressregime hin zu einer SW-NE-gerichteten Extension, wodurch sich das Niedersächsische Becken im Süden bildet. Es ist eine fehlende Sedimentakkumulation im Zentrum des Beckens zu Gunsten der marginalen Bereiche festzustellen. Störungszonen: AT – Allertal, GG – Glückstadt-Graben, Gi – Gifhorn, RB – Rheder Moor-Blenhorst, Os – Osning. Datengrundlage: Baldschuh et al. (2001), Störungsregime nach Kley et al. (2008), Ländergrenzen: LANU.

Unter dem Einfluss ariden bis semiariden Klimas lagerten sich hauptsächlich kontinentale bis brackisch-marine Sedimente ab (Ziegler 1990), jedoch weisen die Ausbildung triassischer Flusssysteme sowie dünne Kohlelagen eindeutig auf verstärkte humide Events, wie Starkregenereignisse hin (Maystrenko et al. 2008). Die Zuordnung entspricht daher wohl der heutigen Steppenklimate (Bs), da es in diesen Zonen ebenfalls

zu Evaporitbildung sowie periodischen bis annuellen Starkniederschlagsereignissen kommen kann (Köppen 1936, Kottek et al. 2006).

Im Buntsandstein dominierten kontinentale Sedimentation und Playa-Sedimente, im Röt setzten jedoch erste, regionale Vorstöße der Tethys aus SE ein (Walter & Dorn 2007, Ziegler 1990). Salzbewegung kann für die Untertrias noch ausgeschlossen werden, da in *backstripping*-Modellen keine zunehmenden Sedimentmächtigkeiten in Randsenken festgestellt werden können (Hansen et al. 2007). Die thermale Subsidenz des gesamten Beckens hielt weiter an, während das Extensions-Regime zur tektonischen Instabilität und somit zur Bildung der neuen Gräben führte (Ziegler 1990). Im Supra-Salinar bildeten sich unter dem Einfluss des extensionalen Regimes neue Störungen, die einen initialen Diapirismus im Muschelkalk ermöglichten (Mohr et al. 2005).

Im Muschelkalk (Mitteltrias) war die Meeresverbindung nach Norden geschlossen. Das Becken inklusive des Polnischen Teilbeckens stand nach einer Meerestransgression von Süden mit der Tethys in Verbindung (Ziegler 1990). Die dafür verantwortlichen Extensionsbewegungen lösten erste Salzbewegungen, Salzkissenbildung und lokal begrenzte Subsidenz durch Randsenkenbildung aus (z.B. Baldschuhn et al. 2001, Hansen et al. 2007, Jaritz 1973, Maystrenko et al. 2008, Mohr et al. 2005 und Scheck & Bayer 1999.). Zusätzlich wurde die Aufstiegsdynamik des Salinars durch den Auflastdruck des Buntsandsteins gefördert (Jaritz 1992).

Die allgemeinen Subsidenzbewegungen waren stark tektonisch überlagert (Scheck & Bayer 1999). Durch einen regionalen Meeresspiegelanstieg wurden sowohl (flach-)marine Karbonate als auch Evaporite (Karbonat-Evaporit-Plattform) im Mittleren Muschelkalk abgelagert (Scheck & Bayer 1999, Walter & Dorn 2007).

Bedingt durch die Extension wurde der Zugang zum Zechsteinmeer verschlossen und erste Salzbewegungen setzten im Keuper ein: Die heute N-S-streichenden Diapire im Beckenzentrum wurden angelegt (Maystrenko et al. 2008)). Das regionale Stressfeld war die Quelle der Halokinese (Hansen et al. 2007): Der Salzaufstieg orientiert sich parallel zu den, oft an Basement-Störungen orientierten, Grabenachsen (Baldschuhn et al. 2001). Die Ausdünnung des Hangenden im Rahmen der Extensionsbewegungen und die triassische Verfüllung der Graben-Depozentren triggerten den Aufstieg zusätzlich (z.B. Kukla et al. 2008, Scheck-Wenderoth et al. 2008). Durch die Wechselwirkung der triassischen Extension und des Salzaufstiegs zeichnen heute die Lagerungsverhältnisse des Zechsteins häufig das mesozoische Grundgebirge nach (Abb. 2-5A und B) (LGBR

2000). Durch den einsetzenden Salzaufstieg wurden die Teilbecken überprägt (Walter & Dorn 2007). Einzelne Salzdome erreichten schon Mächtigkeiten von über 500 m (Kley et al. 2008, Walter & Dorn 2007).

Die Sedimentation war dominiert von Deltas, Playas und tidal beeinflussten Überschwemmungsebenen. Im Rhät setzten vermehrt klastische Einträge aus Fennoskandia im N und der Osteuropäischen Plattform ins Norddeutsche Becken ein (Ziegler 1990).

Im Gegensatz zum nördlichen Teilbereich dominieren im südlichen Teil des NGB NW-SE-streichende Salzstrukturen (Abb. 2-5). Ab der späten Trias herrscht in diesem Gebiet ein transtensionales Stressregime (Extension und Transtension) mit Abschiebungen und Blattverschiebungen (Kley et al. 2008). Dafür verantwortlich war die anhaltende Aktivität des arktisch-nordatlantischen Riftsystems (Ziegler 1990).

2.2.2 Jura (200-142 Ma)

Die Hauptsedimentation erfolgte im Jura eher am Rand, während das Beckenzentrum nur einer geringen Subsidenz unterlag (Maystrenko et al. 2008). Im Jura und der Kreide wurden triassische Sedimente aufgrund einer Beckeninversion erodiert, wie auch im Bereich von Glückstadt- und Horngraben. Gebiete mit vormals hoher Subsidenz wurden angehoben, wohingegen Bereiche mit geringer Mächtigkeit zwischen Perm und Jura absanken (Abb. 2-6 B) (Maystrenko et al. 2008).

Bereits im Unterjura (Lias) lag das CEBS nördlich von 30°. Das Klima wurde humider und würde einer heutigen sommertrockenen warmgemäßigten Regenklimate entsprechen (Köppen 1936). Es bestand jedoch noch eine Verbindung zum arktischen Meer im N (Ziegler 1990). Unter den anaeroben Bedingungen lagerten sich Schwarzschiefer (Posidonienschiefer, heute wichtiges Muttergestein) und Tonsteine ab (Maystrenko et al. 2008 und Walter & Dorn 2007).

Im Dogger unterlag der Bereich der Tornquist-Linie einer NE-SW-gerichteten Extension (Kley et al. 2008). Im Rahmen der Aufwölbung des Nordseedoms wurden große Teile des Nördlichen Permbeckens überprägt und erodiert (Ziegler 1990). Dies ist anhand der Mächtigkeiten aber auch in *backstripping*-Modellen kaum nachvollziehbar, da der Uplift von Trias bis Jura insgesamt als geringer einzustufen ist als die Subsidenzrate des Gesamtbeckens (Hansen et al. 2007).

Die Verbindung zum arktischen Meer im Norden wurde abgeschnitten, wodurch das Becken zu einem subtropischen Flachmeer mit direkter Verbindung zur Tethys im SE

wurde. In Mittel- und Oberjura dominierte daher die Sedimentation von Oolithen, Karbonaten und Korallen (Maystrenko et al. 2008). Im Bajoc wurden aber auch Klastika des Rheinischen Massivs im Süden und Deltasedimente aus Richtung des Nordseedoms abgelagert (Ziegler 1990).

Im Malm bis zur Unterkreide brach Pangäa bedingt durch die verstärkte Aktivität des Zentralatlantik-Rift endgültig auseinander (junktimmerische Tektonik, Beginn der Alpidischen Orogenese) (Ziegler 1990). Das triassische Extensionsregime hielt weiter an, wodurch der Nordseerift-Dom Subsidenz erfährt. Die Folge war eine weitere Untergliederung des Nordwestdeutschen Beckens in Teilbecken (Randtröge), während triassische Grabenstrukturen, wie z.B. der Glückstadt-Graben, inaktiv wurden (Abb. 2-6 B). Im Zuge der Alpidischen Orogenese wurde die NW-SE-orientierte, permokarbonische Transeuropäische Suturezone reaktiviert, was die Ausrichtung der entstehenden Teilbecken des CEBS vordefinierte (Drozdowski et al. 2009). Das Niedersächsische Becken (LSB), eine asymmetrische, an permokarbonischen Störungsmustern (NW-SE) orientierte Grabenstruktur (Gemmer et al. 2003, Kley et al. 2008), der Zentralgraben, das Westniederländische Becken und die Polnische Senke entstanden als Konsequenz störungskontrollierter, synsedimentärer Subsidenz und unterlagen schneller Absenkung (Maystrenko et al. 2008, Walter & Dorn 2007). Jura- und Triassedimente erreichen in diesen lokalen Beckenbereichen teilweise 2.000 bis 3.000 m Mächtigkeiten.

Zeitgleich wurden einige Beckenteile, wie z.B. die Pompecksche Scholle und das Ringkøbing-Fyn-Hoch, wieder angehoben, wodurch sich das Stressregime erneut änderte (Kley et al. 2008). In den Bereichen, die Uplift unterlagen, wurden Jura- und Triassschichten erodiert (Walter & Dorn 2007).

Bedingt durch das jurassische Rifting erfuhr vor allem das Supra-Salz eine hohe Deformation und die Salzmobilität wurde zusätzlich verstärkt (Kossow & Krawczyk 2002, Maystrenko et al. 2008). Der Aufstieg des Salinars orientierte sich immer noch entlang der N-S-Gräben und der Tröge. Salzwälle bildeten sich, wodurch eine sekundäre Randsenkenbildung einsetzte (Scheck-Wenderoth et al. 2008).

2.2.3 Kreide (142-65 Ma)

In der Unterkreide hielten Beckensubsidenz und Krustenextension weiter an. Eustatische, hauptsächlich tektonisch bedingte Meeresspiegelschwankungen prägten das geologische Bild. Durch das zunehmende Nordsee-Rifting dünnte sich die Kruste aus,

wodurch das Niedersächsische Becken entlang von Abschiebungen weiter vertieft wurde (Ziegler 1990). Bereits in der Mittelkreide stagniert die Subsidenz jedoch (Gemmer et al. 2003). Die oberkreidezeitlich anhaltende Alpidische Orogenese durch die Konvergenz Afrika-Arabiens (Gondwanas) mit Eurasien (Fennosarmatia) führte schließlich zu einer kompressionsbedingten Inversion des CEBS (Kompressionsrichtung: NNE-NE) (Abb. 2-6B). Das gesamte Becken unterliegt dadurch einer Verkürzung im 10er Kilometerbereich (Kossow & Krawczyk 2002).

Die Folge war die so genannte „Saxonische Tektonik“ (Begriff von Stille (1924)). Der tangentielle Stress, der von der Alpidischen Orogenese ausging führte zu einer Krustenverkürzung und bewirkte, dass zum Teil jurassisch abgesenkte Extensionsbereiche invertiert wurden und sich teilweise auch aufschoben (Kley et al. 2008). Das Niedersächsische Becken wurde angehoben und bildete das Niedersächsische Tektogen (Abb. 2-7A) (Maystrenko et al. 2008). WNW-ESE-streichende Grundgebirgsschollen wurden an Sockelstörungen gehoben, wodurch sich Magmenintrusionen bildeten (z.B. das Bramscher Massiv) (Kley et al. 2008 und Rothe 2006, Walter & Dorn 2007). Zu dieser Zeit bildeten sich Harz und Flechtingen-Hoch als Folge lokalen Uplifts (Abb. 2-7) (Marotta et al. 2002). als auch zur Entstehung des Flechtingen Hochs (Gemmer et al. 2003). Als Anzeichen für die Inversion gilt auch eine Aufwölbung der Moho im Süden des NEGB (Bayer et al. 1999).

Die Uplift-Bewegungen führen zu neuen Salzbewegungen: Erstmals durchbrach das Salz das Hangende (Scheck-Wenderoth et al. 2008). Zum Teil wurde das gesamte mesozoische Stockwerk durchstoßen (LGBR 2000). Eine verstärkte Subsidenz der Randsenken war die Folge (Scheck & Bayer 1999 und Scheck et al. 2003a). Die triassischen N-S-Strukturen entlang der Gräben blieben derweil stabil.

Durch derartige lokale Inversionen wurden kaledonische Störungssysteme reaktiviert (Abschiebungen) und die Strukturen der heute NW-SE-orientierten Salzstöcke angelegt (Kley et al. 2008, Maystrenko et al. 2008, Scheck-Wenderoth & Lamarche 2005). Die entstehende Salzabwanderung erhöhte die Subsidenz in manchen Gebieten, wie z.B. der Pompeckjschen Scholle, zusätzlich, was wiederum zu positiven Rückkopplungen gegenüber der Salzstrukturbildung führte (Scheck-Wenderoth et al. 2008, Walter & Dorn 2007).

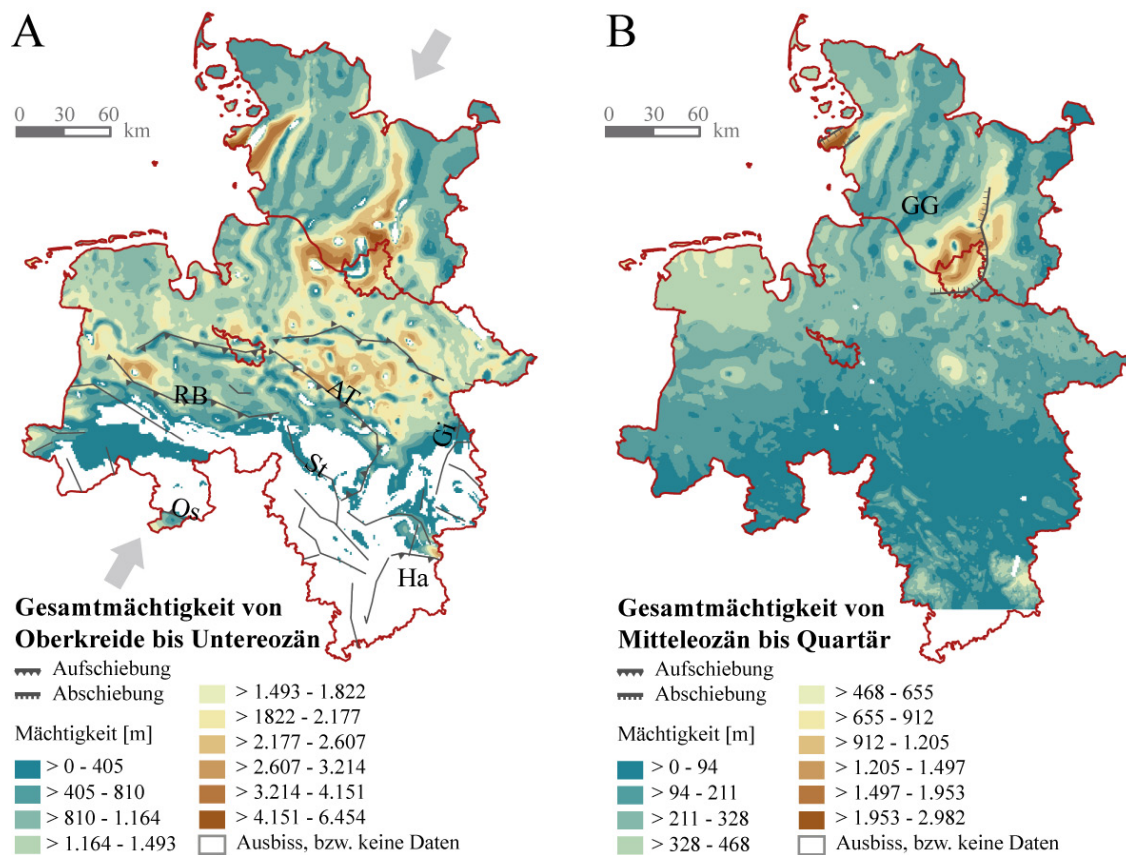


Abbildung 2-7: Mächtigkeitskarten nach strukturbildenden Hauptphasen für die Gebiete des heutigen Norddeutschlands. A: Oberkreide bis Untereozän. B: Mitteleozän bis Quartär. Dargestellt sind die dominant aktiven Störungen der entsprechenden Zeiteinheit. Die Oberkreideinversion, die mit dem Beginn eines kompressionalen Regimes einsetzt, hält schließlich bis ins Paläogen an. Von Mitteleozän bis ins Quartär vertieft sich der Glückstadt-Graben durch das anhaltenden Atlantik-Rifting weiter. Störungszonen: AT – Allertal, GG – Glückstadt-Graben, Gi – Gifhorn, Ha – Harz, RB – Rheder Moor-Blenhorst, Os – Osning, St – Steinhuder Meer. Datengrundlage: Baldschuh et al. (2001), Störungsregime nach Kley et al. (2008), Ländergrenzen: LANU.

Die oberkreidezeitliche Meerestransgression führte im Beckenzentrum zur Sedimentation kalkiger Fossilablagerungen, von Mergel, Schreibkalken und Kalksteinen (z.B. an der Pompeckjschen Scholle) (Maystrenko et al. 2008 und Walter & Dorn 2007). Erst zum Ende der Oberkreide fiel das NWGB schließlich komplett trocken (Walter & Dorn 2007). Folge ist eine erosionsbedingte Diskordanz zwischen Mesozoikum und Känozoikum (Scheck-Wenderoth et al. 2008). Laut Hansen et al. (2007) ist jedoch in der Kreide insgesamt, zumindest für das NEGB, eine Subsidenz mit etwa 100 m zu veranschlagen.

2.3 Tertiär (65 Ma -1,8 Ma)

Nach der Oberkreide-Inversion unterlag das NGB, besonders das Nordseebecken, im Känozoikum erneut erhöhter Beckenabsenkung (Marotta et al. 2002). Eine Vergrößerung extensionaler Kräfte (Rifting) führte zu einer bis heute anhaltenden Subsidenz. Durch die WEE bis NW-SE-gerichtete Ausdehnungsbewegung entstanden parallel der Oberrheingraben (Miozän) und die europäischen Riftsysteme (Kley et al. 2008). Im Eozän wirkte sich die anhaltende Extension im Norddeutschen Becken nur entlang vereinzelter Störungen wie dem Glückstadt-Graben aus. Entlang dieser Bereiche wurde der Diapirismus reaktiviert, wodurch die N-S orientierten Randsenken lokaler Subsidenz unterlagen, wodurch zum Teil Sedimentmächtigkeiten über 2.000 m erreichen wurden (Scheck & Bayer 1999, Scheck-Wenderoth et al. 2008 und Ziegler 1990).

Seit dem Oligozän setzte eine thermale Subsidenz des Norddeutschen Beckens entlang oberjurassisch-frühkänozoischer Extensionsgebiete ein, die durch die erhöhte Sedimentauflast noch verstärkt wurde (Gemmer et al. 2003). Besonderer Mobilität unterlagen die Gebiete über und entlang der Flanken des paläozoisch angelegten Glückstadt-Grabens im Bereich der Elbe. Alte WNW- und ESE-streichende Störungen wurden reaktiviert, wodurch das Hamburger Loch und der Westholstein-Trog im Eozän als über 1.000 m tiefe Subsidenzstrukturen entstanden (Abb. 2-7B) (Ludwig 2001b, Rodon & Littke 2005). Rezent liegt die Absenkungsrate in Norddeutschland durchschnittlich bei 0,1 mm/a. Die beiden Teilbecken zeigen jedoch heute, außerhalb von Grabenflanken, keine nennenswerten negativen Bewegungstendenzen und unterliegen, aufgrund isostatischer Einflüsse, in ihren Zentren eher Uplift (Abb. 3-2).

In den restlichen Bereichen des ehemaligen Permbeckens herrscht hingegen vom Eozän bis heute tektonische Stabilität (Kley et al. 2008, Ziegler 1990). Bewegungen entlang von Störungen im NWGB sind laut Ludwig (2001b) nur bis zum mittleren Miozän nachweisbar. Sedimente entlang von Graben- oder Salzstrukturen zeigen jedoch auch in jüngerer Zeit Aktivität (Ludwig 2001b).

Zwischen Miozän und Pliozän änderte sich das Stressfeld, bedingt durch die verstärkte Deformation des alpinen Faltegürtels, zu den rezent herrschenden Bedingungen von NE-SW auf NW-SE (Kley et al. 2008, Ziegler 1990). In dieser Zeit ist auch die Entwicklung der norddeutschen Flusssysteme und der Nordseedeltas von Rhein und Maas anzusetzen (Ziegler 1990).

Im Zuge der Alpidischen Orogenese setzten an der Grenze Oberpaläozän/Eozän die laramischen Dehnungsbewegungen ein, was zur Verstärkung der tektonischen Subsidenz führte und die Diapirbildung erhöhte. Die sekundären Randsenken vertieften sich und wurden zum Teil mit über 2.500 mächtigen Sedimenten verfüllt (Walter & Dorn 2007). Dieser Prozess überprägte vorangegangene tektonische Events, die zusätzlich durch anhaltende Sedimentation überlagert wurden. Auch das Niedersächsische Tektogen wurde erneut beeinflusst und unterlag einer zweiten Inversion, der so genannten laramischen Beckeninversion. Vermutlich kam es im Zuge dieser Vorgänge im LSB zu einer Krustenverdickung: Die Moho liegt hier heute in einer Tiefe von 30-31 km (Ziegler 1990).

Seit dem Oligozän ist das Stressfeld des CEBS tektonisch als stabil zu bezeichnen (Kley et al. 2008). Jedoch sind im Norddeutschen Becken Bewegungen entlang von Störungen bis zum Mittleren Miozän nachweisbar, während jüngere Sedimente über Salzstrukturen auch spätere Aktivität anzeigen können (Ludwig 2001b). Heute sind die meisten Basement-Störungen NW-SE gerichtet, kleinere auch NE-SW und NNE-SSW. Das heutige Stressfeld ist entscheidend durch die Alpidische Kollision geprägt (NW-SE bis N-S). Seit dem Miozän (23,8 Ma) überwiegen kontinentale und Delta-Ablagerungen (Maystrenko et al. 2008).

2.4 Quartär (1,8-0 Ma)

Die heutige Topographie der Untersuchungsgebiete Schleswig-Holstein und Nordniedersachsen wurde stark durch die Fennoskandischen Eisschilde beeinflusst. Dies erklärt die auch heute noch große Anzahl typischer Strukturen der Eiszerfallslandschaft, wie Tunneltäler, Moränenmaterial, Seen und Toteislöcher (Ehlers 1994). Jungmoränenlandschaften der Weichsel-Vereisungen im Osten und Nordosten stehen den inzwischen überprägten und weniger mächtigen Sedimentakkumulationen älterer Kaltphasen im Süden und Westen des Untersuchungsgebiets (Altmoränenlandschaften) gegenüber (Walter & Dorn 2007).

2.4.1 Pleistozän (1,8-0,01 Ma)

Die vor-elsterzeitlichen Phasen Pretelgen, Menap- und Cromer-Komplex prägten die Topographie der heutigen Landschaft kaum. Einzelne Aufschlüsse, wie z.B. die Itterbeck-Uelsen Stauchmoräne in Niedersachsen, sind jedoch erhalten (Ehlers 1990, Ehlers et al. 2004).

In der Elster-Kaltzeit (Name nach Keilhack (1910)) kam es zur ersten großen, kontinentweiten Inlandvereisung, die auch Norddeutschland stark beeinflusste (Eissmann 1981, Eissmann & Litt 1994). Abgelagert wurden Sande und Schluffe mit Kieseinschaltungen und Geschiebemergel. Den Abschluss bildet der bis zu 170 m tiefe Lauenburger Ton. Charakteristisch sind vor allem ausgedehnte Geschiebelehm-Decken (*till sheets*) (Ehlers et al. 2004, Eissmann & Litt 1994). Noch mehr als die Gletscher selbst veränderten jedoch Schmelzwässer die Morphologie: Tiefe Rinnen entwässerten die Gletscher entlang der Grundmoräne aber auch subglazial, wodurch teilweise mehr als 400 m tiefe Tunneltäler entstanden sind (Abb. 2-8) (Hinsch 1979, Piotrowski 1994). Die sogenannten „elsterzeitlichen Rinnen“ (*buried valleys, tunnel valleys*) gehen radial von Zentrum der größten Eismächtigkeiten aus (Boulton & Hindmarsh 1987, Ehlers 1990, Ehlers et al. 2004, Piotrowski 1997). Sie sind heute meist mit Feinmaterial oder Moränenmaterial verfüllt. Das Vorkommen von Schluffen und Tonen (Lauenburger Ton) innerhalb der Täler ist auf die spätere Entstehung von Eisstauseen in diesen vertieften Bereichen zu erklären (Ehlers 1990). Solche subglazialen Rinnen wurden in allen pleistozänen Vereisungsphasen gebildet, die elsterzeitlich entstanden sind jedoch wesentlich ausgedehnter (bis zu 150 km lang) und tiefer.

In gestörten Bereichen können die Täler mehr als 500 m tief eingeschnitten sein, weshalb sie im Bereich der rezent aktiven Zentraleuropäischen Subsidenzzone (MESZ) auch besonders stark ausgeprägt sind (Stackebrandt 2009). Dort ist auch das Einfallen der Flanken am steilsten. Durch die Anwendung von 2D- und 3D-Seismiken sowie Hubschrauberelektromagnetik ist die Lokation elsterzeitlicher Rinnen heute sehr gut bekannt (z.B. BURVAL Working Group 2009, Bosch et al. 2009, Lutz et al. 2009). Sie sind zugleich als Ergebnis endogener als auch exogener Faktoren zu sehen: Das Abführen von Schmelzwasser über das Grundwasser ist nur zu einem Viertel möglich. Die wasserübersättigten Sedimente der Grundmoräne sind nicht in der Lage mehr Wasser aufzunehmen. Der zunehmende hydrostatische Druck, führt in Kombination mit hoher Eisauflast, Ablation und Übersättigung zur Ausbildung subglazialer Rinnen-

systeme. Diese sind meist an Randstörung neotektonisch aktiver Blöcke und Schollen oder auch an Randsenken orientiert, was ihre N-S, bzw. NE-SW-Orientierung zeigt (Piotrowski 1994, Stackebrandt 2004, Stackebrandt 2009).

Die Flanken der Rinnen sind generell steil und können mit 10-25° einfallen, wie lokale Beispiele in Ostdeutschland zeigen (Stackebrandt 2004), weshalb laut Lehné (2005) an den Rändern hohes Rutschungs- und somit Bodenbewegungspotential besteht. Viele der Täler wurden bereits wieder elsterzeitlich verfüllt (Stackebrandt et al. 2001b). Da diese Hohlformen jedoch meist durch jüngere, klastische Sedimente, wie z. B. durch Sande, verfüllt wurden, die wesentlich wassergesättigter und weniger kompaktiert sind als das Umgebungsgestein, ist rezente Bewegung (und Senkenentstehung) in diesen Bereichen als sehr wahrscheinlich anzusehen (Lehné 2005).

In einigen Bereichen erhielten sich die Rinnen und wurden im nächsten Glazialzyklus zu Sanderflächen, die sich ebenfalls an der N-S, bzw. NE-SW-Richtung orientieren (Stackebrandt 2009). Teilweise wurden Tunneltäler jedoch auch weichselzeitlich reaktiviert (z. B. Bornhöver Tunneltal) (Piotrowski 1994). In Folge einer post-elsterzeitlichen Transgression, die etwa 50 km ins Inland reicht, wurden marine, spätelsterzeitliche Sedimente auch in den Tunneltälern Schleswig-Holsteins abgelagert (Ehlers et al. 2004).

Als Folge der Umstellung von subarktischem zu borealem Klima am Ende der Elsterzeit setzte das etwa 15.000-16.000 Jahre andauernde Holstein-Interglazial ein (Meyer 1974, Müller 1974a). Seekerne weisen eine Vegetationssukzession von subarktischer Vegetation zu Gunsten borealer Pflanzen auf. Eine zweite Transgression des Holstein-Meers (Ehlers 1990) bildete einen wichtigen Leithorizont. Typisch sind Tone, limnische Becken, Kieselgur-Lagerstätten, daneben marine, limnische oder fluviatile Sedimente (Hallik 1960, Müller 1974a, Meyer 2005, Walter & Dorn 2007). Der Meeresspiegelanstieg führte zur vollständigen Verfüllung fast aller elsterzeitlicher Rinnen und zur Einebnung des Gesamtreliefs (Ludwig 2001a, Piotrowski 1994, Streif 2004). Die Warmzeit endete mit einer Klimaabkühlung zu Beginn des Saale Komplexes.

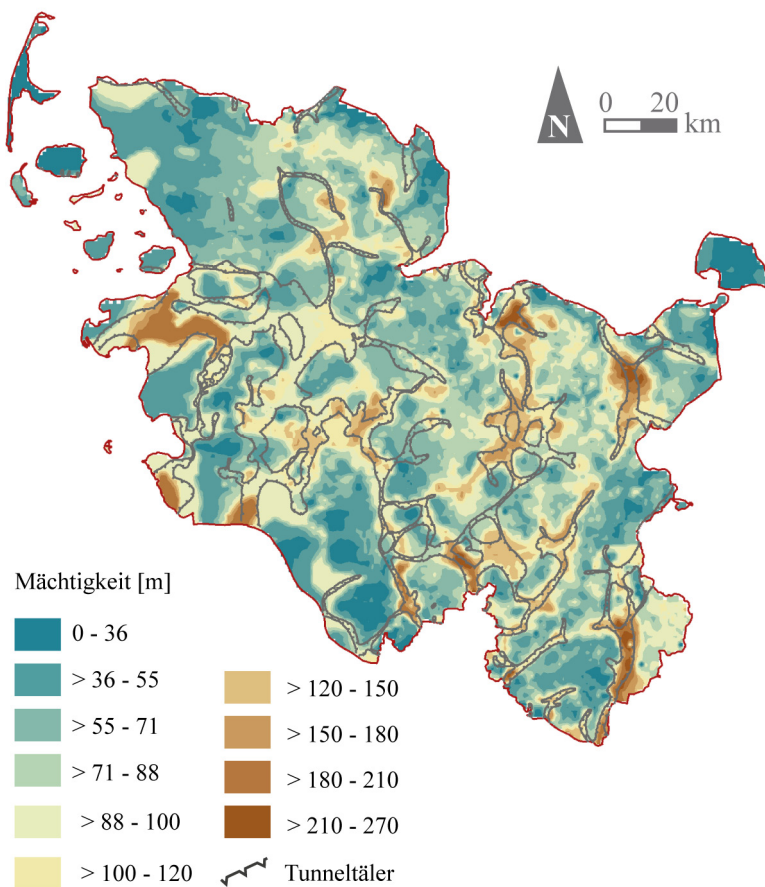


Abbildung 2-8: Mächtigkeitkarte des Quartärs in Bezug zu elsterzeitlichen Rinnensystemen. Datengrundlage: Hinsch 1991, LANU und Stackebrandt et al. (2001b).

Der Beginn des Saale-Komplexes (Begriff nach Keilhack (1910)) ist charakterisiert durch die längere nicht-glaziale Phase des Wacken-, bzw. Dömitz Interglazials (Ehlers et al. 2004). Entgegen der traditionellen Einteilung in zwei Eisvorstöße (Drenthe und Warthe) können drei Geschiebelehm-Regionen unterteilt werden, die durch Schmelzwassersande voneinander getrennt werden: Ältere Saale-Vereisung, Mittlere Saale-Vereisung und Jüngere Saale-Vereisung (Ehlers 1990, Litt et al. 2007). Insgesamt typisch für den Saale-Komplex sind mehrere Eisvorstöße, Erosion von Gletscherzungen-Becken, die Akkumulation von End- und Stauchendmoränenzügen, Ablagerung von

Geschiebemergel und Sanderflächen, Schmelzwassersanden sowie die Bildung von Rinnensystemen (Eissmann & Litt 1994, Meyer 2005, Walter & Dorn 2007).

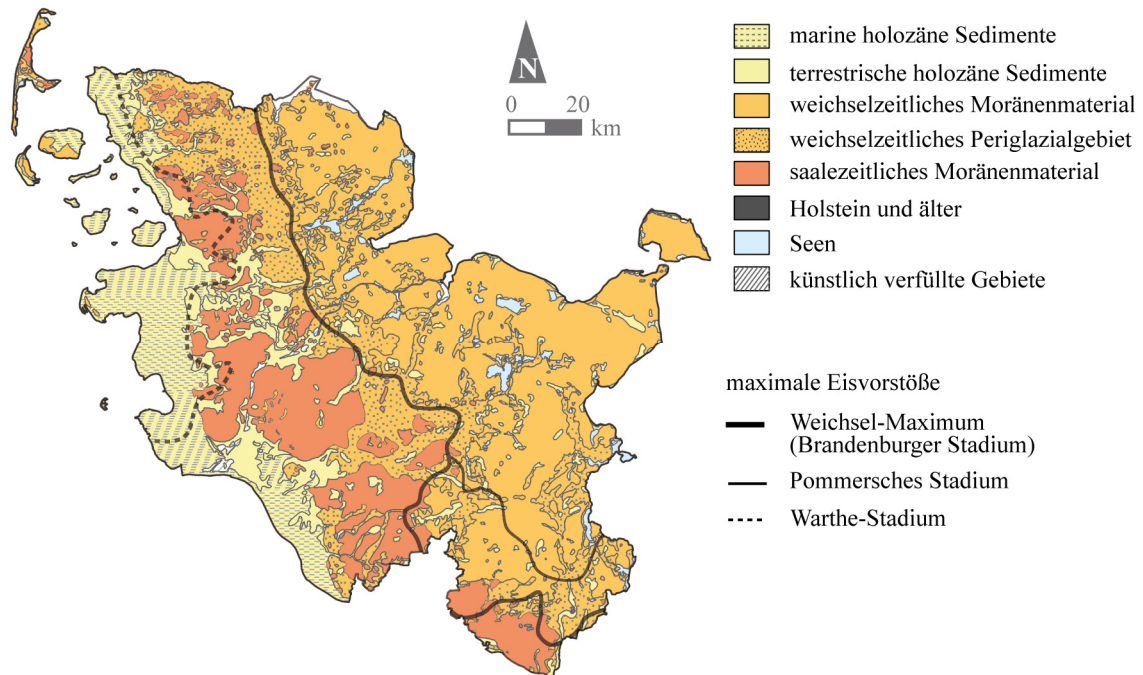


Abbildung 2-9: Karte der geologischen Haupteinheiten. Datengrundlage: Ehlers et al. (2004) und Stephan (1998).

Während der Älteren Saale-Vereisung waren Schleswig-Holstein und fast ganz Niedersachsen von Eis bedeckt. Die typischen Ablagerungen sind rotbraune Geschiebelehme. Beim ersten Vorstoß, der Zeitz Phase, erreichte das Saale-Inlandeis die maximale Vorstoßgrenze (Abb. 2-9). Zwischen den einzelnen Geschiebelehm-Phasen liegen Kiese, Sand und gewarvter Ton. In wärmeren Phasen sind auch organische Ablagerungen nachweisbar (Eissmann 1994). Unter dem Rückzug des Eisschildes nach Norden setzten schließlich periglaziale Bedingungen ein (Ehlers et al. 2004).

In der Mittleren Saalevereisung (Warthe I) dominieren in der Front des Eisschildes, das bis südlich der Elbe reicht, starke Schüttungen von Schmelzwassersanden. Mächtige Sanderflächen entstanden (Grube & Ehlers 1975, vgl. auch Ehlers 1990). Im Bereich der Eisbedeckung liegen in der rezenten Topographie eine große Anzahl von Endmoränenrücken mit vielen Loben und Zungen (Höfle 1983, Meyer 1983). Warthe-

zeitliche Endmoränen bilden heute z.B. die Hochlagen der Lüneburger Heide (Küster 2010, Woldstedt 1927). Gegen Ende der Mittleren Warthevereisung schmolz das Eis bis zum Ostseerand zurück. Ein ausgeprägtes Interstadial ist jedoch nicht belegt (Ehlers 1990, Ehlers et al. 2004). Die Jüngere Saale-Vereisung (Warthe II) ist ebenfalls geprägt von mächtigen Schmelzwasserablagerungen. Im Periglazialbereich wurde Toteis durch Sandermaterial überdeckt (Ehlers et al. 2004).

In Nordwestdeutschland liegt die Mächtigkeit der saalezeitlichen Sedimente heute bei durchschnittlich 50-100 m. In Ausnahmefällen, wie z. B. in Tunneltälern können auch 500 m erreicht werden. Die Grundmoränen bilden heute die sandigen Geestplatten, Niederterrassen sowie Tal- und Flussauen Nordwestdeutschlands (Walter & Dorn 2007). Seit ihrer Ablagerung unterlagen saalezeitliche Sedimente intensiven Verwitterungsprozessen und Bodenbildung (Piotrowski 1994).

Die folgende Eem-Warmzeit war ein kompletter Interglazialzyklus ohne Unterbrechungen (Boettger et al. 2000, Eissmann 1990, Müller 1974b). Während der 11.000 Jahre anhaltenden letzten Warmzeit des Pleistozäns führte ein eustatischer Meeresspiegelanstieg zur Ablagerung mariner Sande und Tone. Terrestrisch wurden fluviatile Sande, Torfe in örtlichen Senken, Kalkmudden und limnische Sande in Seen abgelagert, in denen aber häufig auch Kieselgur sedimentiert wurde (Eissmann 1990, Menke & Tynni 1984). Die eemzeitliche Meerestransgression erreichte nicht das Level des Holstein- Meeresspiegelanstiegs, weshalb eine Landbrücke zu Helgoland sowie eine Landverbindung zu England bestand (Cuffey et al. 2000, Höfle et al. 1985). Typisch ist autochthon abgelagertes organisches Material, das sich meist in saalezeitlichen Toteislöchern sammelte und die eemzeitlichen Torfe bildete (Litt et al. 2007, Menke & Tynni 1984). Daneben sind subrosive Senken, kryogene Depressionen und fluviatile Erosionsstrukturen die entsprechenden Sedimentfallen (Eissmann 1990).

Dem Eem folgte das Weichselglazial, auch Weichselkomplex genannt. Laut der von Woldstedt (1929) vorgenommenen Definition bezieht sich die Typusregion auf die glazialmorphologisch geprägten Jungmoränengebiete. Die Benennung der Einzelphasen orientiert sich klassischerweise an den Eisvorstößen Mecklenburg-Vorpommerns und Brandenburgs: Brandenburger Stadium (22 ka-21 ka), Frankfurter Stadium (21 ka-22 ka), Pommersches Stadium (ab 15 ka) und die Rosenthaler Staffel (ab 16 ka), die einen eigenen kleinen Geschiebekomplex ausbildete (Ehlers et al. 2004, Walter & Dorn

2007). Nach Ehlers et al. (2004) sind die Endmoränen des Frankfurter Stadiums jedoch nur Oszillationen des Eisrückgangs nach dem Brandenburger Stadium.

Im Weichselhochglazial (21-18 ka) wurde die maximale Vereisung erreicht (Ehlers et al. 2004). Die Äußere, die Mittlere und die Innere Eisrandlage entstanden als die drei größten Endmoränenzüge (Ehlers 1990). Stauch- und Stauchendmoränen entstanden, wenn die Gletscher steiles Gelände passierten (Ehlers et al. 2004, Litt et al. 2007). Der weichselzeitliche Eisrand unterlag seit seiner Entstehung weniger Erosion als die Bereiche der Altmoränenlandschaften, weshalb der weichselzeitliche Eisrand immer noch stark durch Loben zerklüftet ist (Walter & Dorn 2007).

Das Vorrücken des Eises orientierte sich maßgeblich an der Ostsee-Depression und stieß im Gegensatz zur Saale-Vereisung von NE, später von E vor, weshalb heute hauptsächlich die Ostsee-zugewandte Seite Schleswig-Holsteins von Jungmoränensedimenten geprägt ist (Ehlers et al. 2004). Im Gegensatz zur saalezeitlichen Vereisung überschritt das Eisschild die Elbe nicht. Sie diente aber als Vorfluter der Schmelzwässer. Südlich der Vorstoßgrenze herrschten periglaziale Bedingungen, unter denen fluviatile Talsande, Schmelzwassersande und Kiese abgelagert wurden. Flugsand und Löss wurden äolisch bis zu den Mittelgebirgen transportiert, während die Flüsse ihre Niederterrassen ausbildeten (Walter & Dorn 2007). Im Spätglazial bildete sich schließlich Pioniervegetation bis in der Dryas erste Bewaldung und Bodenbildung einsetzten (Walter & Dorn 2007).

2.4.2 Holozän bis heute

Die Epoche des Holozäns (Begriff von Gervais, vgl. Litt 2007) begann vor etwa 11.600 Jahren (Dansgaard et al. 1993, Litt et al. 2001). Das Abschmelzen des Pleistozänen Eisschilds führte zu Meeresspiegelschwankungen in Folge der Inversionsbewegungen (lithosphärische Flexur) (Kley et al. 2008). Bis heute stieg der Meeresspiegel um insgesamt 120-130 m an (Allen 1995, Fleming et al. 1998, Streif 2004).

Etwa seit dem Einsetzen des Atlantikums ist die verstärkte Ablagerung nicht kompakter Sedimente entlang der Küsten belegt (Bungenstock et al. 2004). Die ersten Strandbarrieren, bestehend aus erodiertem pleistozänem Material, bildeten sich in Folge von Meerestransgression (Meier 2004). Durch zusätzliche Ablagerung äolischer Sedimente entwickelten sich Düneninseln (Abb. 2-10). Im Schutz der Barrieren bildeten sich entlang der Küste Tidalebenen, brackige Lagunen und alluviale Sedimentablagerung (Streif 2004). Die Abschirmung zum offenen Meer führte zum Materialeintrag innerhalb

der heutigen Watten und Marschen (Walter & Dorn 2007). Die Entstehung der Barriereinseln wird jedoch unterschiedlich datiert: Laut Streif (2004) entstanden sie bereits im Spätglazial/Holozän, laut Behre (2004) jedoch erst um Christi Geburt. Während Behre (2004) sie als Akkumulation marinen Materials sieht, ist Meier (2004) der Ansicht, dass sie aus erodiertem, pleistozänem Material bestehen. Anzunehmen ist, dass es unter Einfluss verschiedener Meeresspiegelstände immer wieder zur Ausbildung solcher Barrieren kam. Allein im späten Holozän sind drei Transgressionen belegt: 400-800 AD, 800-1200 AD und 1220-1400 AD (Bungenstock et al. 2004), die immer wieder mit Sedimentakkumulation, aber auch mit Torfbildung einhergingen.

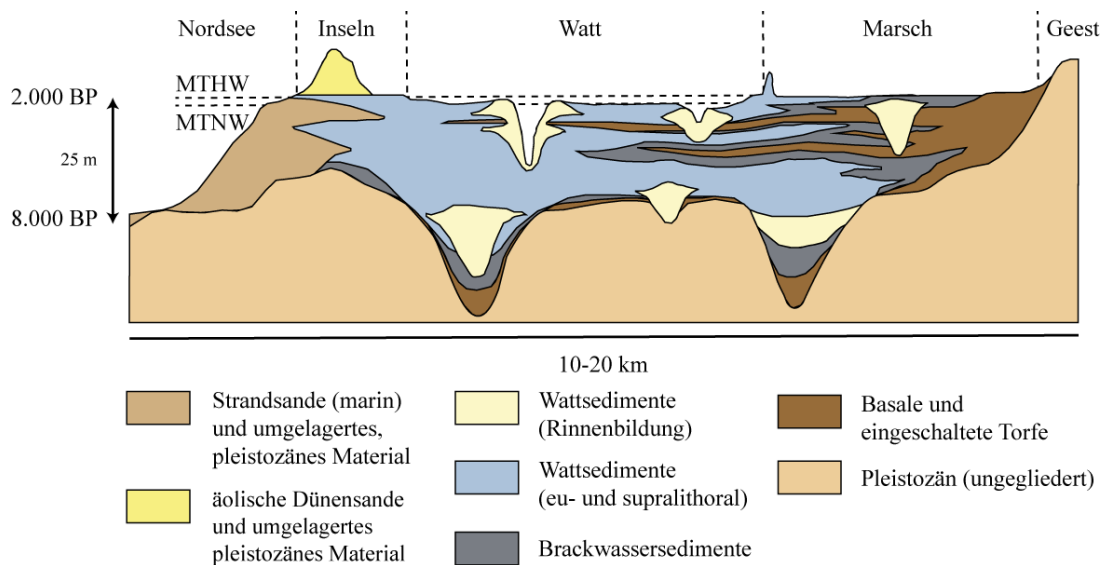


Abbildung 2-10: Schematisiertes Profil durch das norddeutsche Küstengebiet. Im Bereich noch existierender Tunneltäler können die durchschnittlichen Sedimentmächtigkeiten 25 m überschreiten. Verändert nach Streif (2001) und Rothe (2006).

Die ersten Marschsedimente, keilartige Sedimentkörper aus Feinsand, Silt und Ton mit Einschaltungen von Torf, sind schon seit 9-5ka, dem Beginn der Flandrischen Transgression, belegt (Allen 1995, Bungenstock et al. 2004). Die Entstehung der etwa 10 prozentigen Torfanteile der Marschen können mit den jeweiligen Transgressionen korreliert werden (Bungenstock et al. 2004, Hoselmann 2004). Durch Fluktuation des Meeresspiegels schalten sich immer wieder abwechselnd eher organikreiche oder siltige Ablagerungen ein (Allen 1995). Von 5.000-1.000 v. Chr. Stieg das mittlere Tidenhoch-

wasser um durchschnittlich 0,14 m pro Jahrhundert an. Neben den Transgressionen ist auch die seit dem Tertiär anhaltende Subsidenz der deutschen Nordseeküste für die Wechsellagerungen verantwortlich (Behre 2004a).

Das seit 8.000 Jahren anhaltende, verstärkte Auffüllen pleistozäner Täler wurde von einem Grundwasserspiegelanstieg begleitet, der zur großflächigen Vermoorung der Niederungen entlang der Küste führte. Die Hauptphasen der Torfbildung lagen zwischen 3.000-2.400 BC und der Dünkirchen Transgression (1.500-1.000 BC) (Behre 2004b). Die Küstenlinie dieses Meeresvorstoßes blieb bis zum Mittelalter mehr oder weniger unverändert (Behre 2004b). Mit dem ansteigenden Meeresspiegel stieg auch der Flusspiegel. Dammuferflüsse entstanden und bildeten in ihren Überschwemmungsebenen aus fluvialen Auelehmen Torfe in Form von Verlandungsmooren (Walter & Dorn 2007). Als mächtigster Torfhorizont gilt der der Dünkirchen-Transgression. Dieser sogenannte „*Upper Peat-layer*“ liegt heute etwa 1-2 m unter der Geländeoberkante (Behre 2004b, Bungenstock et al. 2004).

Anthropogene Einflüsse zeigen sich in Form von Degradation (Binnendünen und Verheidung) (Meier 2004). Seit dem Mittelalter spielen zusätzlich Eindeichungen, Landgewinnungsmaßnahmen und Küstenschutz eine wichtige Rolle und prägen weitgehend die heutige Küstenlinie sowie die Marschlandschaften (Hoselmann 2004, Walter & Dorn 2007).

Die Anlage von Ring- (ab dem 11. Jh.) und später Winterdeichen (ab dem 16. Jh.) machte die verstärkte Besiedlung der Marschen ab dem 14. Jh. möglich (Behre 2004a, Behre 2004b). Folge der Eindeichung war fehlender Sedimentflux durch fehlende periodische Überflutung der ehemaligen Salzmarschen (Hoselmann 2004). Außerdem wurde durch die Eindeichung die natürliche Dränung unterbrochen, was Meliorationsmaßnahmen notwendig machte. Durch die Anlage von Kanälen unterlag das ohnehin schon tiefer liegende Deichhinterland einer Sedimentkompaktion, wodurch es heute an vielen Stellen 2-3 m unter dem Meeresspiegel liegt (Bungenstock et al. 2004). Dieser Kompaktionsprozess hält bis in die Gegenwart an (Behre 2004b).

2.4.3 Heutiger Zustand des Nordwestdeutschen Beckens

Schleswig-Holstein und das nordniedersächsische Untersuchungsgebiet sind heute Bestandteile des Norddeutschen Tieflands, bzw. der Norddeutschen Tiefebene. Dieser Begriff beschreibt den rezenten, geomorphologisch-topographischen Zustand des NGB.

Begrenzt wird dieses Gebiet durch die Mittelgebirgsschwelle im Süden. Die Begriffe umfassen jedoch nur den heutigen Zustand im Bereich Norddeutschlands, nämlich eine Landschaft mit einem Niveau unter 150 m NN. Dieser rein topographische Landschaftsbegriff steht dem Begriff des Norddeutschen Beckens (NGB) gegenüber, das geologisch als Teil der permisch-mesozoischen Senkungszone, als Intrakontinentalbecken, definiert ist, das sich von den nördlichen Shetland-Inseln und Schottland über Dänemark, Norddeutschland bis nach Polen erstreckt (Walter & Dorn 2007).

Nur selten steht in Norddeutschland Präquartär an (Abb. 2-9), da Pleistozäne und Holozäne Sedimente die meisten Gebiete überprägen. Gipshüte und Zechstein können jedoch kleinräumig anstehen, insofern sie durch Halokinese aufgeschlossen wurden (Walter & Dorn 2007). Die Sedimentakkumulation im Bereich der Jungmoränenlandschaften im Osten Schleswig-Holsteins ist meist höher als die Quartärmächtigkeiten der Altmoränenlandschaften im Westen (Lehné 2005). Rezent ist das CEBS eine NW-SE-gerichtete Großstruktur. Durch die komplexe Versenkungsgeschichte streichen kleinere Strukturen auch NNW-SSE und NNE-SSW, selten auch NE-SW (Kley et al. 2008).

3 Neotektonik

Als „neotektonisch“ werden krustale Vorgänge bezeichnet, deren Entstehung im Neogen begann und deren Entstehung nicht älter als 23,8 Ma ist (Beginn Untermiozän), jedoch ist eine bis heute anhaltende Aktivität in die Definition nicht zwingend eingeschlossen (Stackebrandt 2008). Dem gegenüber werden rezente Krustenbewegungen unterschieden, die auch rezent Auswirkungen auf die Topographie Norddeutschlands haben.

Drei neotektonische Prozesse sind für rezente Krustenbewegungen Norddeutschlands verantwortlich: Die anhaltende Extension des Atlantiks (*ridge push*), die Alpine Kollision sowie eis-isostatische Ausgleichsbewegungen (Kaiser et al. 2005, Reicherter et al. 2005 und Ziegler 1990). Rezente Oberflächen- und Krustenbewegungen können jedoch auch auf Kompaktion, Entwässerung (Drainage, etc.) oder durch Halokinese, bzw. Subrosion erfolgen (Lehné & Sirocko 2010). Bedingt durch Intraplatten-Kompression orientieren sich die vertikalen Bewegungen entlang reaktivierter Störungsnetzwerke (*basin frameworks*) des CEBS, bzw. entlang starker Lithosphärenkontraste. Stress und alte tektonische Zonen stellen dabei Schwächezonen für Störungsreaktivierungen dar (Kaiser et al. 2005).

Untersuchungen bezüglich der Neotektonik orientieren sich meist an Referenzhorizonten (Ludwig 2001a), an der Berechnung von Bewegungspotentialen (Lehné 2005 und Lehné & Sirocko 2007, Stackebrandt, pers. Mitt.) oder an Feinnivellements (Lehné & Sirocko 2010). Nivellementdaten sind wiederholt durchgeführte Höhenmessungen bestimmter Punkte. Über Jahrzehnte hinweg beobachtet, können die Höhenunterschiede als Raster dargestellt werden, die auf rezente Krustenbewegungen schließen lassen (Stackebrandt, pers. Mitt.). Um die absoluten Bewegungsraten vergleichen zu können, müssen die Daten jedoch erst in jährliche Bewegungsraten umgerechnet werden. Zu einem Rasterdatensatz interpoliert können Nivellementdaten auch als flächige Information genutzt werden (vgl. Lehné & Sirocko 2010). Die in dieser Arbeit verwendeten Daten entstammen den Berechnungen von Lehné & Sirocko (2010). Ob es sich bei den rezenten Bewegungsraten um halokinetisch bedingte oder tektonische Einflüsse handelt, kann jedoch häufig nicht weiter differenziert werden (Maystrenko et al. 2008).

3.1 Rezent es Stressfeld

Rezent unterliegt das NGB weiterhin horizontaler Kompression und hat noch nicht den Status des tektonischen Equilibriums, bzw. des isostatischen Gleichgewichts erreicht (Hansen et al. 2007, Marotta et al. 2001, Marotta et al. 2002). Das heutige Stressfeld zeigt eine fächerartige Verteilung über Norddeutschland (Grünthal & Stromeyer 2001). Der maximale horizontale Stress (S_{Hmax}) ist in West-, Zentraleuropa und Fennoskandia NW-SE-orientiert (Fuchs & Müller 2001). Die fächerartige Aufgliederung im Liegenden des Zechsteins wird durch die mächtige Lithosphäre im Beckenbereich erklärt, die als lokale Barriere gegen die tektonischen Kräfte des Atlantik-Rifts und der Nordwärtsbewegung Afrikas wirkt (Marotta et al. 2001, Marotta et al. 2002). Der heutige Stress macht sich nur noch in Folge von Erdbeben und lokalen Bewegungstendenzen bemerkbar (Kley et al. 2008). Rezent immer noch messbare Krustenbewegungen sind z.B. in den Studien von Lehné & Sirocko (2010) zu entnehmen.

3.2 Mitteleuropäische Subsidenzzone

Während des gesamten Känozoikums bis heute unterliegt das Gebiet des CEBS Subsidenz. Es ist Teil der neotektonisch aktiven, Mitteleuropäischen Senkungszone (MESZ), die sich über 1.000 km von der südlichen Nordsee bis nach Südpolen erstreckt (Abb. 3-1) (Frischbutter 2001, Garetsky et al. 2001, Stackebrandt 2005). Die Zone umfasst das Norddeutsche Becken sowie die Polnische Senke. Sie wird nach Norden begrenzt durch den Baltischen Schild und nach Süden durch die Mitteleuropäische Hebungszone, zu der der Harz, das Niedersächsische Becken und der Rheinische Schild gehören (Garetsky et al. 2001). Seit dem Oligozän umfasst die Absenkung der MESZ mehrere 100 m (Garetsky et al. 2001, Stackebrandt 2004). Diese allgemeine Subsidenz überprägt sogar isostatische Effekte und nimmt eine dominierende Stellung innerhalb der rezenten Bewegungen ein (Lehné & Sirocko 2010).

Während die MESZ einem allgemeinen Abwärtstrend folgt, erfahren die Gebiete der Mitteleuropäischen- und nördlichen Hebungszone jedoch Uplift. Skandinavien zeigt z. B. aufgrund der Isostasie Aufwärtstrends von bis zu 8 mm/a (Frischbutter 2001). Die südliche Zone erfährt ihre Hebung hauptsächlich durch die Drift der Afrikanischen Platte nach Norden.

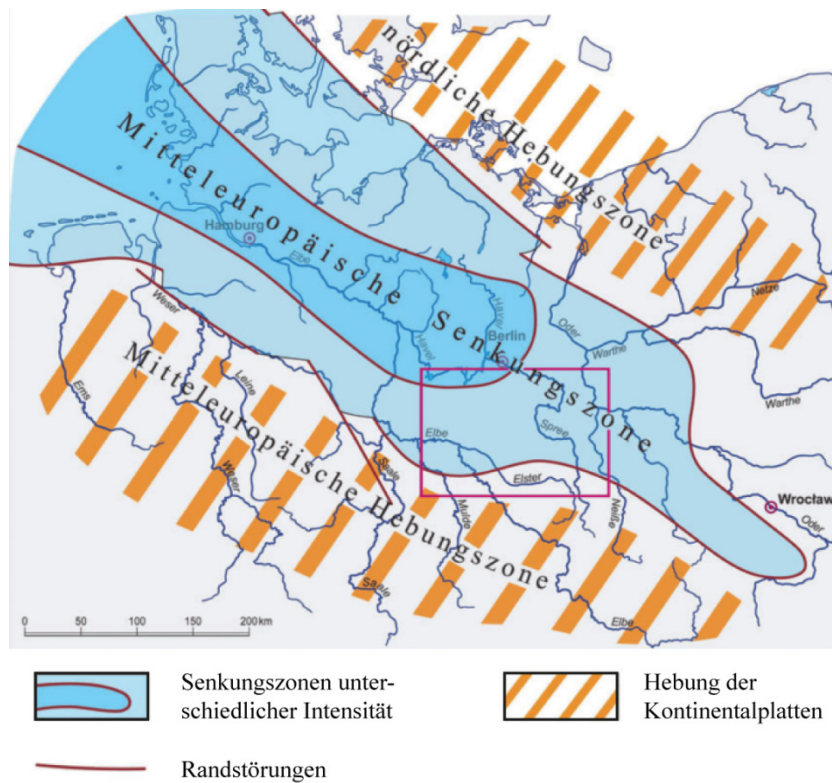


Abbildung 3-1: Neotektonische Regionaleinheiten Mitteleuropas (Stackebrandt 2008).

3.3 Halokinese und Salztektonik

Zur Ausbildung der heutigen Komplexität des CEBS im Allgemeinen und des NGB ist die Salztektonik ein wichtiger Faktor. 57.000 km³ Salz wurden im Zechstein abgelagert und seit der Trias mobilisiert (Scheck & Bayer 1999). Im Beckenzentrum streichen die Salzstrukturen hauptsächlich in N-S-Richtung (durch triassische Extension), am südlichen Rand sind die Strukturen, bedingt durch die lokale Inversionen während der Oberkreide, eher NW-SE orientiert (Maystrenko et al. 2008). Da der Salzaufstieg bis zum Känozoikum anhielt, erreichten einige Diapire die Landoberfläche. Durch die Ausprägung von Randsenken und den Diapirismus wurde die Beckenentwicklung im Meso- und Känozoikum entscheidend mitgestaltet (Maystrenko et al. 2008). Neben den

Zechsteinsalzen existieren auch andere salzführende Serien in Norddeutschland wie im Röt, im Mittleren Muschelkalk, im Keuper und im Malm. Auch Salze des Keuper und des Oberen Malm können halokinetische Strukturen bilden (Trusheim 1957). Sie prägten die Geologie des Beckens jedoch nicht maßgeblich.

Als Ursache der Salzbewegungen gilt nicht mehr allein die Dichteinversion (*buoyancy*) (Trusheim 1957), sondern als Hauptfaktor gilt heute die Orientierung am regionalen Stressfeld und der Tektonik als Initiator der Halokinese (vgl. Hansen et al. 2007, Jaritz 1992, Kossow & Krawczyk 2002, Mohr et al. 2005). Den Beweis dafür liefert die Tatsache, dass in Bereichen höchster Primärmächtigkeiten des Salinars und des Hangenden häufig die geringsten Salzbewegungen zu verzeichnen sind (Scheck et al. 2003a). Ein weiterer Hinweis ist der verstärkte Diapirismus während Keuper bis Jura und während Oberkreide bis zum frühen Känozoikum als der regionale Stress durch Extension, bzw. Kompression am höchsten war (Scheck et al. 2003a).

Gerade innerhalb großer Grabensysteme ist Diapirismus verstärkt zu beobachten (Maystrenko et al. 2008). Während tektonischer Ruhephasen hingegen erfolgt ein Salzverlust nur in Randsenken (Kossow & Krawczyk 2002).

Oft ist Diapirismus auch an Störungen im präsalinaren Stockwerk (Sockelstörungen) gebunden. Diese wurden häufig im Mesozoikum wieder reaktiviert, wodurch die Salzbewegung an diesen Schwächezonen getriggert wurde (LGBR 2000). Der Zusammenhang kann ebenfalls bei rezent aktiven Diapiren beobachtet werden (z.B. Ludwig 2001b, Röckel & Lempp 2003).

Die Zechsteinsalze als entkoppelnder Horizont bilden ein wichtiges Element der heutigen Stressbilanz (Scheck & Bayer 1999). Während im Suprasalinar das Stressfeld NW-SE bis W-E orientiert ist, ist in den Sub-Zechstein-Schichten eine N-S-Orientierung des Stressfelds zu beobachten, im Westen des NGB ist der maximale horizontale jedoch eher NNW-NW und im Osten eher E bis NNE gerichtet (Röckel & Lempp 2003). Die Ausrichtung der maximalen horizontalen Hauptspannung (S_{Hmax}) über dem Zechstein kann auf lokale Salzbewegungen zurückgeführt werden. Im Subsalinar hingegen ist das Stressfeld ebenfalls fächerartig ausgerichtet. Die Rotation reicht von W im Westen des NGB nach NE im Osten (Marotta et al. 2002). Das erklärt auch, warum im Post-Zechstein wesentlich mehr Störungen vorliegen als im Prä-Salinar. Vendeville & Jackson (1992) zeigten, dass während regionaler Extension das Liegende Stabilität unterliegt, während das Hangende Störungen und Halokinese erfährt. Der Grund für die

Entkopplung ist, dass Salz aufgrund seiner Viskosität – es reagiert duktil und nicht spröde – nicht in der Lage ist, hohen Differentialstress zu übertragen (Scheck et al. 2003a). Nur an großen Störungssystemen oder im Bereich gering mächtigen oder fehlenden Salinars kann diese Entkopplung entfallen (Röckel & Lempp 2003).

Während der Vereisungsphasen wurden Diapire vereinzelt durch die Eisauflast reaktiviert (Lehné 2005), stellten jedoch auch Barrieren für vorstoßende Eisschilde dar: Im Bereich des Wedehof-Diapirs entspricht die Ausdehnung des Salinars im Untergrund der Lage der Wedehof-Moränen an der rezenten Oberfläche (Sirocko et al. 2002). In Einzelfällen können Diapire (Diapir in Sperenberg, Brandenburg) im Untergrund auch eine Art Nunataker-Status während Vereisungsphasen einnehmen (Stackebrandt 2005), weshalb die Verortung des Salinars auch Auswirkungen auf die Ablagerung pleistozäner Sedimente zeigen kann (Picard 1964).

Rezente tektonische und halokinetische Bewegungsraten haben lokal immer noch Werte von etwa 1 mm/a im Raum Schleswig-Holstein, was auf die fortschreitende Entwicklung von Randsenken im großteils tektonisch stabilen Umfeld zurückgeführt wird (Lehné 2005). Im Westen Schleswig-Holsteins zeigen sich jedoch auch Uplift-Bewegungen, die auf anhaltenden Diapirismus zurückzuführen sind (Lehné & Sirocko 2010). Diese klaren Verbindungen zu geologischen Mustern zeigen jedoch auch den Zusammenhang zwischen Salzaufstieg und der Störungsreaktivierung im Bereich der höchsten Eisauflast (Lehné & Sirocko 2010).

Insofern das Salinar mit Grundwässern in Berührung kommt, ist Subrosion (Auslaugung) die Folge. Dies gilt auch für andere leicht lösliche Gesteine, wie das Steinsalz des Rotliegend, Salze des Keuper und des Oberen Malm, Gips, Kalkstein, Dolomit aus dem Zechstein und Kalkstein aus der Oberkreide (Lehné & Sirocko 2005). In der Topographie kann diese Auslaugung in Form von Subrosionssenken oder kleineren Erdfällen reflektiert sein. Diapire und Subrosion haben demnach heute noch Auswirkungen auf die Topographie (Kap. 6.5).

3.4 Glazio-isostatische Bewegungen

Laut Kaiser et al. (2005) ist der isostatische Ausgleich im Bereich Norddeutschlands hauptverantwortlich für das rezente Stressfeld. Die bis zu 3.000 m mächtige pleistozäne Eisauflast hatte im Zentrum des Eisschildes und an dessen Rändern großen Einfluss auf

das herrschende Stressregime (Kley et al. 2008). Während der pleistozänen Vereisungen wurde die Auflastenergie des Fennoskandischen Inlandeisschildes in der Lithosphäre gespeichert. Infolge des Abschmelzens der Eisschilde erfährt die Lithosphäre allgemeine Relaxation und unterliegt Uplift- sowie Senkungsbewegungen (Klemann & Wolf 1998). Bewegungen innerhalb der Jungmoränenlandschaften sind Anzeiger für derartige Tendenzen seit dem weichselzeitlichen Glazialmaximum (Lehné & Sirocko 2010).

Anhaltende Krustenbewegungen können mittels Nivellementdaten, Erdbebenhäufigkeiten und durch Schwerefeldmessungen, die Informationen über Asthenosphären-Viskosität und Lithosphärenmächtigkeit liefern, rekonstruiert werden (Grollmund & Zoback 2000, vgl. auch Lehné & Sirocko 2010). Im Bereich Norddeutschlands überlagern sich Hebungstendenzen durch den Gletscherrückzug, ein Absinken der Lithosphäre im Bereich des ehemaligen Gletschervorlandes und die allgemeine Absenkung im Bereich der MESZ, worauf auch negative Bewegungsraten zurückzuführen sind (Ekman 1996, Frischbutter 2001). Die generellen Bewegungsraten für das Gebiet Norddeutschlands liegen durchschnittlich im neutralen Bereich und erreichen im Gebiet der Elbe teilweise negative Raten unter 2 mm/a (Abb. 3-2B) (Frischbutter 2001).

Auch neotektonische Aktivität kann eine Folge der Deglaziation sein (Schirrmeister 1999). Seismische Aktivität zeigt sich vor allem am Rand und im Vorland des ehemaligen Eisschildes (Brandes et al. 2010). Während stärkere Erdbeben auf die Einflüsse des Atlantik-Drifts zurückgeführt werden, gelten schwächere Erdbeben in Nordschweden als Indiz für isostatische Stressentladung (Klemann & Wolf 1998). Die Erdbebendichte und -häufigkeit in Skandinavien ist die Folge der Veränderung des horizontalen Stressfeldes durch die Glaziation und Deglaziation, die mit viskoelastischen Reaktionen des Mantels in Verbindung steht: Der Krustenstress nimmt beim Tauen zu, da der postglaziale Anstieg der Lithosphäre, der mit Krustenexpansion im Hebungsdom und Kontraktion des Vorlands in Verbindung steht, Intraplatten-Seismizität zur Folge hat (Muir-Wood 2000, Winsemann et al. 2011).

Die Folgen der Deglaziation beziehen sich jedoch nicht nur auf ein flächiges Phänomen, sondern wirkten sich auf lineare Muster, wie z. B. Störungen und Diapire aus: Störungen können durch isostatische Bewegungen reaktiviert werden (Reicherter et al. 2005), insofern die entsprechenden Bereiche einer einseitigen Belastung, wie z. B. Eisauflast, unterliegen (Sirocko et al. 2008). Dabei wird davon ausgegangen, dass das

zusätzliche Gewicht die Störungsaktivität zunächst hemmt, beim Abschmelzen jedoch zur verstärkten Mobilisierung führt (Muir-Wood 2000). Lokal zeigen Beispiele bis zu 30 m Störungsversätze durch glaziale Reaktivierung (Ludwig 2001b).

Andere Beispiele zeigen jedoch auch den umgekehrten Fall. Durch Gletscherauflast können Störungen auch verstärkt werden (Brandes et al. 2010). Beim Gletscherrückzug nimmt die Spannung schließlich ab, wodurch die Störungsaktivität zurückgeht (Brandes et al. 2010). Dies bezieht sich jedoch hauptsächlich auf das Fern-Feld des Gletschers, also das Gebiet vor dem Gletscher, das noch einer Verformung unterliegt. Hier kommt es während Eisauflast zur Extension, wodurch Abschiebungen reaktiviert werden können. Störungen lotrecht zum Eisschild sind die Folge, deren Orientierung unter anderem mesozoischen Strukturen folgen kann (Brandes et al. 2010).

Die SE-NW, NNE-SSW und NE-SW-Orientierung vieler glazialer Formen, wie Eisrandlagen, Rinnenseen oder Entwässerungsbahnen, zeigt, dass die Mobilisierung alter Strukturen eng mit eis-isostatischen Ausgleichsbewegungen korreliert werden kann (Schirrmeister 1999). Zusätzlich kann es zu einer Deformation känozoischer Schichten kommen (Schirrmeister 1999). Durch Druckentlastung nach einer Deglaziation kommt es häufig zur Reaktivierung von Salinaren. Zum einen kann das auflastende Gewicht über Randsenken in Eisrandlagen zu einem selbstverstärkenden Prozess der Halokinese führen. Andererseits bedingt auch Störungsreaktivierung beim Rückzug des Eisschildes erneuten Diapirismus (Lehné 2005, Sirocko et al. 2008), was dazu führt, dass viele Salinare mit weichselzeitlichen Endmoränen zu korrelieren sind (Schirrmeister 1999). Dies stellt jedoch in keinem Fall eine Verneinung der Parallelisierung von Salinaren und Endmoränen durch Diapire als Eisbarriere dar, sondern zeigt, dass auch umgekehrt Auflast Störungen am Rand des Eisschildes verursachen kann.

3.5 Störungsaktivität und Topographie

In Norddeutschland sind endogene und exogene Faktoren der Landschaftsgenese sehr stark gekoppelt und verzahnt: Strukturen an der heutigen Topographie bilden häufig den struktureologischen Untergrund nach. Oberflächenlineare, Küstenlinien, Eisrandlagen und vor allem Flüsse orientieren sich maßgeblich an Störungen in der Tiefe. Als Grund führt Lehné (2005) an, dass Störungen sich in Lockersedimenten, also auch in den

pleistozän geprägten Gebieten, bis an die Oberfläche fortsetzen können. Sie fallen jedoch flacher ein als die dazugehörigen Tiefenstrukturen.

Krauss & Möbus (1981) konnten z. B. belegen, dass sich der heutige Küstenverlauf der Ostsee an tieferliegenden Blockgrenzen orientiert. Hansen et al. (2007) sehen die Entwicklung und der Prognose der Streichrichtung des Küstenverlaufs auch enge Zusammenhänge zur Alpidischen Kollision.

Durch die in 3.4 erwähnten Zusammenhänge zwischen Störungsreaktivierung und Glaziation zeigen Eisrandlagen in Brandenburg, Mecklenburg und in Schleswig-Holstein einen herzynischen (SE-NW) Verlauf. Auch viele Binnenseen, Tunneltäler, Flüsse und Endmoränengabelungen streichen rheinisch (NNE-SSW) oder erzgebirgisch (NE-SW) (Schirrmeister 1999).

Gerade der Verlauf linearer Strukturen, wie z.B. Flussläufe, folgt Blockgrenzen. Die rezenten Flusssysteme sowie Küstenlinien orientieren sich an tiefen Blockgrenzen, Krusten- und Störungsstrukturen (z.B. Krauss & Möbus 1981, Seelos 2000, Sirocko et al. 2002, Sirocko et al. 2008). Flusssysteme eignen sich besonders für neotektonische Untersuchungen, da die heutigen Gewässernetze erst zum Ende des Weichsel-Glazials, also vor etwa 12 ka-10 ka Jahren ausgebildet wurden. Der heutige NE-SW-Verlauf von Oder und Elbe ist damit zu erklären (Krauss & Möbus 1981). Durch die hohe Parallelität kann davon ausgegangen werden, dass durch derartige Phänomene neotektonische Aktivität an der Oberfläche abgelesen werden kann (Szeder & Sirocko 2005).

Ähnliche Zusammenhänge konnten für die Flüsse Weser und Aller belegt werden (Sirocko et al. 2002). Auch langgestreckte, natürliche Depressionen in den Schwemmländern der Flüsse wiesen NW-SE-Orientierung auf. Durch Seismiken innerhalb dieser Auensedimente konnte auch ein Zusammenhang der Senken mit oberflächennahen Störungen nachgewiesen werden (Sirocko et al. 2002, Stackebrandt 2005). Weitere Beispiele liefern zum Einen Elbe und Unteroder, deren Verlauf zum Teil die Mitteleuropäische Scherzone nachbildet (Stackebrandt 2005), zum Anderen Fließgewässer im Bereich der Niederlausitz, die ebenfalls subrezente Anpassung zeigen (Stackebrandt 2008). Auch im Deichbau kommt dem Zusammenhang Bedeutung zu: Sirocko (1998) zeigte am Beispiel des Oderhochwassers von 1997, dass neuralgische Punkte für Dammbrüche an neotektonisch aktiven Strukturen orientiert sein können.

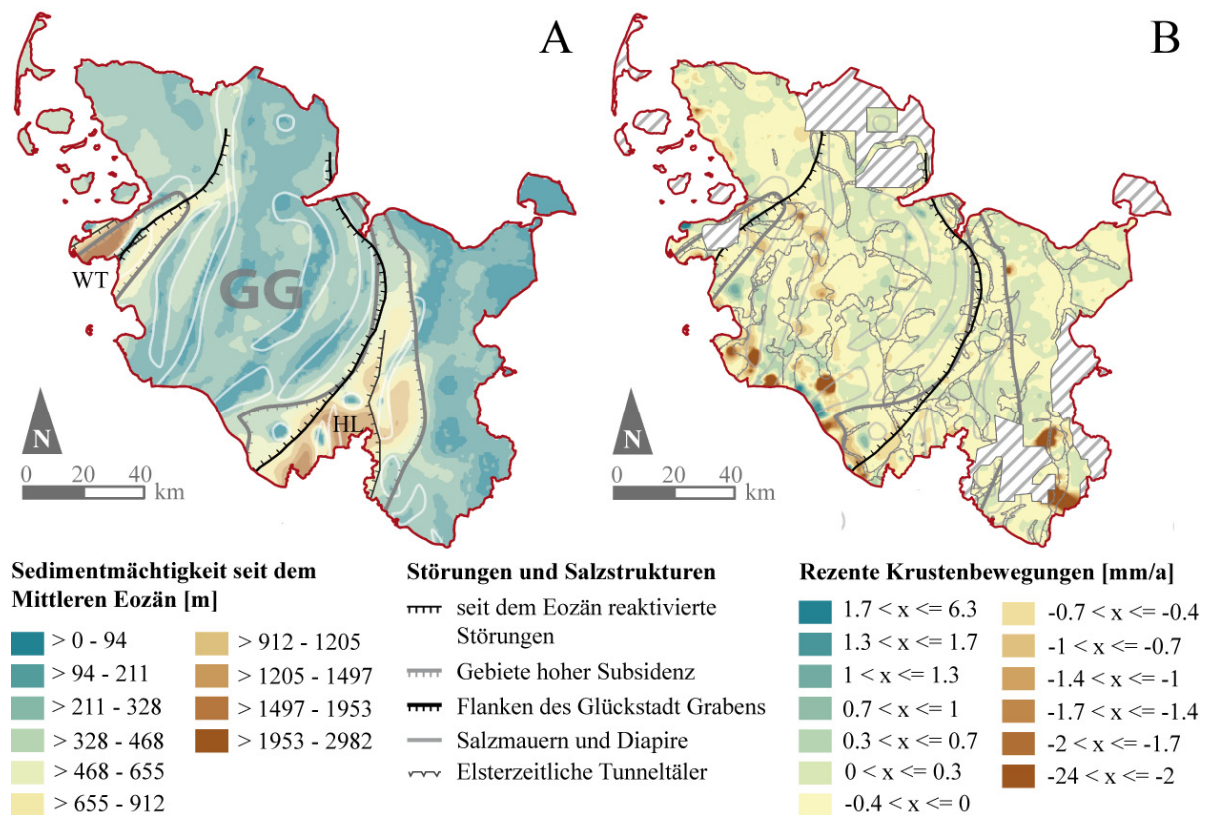


Abbildung 3-2: A: Sedimentmächtigkeiten seit dem Eozän in Bezug zu Subsidenzgebieten, Großstörungen und Salzstöcken. B: Rezente Subsidenzgebiete in Bezug zu Salzstöcken, Tunneltälern und Großstörungen. GG – Glückstadt-Graben, HL – Hamburger Loch, WT – Westholstein-Trog. Datengrundlage: Ludwig (2001b), Maystrenko et al. (2005b), Baldschuhn et al. (2001) und Lehné & Sirocko (2010).

Lehné (2005) stellte ebenfalls für Gewässernetze und Salzstrukturen Zusammenhänge fest, insofern nur das Salinar betrachtet wird, dessen Top nicht tiefer als 1.000 m liegt. Dieser Zusammenhang ist besonders dann gegeben, wenn Diapire am Rand des Eisschildes verortet sind und durch Störungsreaktivierung weiter aufsteigen können (Lehné 2005, Stewart et al. 2000).

Abb. 3-2A zeigt die Sedimentakkumulation für Schleswig-Holstein seit dem Mittleren Eozän. Die höchsten Mächtigkeiten werden in den miozänen Senkungsstrukturen des Hamburger Lochs und des Westholstein-Trogs, entlang der Randstörungen des Glückstadt Grabens, erreicht. Die geringsten Mächtigkeiten sind mit den neotektonisch aktiven Salzstrukturen korrelierbar. An diesen Stellen sind zum Teil

nur knapp 100 m Sedimentakkumulation zu verzeichnen. Diese langfristigen, früh-neotektonischen Tendenzen stehen den rezenten Bewegungsraten gegenüber (Abb. 3-2B). Während die präholozäne Kinematik sich an Block- und Störungsstrukturen wie den Flanken des Glückstadt-Grabens orientiert, erscheint das Verteilungsmuster der rezenten Bewegungen ungeordnet. Dies ist auf die verschiedenen Einflüsse zurückzuführen, die heute das Stressfeld definieren. Während die beiden Ausläufer der miozänen Senkungsstrukturen auch weiterhin schwach negative Bewegungen zeigen, unterliegt der vom weichselzeitlichen Eisschild beeinflusste Bereich einer allgemeinen Hebung aufgrund isostatischer Bewegungen. Auch einige Salzmauern stehen mit Uplift in Verbindung. Die hohe Deckungsgleichheit von hohen Subsidenzbewegungen und der Verteilung holozäner Sedimente ist auffallend hoch. Besonders im Bereich subglazialer Rinnen sind im Osten die höchsten Negativbewegungen festzustellen.

Die verwendeten Subsidenzraten stammen von Lehné & Sirocko (2010). Um die Daten interpretieren zu können, ist es notwendig zunächst die Grundlage der Subsidenz- und Uplift-Raten-Interpolation zu diskutieren. Lehné & Sirocko (2010) verwendeten dazu 5.035 hochpräzise Nivellementdaten des Landesvermessungsamts Schleswig-Holstein von 1923 bis 1985, bei denen der Jahresdurchschnitt der Vertikalbewegungen aus Spannen gebildet wurden, die 35 bis 76 Jahre umfassen.

Im Bereich Schleswig-Holsteins ist bisher bekannt, dass sich die Gewässer Elbe, Plöner See, Eider und Schlei-Trave mit geologischen Tiefenstrukturen parallelisieren lassen (Lehné 2005). In dieser Arbeit soll geklärt werden, inwieweit natürliche Depressionen und kleinere, nicht-lineare topographische Vertiefungen Norddeutschlands ebenfalls mit Störungen in Verbindung gebracht werden können.

4 Negative Landformen

Unter einer Senke können unterschiedliche morphologische Sachverhalte verstanden werden. Rein geographisch betrachtet, handelt es sich dabei um eine größenunabhängige Hohlform im Relief, also eine negative Landform, ohne jedoch eine Aussage über deren Genese zu treffen. Auch anthropogen entstandene Sackungen oder durch Subrosion entstandene topographische Vertiefungen können als Senke bezeichnet werden. In der Strukturgeologie bezeichnet der Begriff Senke jedoch ausschließlich tektonisch bedingte Geländevertiefungen kleineren oder größeren Ausmaßes (Leser 2001). Durch die Eintiefung, die sie im Gelände bilden, wirken sich diese Depressionen auch auf andere Umweltvariablen in ihrem Umfeld, wie z. B. Feuchtigkeit, aus (Antonić et al. 2001).

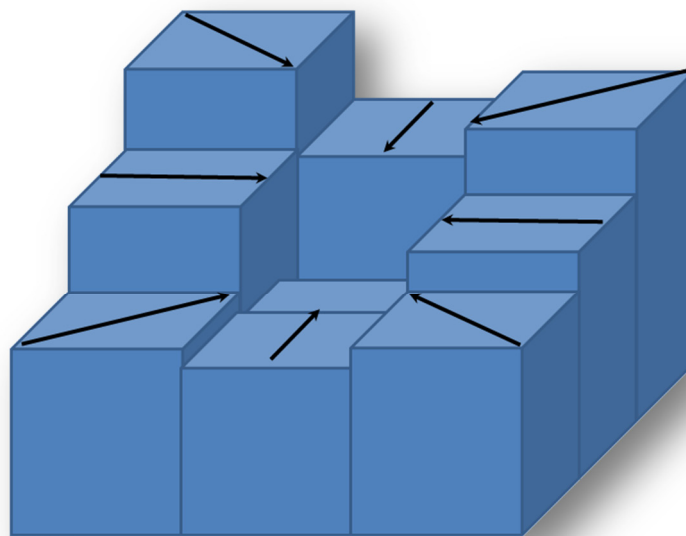


Abbildung 4-1: Modell einer Senke innerhalb eines Grids. Die 8 benachbarten Nachbarzellen entwässern alle in Richtung der Depression (schwarze Pfeile). Diese selbst ist oberflächlich abflusslos.

Senken ab einer Größe von 10 Metern sind in der Natur eher selten und lediglich auf bestimmte geomorphologische und klimatische Gebiete einzugrenzen, wie z.B. Playa Seen, Karstgebiete oder Moränenlandschaften (Gregory & Vitek 1989, Mark 1988).

Abflusslose Senken, die nur über ein internes Drainagesystem verfügen, sind für ehemals glazial geprägte Gebiete charakteristisch. Die Definition als Binnenentwässerungsgebiet wird zwar häufig für natürliche Depressionen genutzt, ist jedoch im hydrogeologischen Sinn nur auf aride Gebiete beschränkt. Senken in Gebieten außerhalb der ariden Klimate besitzen jedoch zumindest einen Abfluss zum Grundwasser, weshalb es sich genau genommen nur um Landformen handelt, die keine Verbindung zum offenen Meer aufweisen (Schumann 1968). Der Einfachheit halber werden daher im folgenden Text derartige Strukturen dennoch als abflusslose Binnenentwässerungsgebiete bezeichnet.

Bei der Arbeit mit Höhenmodellen kommt Senken eine zusätzliche Bedeutung zu. Der Begriff „Senke“ umfasst in diesem Bereich die Definition, eine Zelle (oder einen Verbund von Zellen) innerhalb eines Grids (engl.: Raster), deren Wert geringer ist, als der aller Nachbarzellen in einer 8-konnektiven Nachbarschaft (Abb. 4-1) (Jenson & Dominigue 1988, O'Callaghan & Mark 1984). Topographische Senken sind in Höhenmodellen Strukturen, die nicht in die Richtung anderer Zellen entwässern können (Gregory & Vitek 1989). In Digitalen Höhenmodellen (DGMs) detektierte lokale Minima (*pits*) können jedoch auch aus Datenartefakten und Rundungsfehlern hervorgehen, die durch die Wahl eines ungeeigneten Interpolationsverfahrens entstehen können (Gregory & Vitek 1989, O'Callaghan & Mark 1984).

4.1 Genese von Senkenstrukturen

4.1.1 Äolische Formen

Durch Winderosion und -umlagerung entstandene Senken sind im Bereich von Flugsand, Dünen, Geestplatten, Talsand, Sanderflächen, auf sandigem Material oder Heiden zu finden (Garleff 1968).

In Sandgebieten entstehen natürliche Depressionen zwischen Dünenkämmen als flache Deflationsmulden, bzw. -wannen, die pleistozänen und auch holozänen Ursprungs sein können. Pleistozäne Großformen, wie das Steinhuder und das Dümmer Meer, deren

Ausdehnung zusätzlich durch Thermokarst gefördert wurde, können auch mit Wasser gefüllt oder vermoort sein (Küster 2010).

Diese Deflationswannen können unterschiedliche räumliche Ausdehnung haben, sind jedoch immer in sich geschlossen (Leser 2001). Sie sind meist 1,5-2m tief und fehlen in Marschlandschaften und Mooren. Sie sind schalen- oder wannenförmig, können in Dünen jedoch auch eine tiefe Schüsselform (Schlatts) annehmen (Garleff 1968). Größere Formen mit längerer Achse zeigen auch eine Gliederung in Talschüsseln und sind W-E bis SW-NE-orientiert (Garleff 1968), was auf die herrschenden Windrichtungen zurückzuführen ist.

Norddeutsche Vorkommen liegen vor allem in Heidelandschaften um Lüneburg und Munster, in Ostfriesland und im Uelzener Becken (Garleff 1968). Laut (Garleff 1968) sind 70% der Hohlformen Niedersachsens auf äolische Genese zurückzuführen.

Eine Sonderform äolischer Depressionen sind Periglazialdellen. Sie entstehen in Lößgebieten als charakteristische Geländeform periglazialen Ursprungs durch wiederholte Sedimentation in Kaltphasen und Abtragung in Warmphasen. Meist sind die Strukturen W-E orientiert, also parallel zum vorherrschenden Windgürtel. Sie können jedoch leicht mit anthropogenen Strukturen verwechselt werden, die durch Rigolen (ein besonders tiefgründiges Umschichten des Bodens, um wasserstauende Horizonte zu durchbrechen) oder Pflügen entstehen können (Leser 2001, Semmel 1990).

4.1.2 Biogene Formen

In Mooren und Moorrandsenken entwickeln sich, bedingt durch Sackungen, eher flache Depressionen. Entweder zersetzt nährstoffreiches Wasser im Untergrund Torf oder Verrottung ist die Ursache für die Absenkung. Diese Senken können jedoch auch Rand- und Restseen in Mooren und Hochmooren sein. Sie machen laut Garleff (1968) nur etwa 2-3% aller Hohlformen in Norddeutschland aus. Sie bildeten sich seit dem Jungholozän aus und treten meist in Gruppen als kleine, flache Schalen auf, die selten tiefer sind als 2-3 m (Garleff 1968).

4.1.3 Aquatische Formen

Aquatische Kaven kommen hauptsächlich im Bereich der Marschen vor, besonders im Überschwemmungsgebiet von Flüssen, in Tidalebenen und im Außendeichsland. Durch

die Bildung von Dammuferflüssen und durch Eindeichung bilden sich die Senken durch Anlagerung von Überschwemmungsmaterial. Durch Abspülung ist häufig Lehm am Grund der Hohlform zu finden (Hochflutlehm) (Garleff 1968). Diese Formen sind für gewöhnlich seichter als 1 m und weisen eine erhöhte Bodenfeuchte auf (Antonić et al. 2001). Grund der Entstehung können neben natürlichen Bedingungen auch anthropogene Einflüsse, wie Deichbau und Drainagierung sein (vgl. Kap. 4.1.7).

Aquatiscche Senken bilden sich auf Niederterrassen von Dammuferflüssen, durch Abschnürung von Altarmen, im marinen Überschwemmungsbereich oder werden durch Auskolkung von Gletscherwässern gebildet (Garleff 1968). Diese Formen können tiefe Rinnen, gestreckte Schüsseln oder auch flache Schalen sein, die durchschnittlich 2 m tief sind, in Tidalebenen jedoch auch bis zu 10 m Tiefe erreichen können. Teilweise sind sie wassergefüllt. Die größten Konzentrationen erreichen Gebiete entlang von Talauen. Sie können holozänen, aber auch spätglazialen Alters sein (Garleff 1968).

4.1.4 Sackungsdepressionen

Deminutionskaven (lat. *deminutio*: Verminderung, Verringerung) können von unterschiedlicher Genese und Form sein. Diese Formen gehen jedoch alle auf die Gemeinsamkeit von Sackungen, bzw. Subsidenz zurück. Entweder entstehen sie durch Volumenreduktion aquatischer oder mariner, holozäner Sedimente (z.B. durch Entwässerung, Moorkultivierung) oder durch Sackungen pleistozäner Sedimente. Ältere Formen, die nach ihrer meist weichselzeitlichen Entstehung, zunächst vollständig verfüllt wurden, pausen sich zum Teil wieder an der heutigen Landoberfläche ab, die nach ihrer, meist weichselzeitlichen Entstehung, zunächst vollständig verfüllt wurden (Garleff 1968).

Sie äußern sich als flache Mulden, Wannen oder Schalen, liegen häufig in Trockentälern und enthalten meist eemzeitliche oder holozäne Torfe, Kalkmudden oder interglaziäre Paläoböden in 1-2 m Tiefe, die von Sand überlagert sind. Meist sind sie von periglazialen Material stark überprägt. In Norddeutschland liegen diese Senken nördlich und östlich der warthezeitlichen Endmoränen (Garleff 1968).

4.1.5 Subrosionssenken

Größe und Form von Erdfällen oder Subrosionssenken sind sehr unterschiedlich. Sie werden zu den Karsterscheinungen gezählt und entstehen durch die Lösung von Evaporiten und anderen löslichen Gesteinstypen (Salz, Kalkstein, Kreide oder Gips) durch mobiles Wasser im Gesteinsuntergrund. Die Auslaugung führt zu einem sich von unten fortsetzenden Einsturz. Durch das Nachsacken des Hangenden entsteht ein Erdfalltrichter (Kirsch 2004).

Subrosionssenken bildeten sich vorwiegend im Holozän und in Interstadialen und können mit Wasser, Sedimenten oder interglazialen Ablagerungen verfüllt sein. Sie sind in Schleswig-Holstein und Nordniedersachsen meist an die Nachbarschaft von Salzstöcken oder Zechsteingipsen gebunden, die in weniger als 100-500 m Tiefe liegen (Garleff 1968). Sie bilden sich jedoch selten direkt über Salzstockzentren, sondern an deren Rändern. An den Salzstöcken Kolkhagen und Barnstedt sind sie z.B. kranzförmig um die Diapire angelegt.

In Schleswig-Holstein erreichen Erdfälle Ausdehnungen von bis zu 50 m, wenige können auch über 100 m bis zu einem Kilometer erreichen (Kirsch 2004, Garleff 1968). Der Anfangsdurchmesser von 90% aller Subrosionssenken liegt jedoch bei unter 5 m (LBEG 2009). In Norddeutschland erreichen sie Tiefen von Dezimetern bis zu 24 m (Garleff 1968). In Niedersachsen liegt die Größe von 50% bei ≤ 2 m und nur 40% erreichen eine Größe von 2-5 m. Ihre Form ist rundlich oder länglich, kann aber auch weitgespannt, kessel-, schüssel- oder wannenförmig sein (Kirsch 2004, LBEG 2009). In Relieflagen können sie steile Böschungen erreichen, sind jedoch verfüllt nur schwer von anderen Depressionsformen zu unterscheiden. Sie können aber mittels Bodenradar, Reflexionsseismik oder geoelektrischen Anwendungen an Einbruchsstrukturen an der Oberkante des ausgelaugten Gesteins erkannt werden (Kirsch 2004).

Nur etwa 5-10% der norddeutschen Kaven sind Subrosionssenken (Garleff 1968). Wie alle anderen negativen Landformen stellen Subrosionssenken Sedimentfallen dar (z. B. Deutloff 1999, Litt 2007).

4.1.6 Toteis- und Glazialformen

Toteisformen stellen einen wesentlichen Anteil der Hohlformen ehemaliger Glazialgebiete dar. In Norddeutschland entstanden sie während allen Stadien der Nordischen

Inlandvereisung, sind aber in der rezenten Topographie besonders in Jungmoränengebieten dominant (Liedtke 1981). Eine andere Ausprägung der Eiszerfallslandschaft sind jedoch auch Rinnenseen und längliche Strukturen, die durch die Ausbildung von Tunneltälern angelegt wurden. Diese wurden hauptsächlich elsterzeitlich gebildet (s. Kap. 2.4.1).

Im Grundmoränenbereich kann Toteis vom eigenen Gletscher abgetrennt und wieder überfahren oder mit Moränenmaterial abgedeckt werden. Bei sich zurückziehenden Gletschern kann auch Sedimentation äolischen Materials oder Bedeckung durch Schmelzwasserfracht zur Abdeckung führen. Taut das Eis während den Interstadialen aus, ist ein unruhiges Kesselrelief aus unregelmäßig gestalteten Hohlformen (Kessel, Senken, Wannern, Rinnen) die Folge (Leser 2001). Diese besondere Landschaftsform wird als Toteislandschaft, die Depressionen als Toteislöcher oder Sölle bezeichnet (Strahler & Strahler 2002). Sie können postglazial mit Schmelz- und Niederschlagswasser aufgefüllt sein und bilden Seen und Moore. Kleinere Toteisseen werden Sölle genannt. Diese Seen werden lokal differenziert Eisrestsee, Toteissee oder auch Prophetensee genannt (Leser 2001). Die Bezeichnung Prophetensee sollte jedoch vorsichtig verwendet werden, da die Genese der Struktur nicht ausschlaggebend für die Namensgebung ist (vgl. Subrosionssenken).

Eine andere Möglichkeit ist, dass sich Sediment um eine Toteisform akkumuliert und eine Art Wall entsteht, wie es z.B. bei Kames der Fall ist (Leser 2001). Die Entstehung von Senken durch die Einflüsse von Thermokarst ist ebenfalls möglich: Durch das Auftauen von Permafrost im Periglazialbereich entstehen Tauseen (engl.: *thaw ponds*), die negative Landformen bilden (Harris 2002). Diese Seen sind jedoch meist an den Permafrost unter dem See gebunden. Die absolute Verneinung der Senkenentstehung aus Toteisformen, wie sie von Garleff (1968) vorgenommen wurde, der all jene Formen auf das Abtauen von Pingos zurückführt, gilt heute als veraltet, da die typischen Wallstrukturen, die die Zerfallsform zurückgelassen hätte, für Norddeutschland nicht nachgewiesen werden können, was bereits durch Liedtke (1981) nachgewiesen werden konnte.

Toteislöcher sind rundliche bis gestreckte, wannen-, schalen- oder schüsselartige Formen von 40-70 m Durchmesser (Garleff 1968, Zepp 2002). Daneben existieren auch Großformen, wie z.B. das Kesseltoteis und orientierte, langgestreckte Formen, die aus der Bildung von Aufeis hervorgegangen sind (Liedtke 1981). Bei den Taufornen, z.B.

Eislinsen und Eistauseen, orientiert sich das Vorkommen eher an feinem Substrat, an Gesteinsgrenzen zwischen sandigem und tonigem Material oder im Bereich lehmiger Deckschichten (dazwischen bilden sich Eislinsen), teilweise zeugen davon Trockentäler oder Randwälle (Garleff 1968). Sölle, die jedoch auf stagnierendes Eis oder Toteis zurückzuführen sind, zeigen keine räumliche Präferenz. Diese Senkenform kann in Jungmoränen, in älteren, abgetragenen Stauchendmoränen, in aufgestauchten Tonschollen und anderen Gebieten vorliegen (Liedtke 1981). Laut Schumann (1968) liegen Senken, bzw. negative Landformen im Allgemeinen jedoch im Bereich der Eisrandlagen und eher selten im Bereich der Grundmoräne, was jedoch bisher nur für Nordostdeutschland beschrieben wurde. Es darf jedoch angenommen werden, dass die gleichen Sachverhalte auch für Nordwestdeutschland gelten. Dies könnte auch erklären, warum im Bereich von Fehmarn fast keine Senken detektierbar sind (die Insel liegt im Bereich der weichselzeitlichen Grundmoräne).

Rinnenseen (engl. *ribbon lakes*) sind eine besondere Toteisform. Sie gehen auf die Entstehung von Tunneltälern unter der Grundmoräne zurück (vgl. Kap. 2.4.1). Durch Auffüllung mit Toteis in folgenden Glazialzyklen wurden viele dieser Strukturen erhalten. Wo Toteis fehlte, wurden innerhalb der Rinnen Schwellen ausgebildet, wodurch Teilbecken entstanden sind. Rinnenseen sind langgestreckte, meist perlschnurartig in Stoßrichtung der Eismassen angeordnete Formen, wodurch sie gegenüber Zungenbeckenseen differenziert werden können (Küster 2010).

4.1.7 Anthropogene Senken

Depressionen können auch anthropogenen Ursprungs sein. Plaggenentnahme, Wölb-ackerbildung, Abbau von Raseneisenerz, Torfstich, die Anlage von Mergel-, Sand- oder Tongruben sowie Drainagierung können Ursachen für künstliche Senken sein (s. auch 4.1.3) (z.B. Garleff 1968, Liedtke 1981, Scheffer et al. 2002).

4.2 Heutiger Zustand der Depressionen

Das Verteilungsmuster negativer Landformen ist weitgehend ursprünglich (Garleff 1968). Die Hohlformen sind durchschnittlich 1-2 m tief, erreichen in Jungmoränenlandschaften jedoch auch Tiefen von bis zu 10 m (Liedtke 1990). Die Größe der

Depressionen kann unterschiedlich sein und reicht von 1 m bis zu über 250 m Durchmesser (Liedtke 1990).

Rezent ist ein Großteil der Senken verfüllt, da sie im Gelände Sedimentfallen bilden. Sowohl kaltzeitliches (Löß) als auch interglaziales Material (Mudden, Torfe) lagerten sich ab (Garleff 1968, Liedtke 1990). Im Holozän vermoorten viele Formen und können heute auch durch Hochmoorbildung der Umgebung gegenüber erhaben sein (Liedtke 1990). Durch Ackerbau oder Aufschüttung kann die Verfüllung auch anthropogen gesteuert sein. Die Mächtigkeit der natürlichen Deckschichten liegt durchschnittlich bei 1,5-4 m, kann aber auch 10 m übersteigen (Garleff 1968).

5 Projektgebiete

Die Projektgebiete liegen im Norden Deutschlands. Bearbeitet werden das gesamte Bundesland Schleswig-Holstein und ein Gebiet in Nordniedersachsen (Abb. 5-1).

Wie bereits in der Zielsetzung der Arbeit erklärt wurde (vgl. 1.2), werden im Rahmen dieser Arbeit die Projektgebiete Schleswig-Holstein und Amelinghausen (Nordniedersachsen) untersucht. Ziel ist es, bereits vorhandene Methoden und Ergebnisse für Schleswig-Holstein dahingehend zu erweitern, dass die Genese der abflusslosen Hohlformen im Gelände nach glazialen, anthropogenen und störungsbedingten Einflüssen zu differenzieren. Da die Datengrundlage im Gebiet Schleswig-Holsteins, bedingt durch Erdöl- und Erdgasexploration, detaillierter ist, wird zunächst innerhalb dieses Gebiets untersucht, inwiefern Senkenparameter Auskunft über die Genese oder die Kopplung an den struktureologischen Untergrund liefern können. Wie bereits in 1.2 angesprochen, erwiesen sich Lineamentkartierungen und Seismik-Kampagnen im Raum Niedersachsens für diese Fragestellung nicht als zielführend. Daher wird zunächst am Beispiel Schleswig-Holsteins eine Methodik entwickelt, mit deren

5.1 Geographischer Überblick der Projektgebiete

5.1.1 Schleswig-Holstein

Schleswig-Holstein ist das nördlichste Bundesland Deutschlands. Südwärts ist das Land durch die Bundesländer Niedersachsen und Hamburg begrenzt, im Westen und Osten sind die Limitierungen die Nord-, und die Ostsee sowie die Grenze Mecklenburg-Vorpommerns. Die Einwohnerzahl Schleswig-Holsteins lag 2010 bei 2.834.259 Einwohnern (Statistisches Amt für Hamburg und Schleswig-Holstein 2011), woraus sich eine Bevölkerungsdichte von 179 pro km² ergibt. Neben den Festlandsbereichen gehören noch die Nord- und Ostseeinseln zum 15.799,07 km² Ländergebiet (Statistisches Amt für

Hamburg und Schleswig-Holstein 2009). Die zugehörigen Nordseeinseln sind Sylt, Föhr, Amrum, Pellworm, Nordstrand sowie die kleineren Halligen. Politisch gesehen zählt auch Deutschlands einzige Hochseeinsel Helgoland zu Schleswig-Holstein. Diese wurde in die Untersuchungen jedoch nicht mit einbezogen, da für dieses Gebiet keine Daten vorlagen, Fehmarn ist die einzige Ostseeinsel.

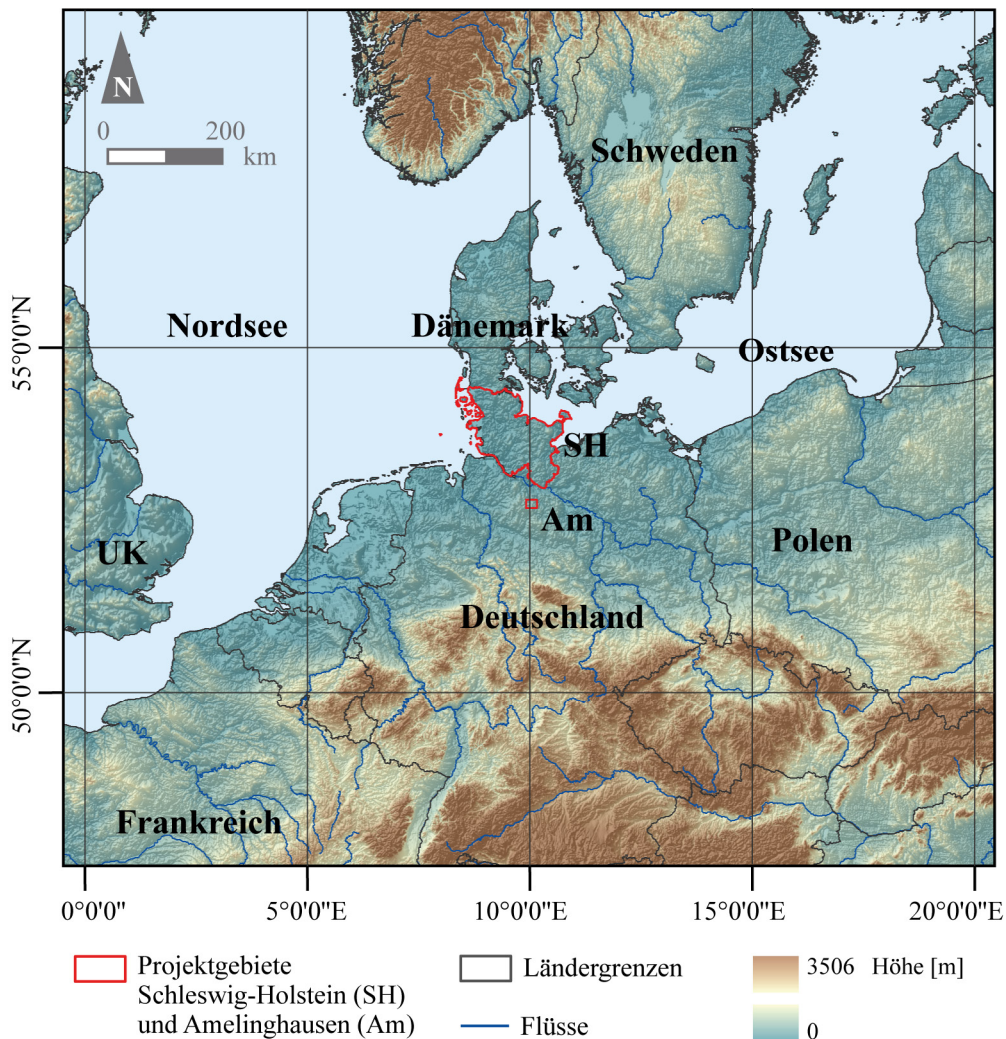


Abbildung 5-1: Geographische Lage Schleswig-Holsteins (SH) und des Untersuchungsgebiets Amelinghausen (Am). Datengrundlage: Haase et al. (2007) und LANU. Abb. 1-2 zeigt eine detailliertere Darstellung Schleswig-Holsteins.

Topographisch liegt das Bundesland innerhalb der flachen Norddeutschen Tiefebene. Während einige Teile im Bereich der Marschen im Westen unter dem Meeresspiegel liegen, erreicht der Bungsberg, der etwa 20 km nordöstlich von Plön liegt 167 m Höhe und ist damit die höchste topographische Erhebung des Landes (Abb. 1-2).

Naturräumlich gliedert sich das Bundesland in die vier Haupteinheiten Marsch, Hohe Geest, Vorgeest und Hügelland (Abb. 5-3). Die Marsch im Westen nimmt die flachsten Küstenbereiche ein. Die Hohe Geest schließt sich östlich an. Benachbart dazu liegt im Landesinneren die Vorgeest. Ganz im Osten befinden sich die Hochflächen des Hügellandes (Statistisches Amt für Hamburg und Schleswig-Holstein 2009).

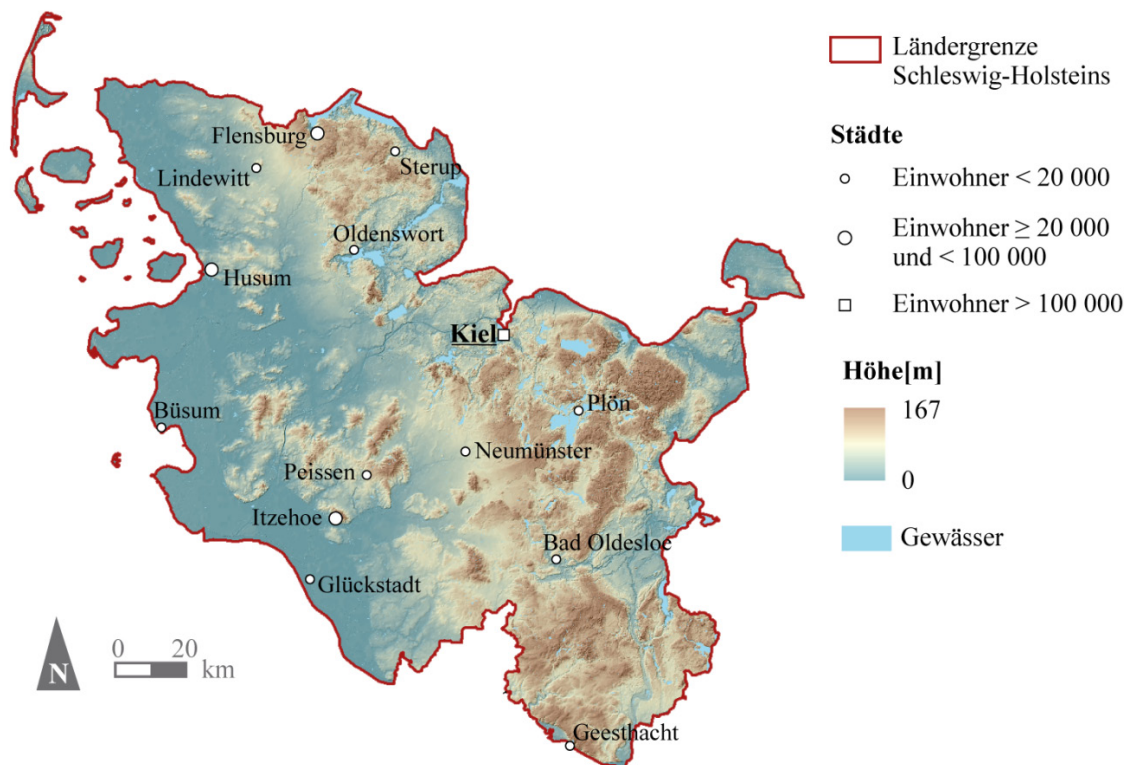


Abbildung 5-2: Topographisches Modell Schleswig-Holsteins, Gewässernetz und die im Text erwähnten Städte. Datengrundlage: LANU, Höhenmodell von Lehné (2005).

Die vier Landschaftsformen gingen aus der glazialen Überprägung Norddeutschlands im Pleistozän und durch holozäne Sedimentakkumulation hervor. Die beiden

Hochflächen Hohe Geest und Hügelland sind Moränengebiete der Saale-, bzw. Weichselzeit. Die Vorgeest entspricht der Verteilung weichselzeitlicher Periglazialablagerungen wie z.B. Sandern. Die Marsch im Westen entstand postglazial durch Akkumulation mariner Sedimente.

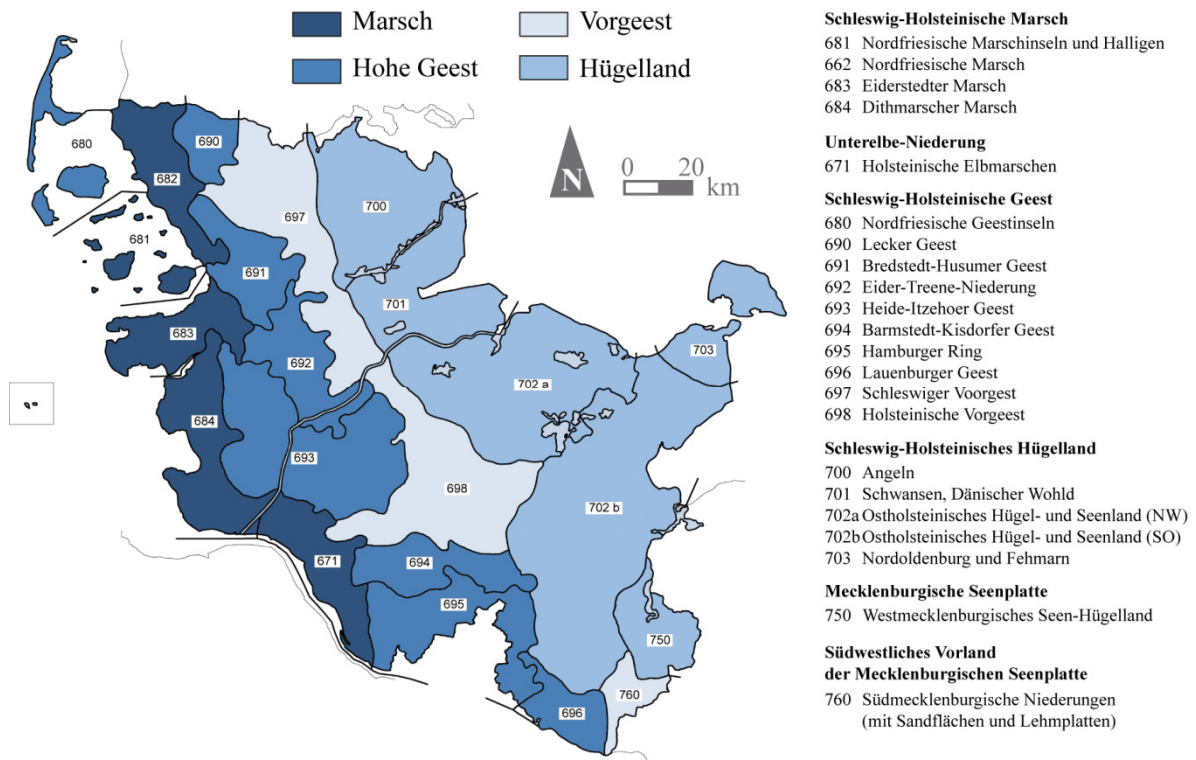


Abbildung 5-3: Naturräumliche Gliederung Schleswig-Holsteins (Statistisches Amt für Hamburg und Schleswig-Holstein 2009).

5.1.2 Amelinghausen (Niedersachsen)

Das Untersuchungsgebiet um die Samtgemeinde Amelinghausen (Landkreis Lüneburg) liegt im Norden Niedersachsens, etwa 25 km südwestlich der Stadt Lüneburg (Abb. 5-4). Das Gebiet ist 252 km² (18 × 14 km) groß, liegt naturräumlich innerhalb saalezeitlicher Hochflächen und wird durch die beiden Flüsse Luhe und Lopau geprägt, die bei Amelinghausen ineinander münden.

Der gesamte Landkreis hat 1,7 Mio. Einwohner (Landesbetrieb für Statistik und Kommunikationstechnologie Niedersachsen 2011). Amelinghausen selbst hat eine Größe von 194 km² und etwa 8.400 Einwohner (Stand 2007), was einer Einwohnerdichte von 43 Personen pro km² entspricht.

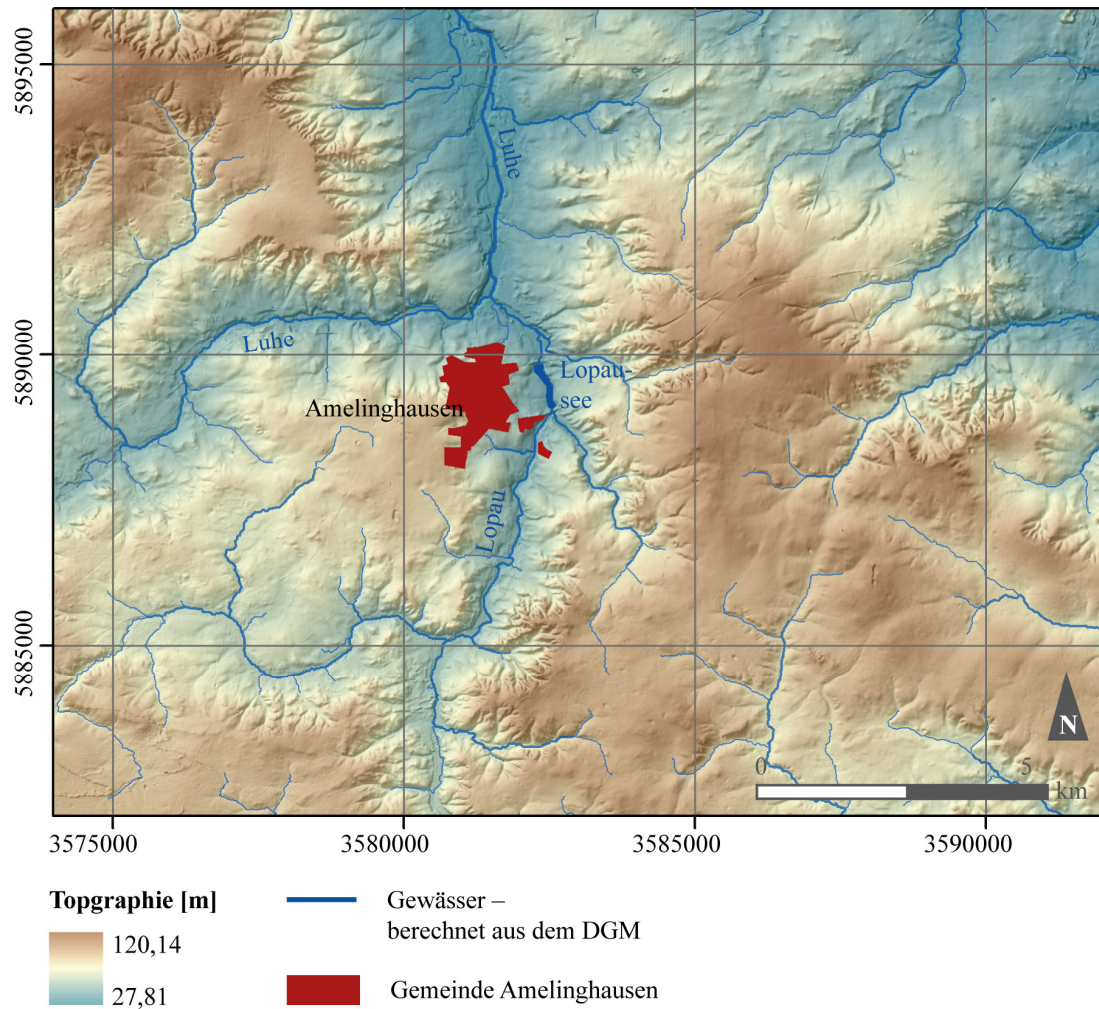


Abbildung 5-4: Übersichtskarte über das Untersuchungsgebiet Amelinghausen.

5.2 Geologischer Überblick der Projektgebiete

Aufgrund der polyphasischen Entstehung des Norddeutschen Beckens (vgl. Kap. 2) ist die Strukturgeologie der Untersuchungsgebiete Schleswig-Holstein und Amelinghausen (Niedersachsen) stark von den wechselnden Stressregimen geprägt. Die Störungsstrukturen wurden oftmals bereits prä-permisch vordefiniert und in späteren Phasen reaktiviert oder weiter ergänzt. Die heutigen Streichrichtungen sind NNE-SSW (rheinisch, in der Trias vordefiniert und im Tertiär reaktiviert, vgl. Frisch & Meschede 2009), NE-SW (variszisch, meist prä-permisch definiert, vgl. Drozdowski et al. 2009, Maystrenko et al. 2008 oder Rothe 2006), E-W, NW-SE (herzynisch, in Permokarbon und Kreide angelegt) und NNW-SSE (eggisch, jung-kimmerische, ab dem Oberjura angelegt) (vgl. Abb. 5-5).

5.2.1 Schleswig-Holstein

Wie auf Abb. 5-5 zu sehen ist, orientieren sich die Diapire im Untersuchungsgebiet am Störungsverlauf. Dies ist durch eine gegenseitige Abhängigkeit zu erklären: Zum Einen orientiert sich halokinetischer Aufstieg an Schwächezonen im Gestein und zum Anderen erfährt das Hangende durch den Aufstieg Belastungen, die sich in Form von Scheitelgräben und Störungen abzeichnen (z. B. Kukla et al. 2008).

Subrezente bis rezente Aktivität und Auswirkung auf die Oberfläche zeigen vor allem die miozän reaktivierten, rheinisch bis flach variszisch streichenden Flanken des Glückstadt Grabens (vgl. Kap. 3). Eine der Auswirkungen, die sich an der Oberfläche zeigen ist beispielsweise die Orientierung des Großen Plöner Sees parallel zum Störungsverlauf (vgl. Jäger 2003, Lehné & Sirocko 2007, Sirocko et al. 2008). Im Folgenden soll am Beispiel Schleswig-Holsteins untersucht werden, inwieweit sich abflusslose Senken in Typen unterschiedlicher Genese einteilen lassen, um zwischen exogen und endogen bedingten Einflüssen für die Senkenbildung differenzieren zu können. Reine Toteislöcher sollen von Sackungsdepressionen und störungsbedingten Hohlformen soweit unterschieden werden können, um die Ergebnisse auf das weniger gut untersuchte Gebiet Amelinghausens übertragen zu können.

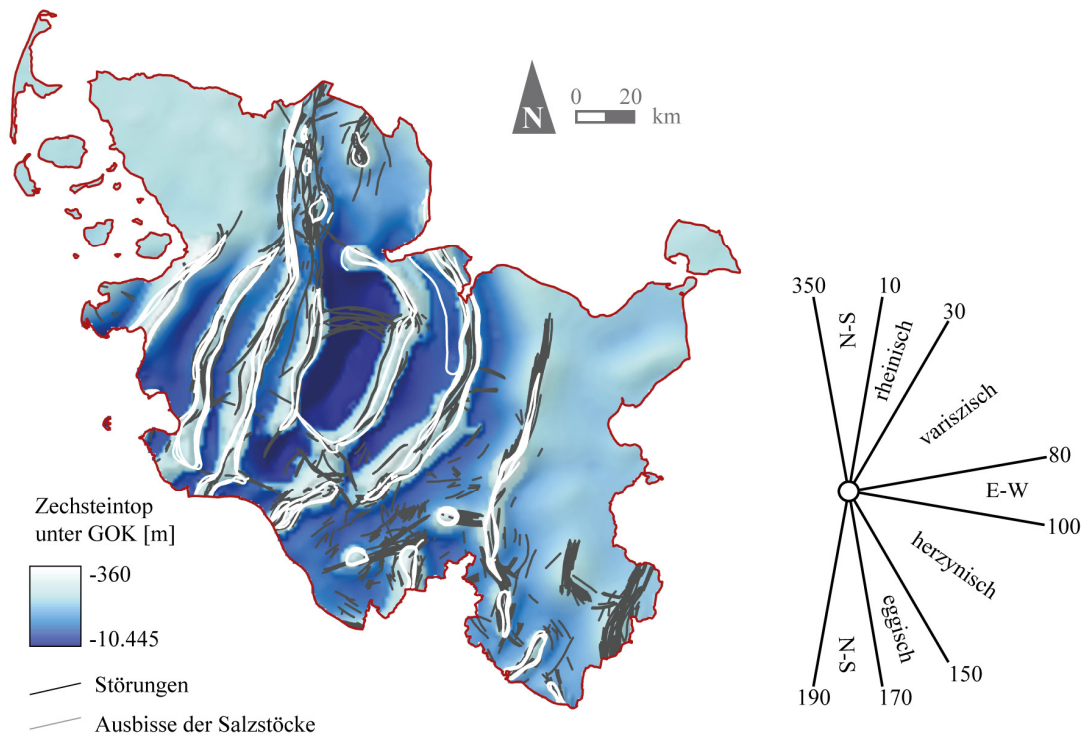


Abbildung 5-5: Störungen, Lage der Salzstöcke und Salztop im Untersuchungsgebiet Schleswig-Holstein, sowie die in Norddeutschland typischen Streichrichtungen (Daten: Baldschuhn et al. 2001, Möbus 1996, Walter & Dorn 2007).

5.2.2 Amelinghausen (Niedersachsen)

Der strukturelle Rahmen des Untersuchungsgebietes Amelinghausen ist ebenfalls durch Störungen und Halokinese geprägt. Wie Abb. 5-6 zeigt, liegt der bearbeitete Bereich zwischen den Salzstöcken Egestorf-Soderstorf im NW, Ebstorf im SE und Kolkhagen im NE. Zwischen den beiden NW-SE streichenden Diapiren verläuft der invertierte, gestaffelte Amelinghausen-Graben. Dieser ist 7-8 km lang und 1,5-4 km breit (vgl. auch Abb. 5-7, Meyer 1993). Der bereits triassisch angelegte Graben orientiert sich am herzynischen Verlauf des Uelzener Lineaments und zeigt von Dogger bis Unterkreide Abschiebungstendenzen (Kockel 2002, Kockel 2003). Im Santon (Oberkreide) konnte eine Grabeninversion nachgewiesen werden. Der Graben wurde im Mitteleozän erneut reaktiviert, dieser Prozess klang schließlich im Oberoligozän/Miozän aus (Baldschuhn 1993a).

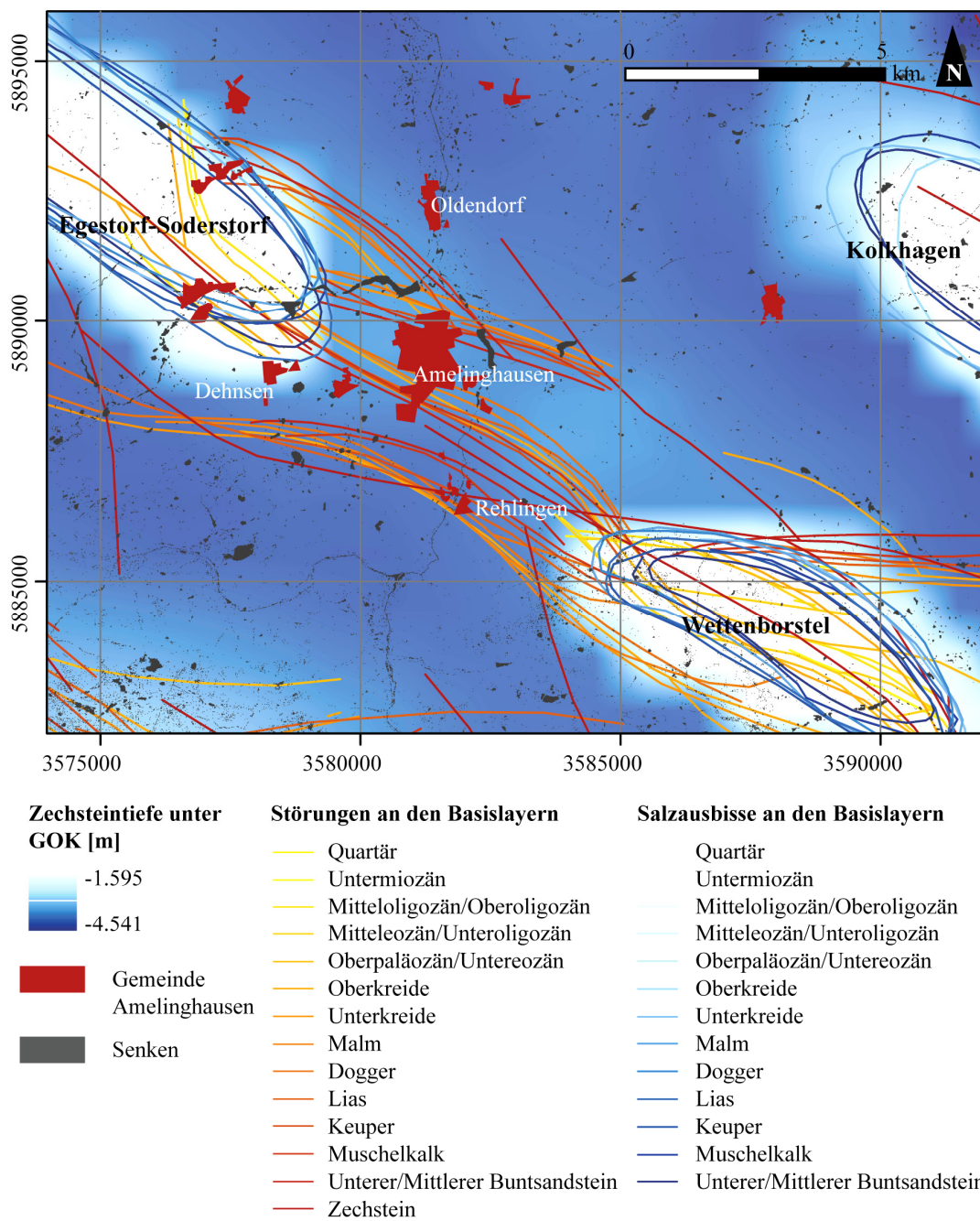


Abbildung 5-6: Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes Amelinghausen. Der Bereich liegt zwischen den Salzstöcken Egestorf-Soderstorf im NW, Wettenborstel im SE und Kolkhagen im E. Zwischen den beiden westlichen Salzstrukturen verlaufen die Störungsstrukturen des invertierten Amelinghausen-Grabens (Daten: Baldschuhn 1993b und 2001).

Wie auch das von Hagedorn beschriebene Uelzener Becken ist auch das im weichselzeitlichen Periglazial gelegene Untersuchungsgebiet Amelinghausen von jungpleistozäner Abtragung geprägt. Das Relief ist ebenfalls durch Dellen, Depressionen und Flachmuldentäler geprägt. Die Flüsse Luhe und Lopau veränderten holozän das Gebiet jedoch in Form fluviatiler Abtragung und durch die Bildung von Flussterassen (Hagedorn 1965).

Der Raum Amelinghausen wurde untersucht, um festzustellen, ob die hohen potentiellen Bewegungspotentiale, die in vorhergehenden Arbeiten für diesen Raum prognostiziert wurden *de facto* auch an der rezenten Oberfläche zu beobachten sind (Abb. 5-7, Lehné 2005). Die Lage über der invertierten Grabenstruktur und den beiden Salzstöcken, die beide an der Schwächezone des Uelzen-Lineaments orientiert sind, macht es wahrscheinlich, dass auch rezente Oberflächenerscheinungen, wie z. B. die Entstehung von Senken, auch an endogene Faktoren gekoppelt sind. Um dies zu untersuchen, sollen die Ergebnisse aus dem Raum Schleswig-Holstein auf Nordniedersachsen übertragen werden, um potentiell störungskontrollierte Hohlformen identifizieren zu können. Lehné berechnete für den Raum Amelinghausen, ausgehend von Korrelationskoeffizienten der Basislayer von Baldschuhn et al (2001), der Distanz zu Diapiren und elsterzeitlichen Rinnen sowie tektonischen Störungen, Bewegungspotentiale, die genau zwischen den Diapiren Wettenbostel und Egestorf-Soderstorf ihre höchsten Werte erreichen. Lehné (2005) konnte nachweisen, dass hohe potentielle Bewegungen innerhalb Schleswig-Holsteins häufig auch mit Seen und anderen Oberflächenformen in Verbindung stehen. Der Teil dieser Arbeit, der sich mit der Detektion der Senken und deren potentielle Kopplung an den Untergrund beschäftigt, soll klären, ob im Fall Amelinghausens hohe Bewegungspotentiale tatsächlich Bewegung an der Oberfläche bedeuten.

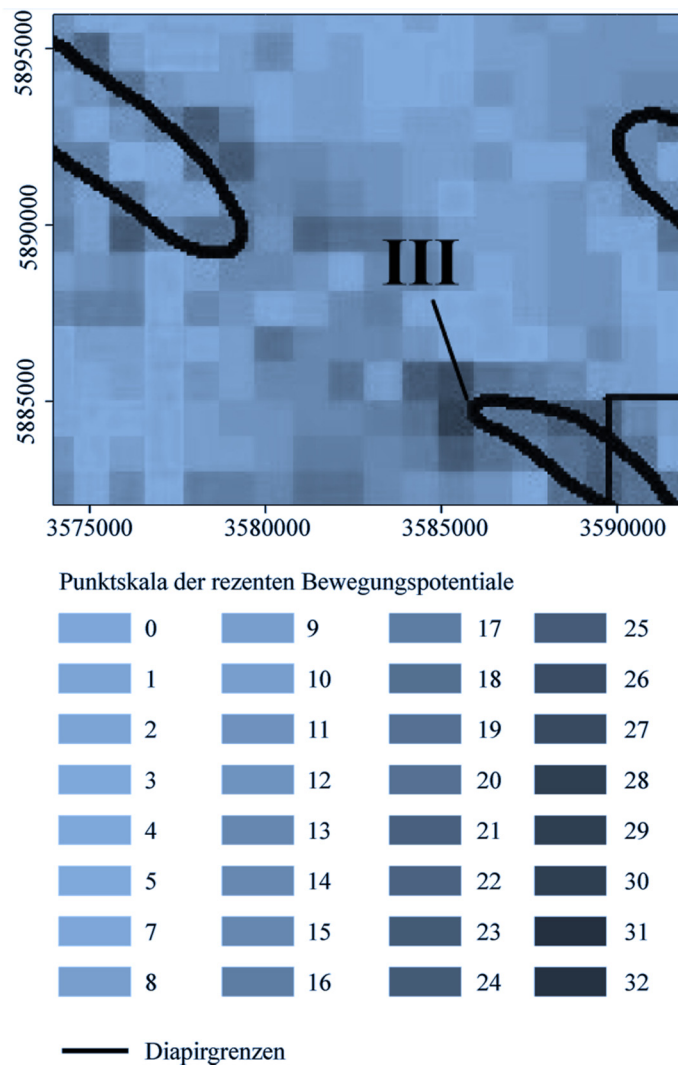


Abbildung 5-7: Ausschnitt der von Lehné (2005) berechneten, rezenten Bewegungspotentiale des Untersuchungsgebiets Amelinghausen. Der dargestellte Ausschnitt entspricht räumlich genau dem Gebiet aus Abb. 5-4 und 5-7.

6 Methodik

6.1 Allgemeine Methodik

6.1.1 Software

Zur Gewinnung und Verarbeitung der Daten wurden drei Softwareprodukte miteinander kombiniert. Zum Referenzieren, zum Verarbeiten der Raster- und Vektordaten und deren Verschneidung wurde das Geoinformationssystem ESRI ArcMap 10.0 sowie der ESRI ArcCatalog 10.0 verwendet (beide ESRI Inc. – *Environmental Systems Research Institute*). Einige Rasterberechnungen wurden jedoch noch in ESRI ArcMap 9.0 durchgeführt. Das Programm wurde hauptsächlich zum Datenmanagement (Datenbankverwaltung, gezielte Abfragen) und zur graphischen Endbearbeitung eingesetzt. Verwendet wurden auch die Programmerweiterungen *3D-Analyst* und *Spatial Analyst*. Zur Berechnung der Formfaktoren und der Senkenparameter wurden Skripte in MATLAB R2010b (*Matrix Laboratory, The MathWorks*) programmiert.

6.1.2 Generierung des DEM

Als Grundlage der Senken-Berechnungen dienten digitale Höhenmodelle (DEMs) Schleswig-Holsteins und Nordniedersachsens. Diese lagen als so genannte Rasterdatensätze vor, also als rechtwinkliges Netz ununterbrochener Punktdaten (vgl. Bonk 2007). Als DEM wird eine Zahlenmatrix (*array*) bezeichnet, die die räumliche Verteilung von Höhendaten innerhalb einer bestimmten Landschaft als äquidistante Punktdaten widerspiegelt (Jordan 2007). Dargestellt werden diese Höhendaten für gewöhnlich als 2D-Graustufenbilder, wobei der höchste Wert weiß dargestellt wird und den tiefsten Stellen die dunkelsten Farbwerte zugewiesen werden (Soille 2007).

Die Interpolation des DEM erfolgte bereits im Rahmen der Dissertation von Lehné (2005). Als Grundlage der Kriging-Interpolation (Krige 1951) des landesweiten Rasters

dienten die Isolinien der digitalen Topographischen Karte von Schleswig-Holstein (digitale TK50) (LANU). Die Rasterfläche steht nach der Interpolation der Punktdaten flächendeckend für das gesamte Gebiet des Bundeslandes zur Verfügung. Zunächst wurden die Isolinien der digitalen TK50, die im GRID-Format vorlag, skelettiert (*Thin-Filter*, *Spatial Analyst*) und anschließend *via Raster-to-Vector-Konversion* in einen Linienvektor überführt (vgl. Arrighi & Soille 1999, Greenlee 1987). *Gaps*, also fehlende Werte und Lücken im Datensatz wurden mittels einer *MapAlgebra*-Syntax über den FOCALMEAN-Befehl gefüllt (*Spatial Analyst*, Syntax 1 im Anhang) (vgl. Vrščaj et al. 2007).

Um einen Informationsverlust durch die Interpolation von Liniendaten zu verhindern, wurde die Anzahl der Wendepunkte (*vertices*) erhöht und die sich anschließende Interpolation des Rasters mit einer Auflösung von 50m erfolgte durch Kriging. Dies kommt der Nutzung zur Senkendetektion zu Gute, da die Kriging-Interpolation im Gegensatz zur TOPOGRID-Methode Geländedepressionen nicht automatisch verfüllt (vgl. dazu Eklundh & Mårtensson 1995 oder Wilson & Gallant 2000). Die Fehlberechnung von Senken in Form von Rundungs- und Interpolationsfehlern konnte durch die Verwendung von Gleitkommazahlen (*floating point*) ausgeschlossen werden (vgl. dazu Vrščaj et al. 2007).

Die Daten des Digitalen Oberflächenmodells (DOM) für den kleinen Bereich in Nordniedersachsen lagen als Höhendaten mit äquidistanten Abständen von 12,5m vor und stammen vom LGLN. Für die Generierung des Modells wurde der ArcGIS-Befehl *Point to Raster* verwendet (*Data Management Toolbox*). Im Gegensatz zum DEM von Schleswig-Holstein ist das Modell bezüglich der Objekte an der Oberfläche nicht vollständig bereinigt, sondern beinhaltet zum Teil Höheninformationen von Brücken und Straßendämmen.

Die Höhenmodelle liegen im Gauß-Krüger-Koordinatensystem (Deutschland, Zone 3) vor. Dieses System wurde für alle weiteren Berechnungen übernommen, da mit der Einteilung in metrische Längeneinheiten [m] die Weiterbearbeitung mit Hilfe unterschiedlicher Programme und eine spätere Berechnung von Koordinatenpunkten uneingeschränkt möglich sind (vgl. Gallant & Wilson 2000).

6.1.3 Erste Schritte in ESRI ArcMap 10.0 – die fill-Funktion

Zunächst wurden die Depressionen innerhalb des Untersuchungsgebiets lokalisiert. Dabei wurden drainierte oder vollständig verfüllte Senken ausgeschlossen und nur Hohlformen mit einem internen Drainagesystem berücksichtigt. Für diese Untersuchungen wurde die *fill*-Funktion genutzt (ESRI ArcMap 10.0, Extension *Spatial Analyst*) (Antonić et al. 2001). Abflusslose Hohlformen werden mit dieser Methode bis zu einem Grenzwert verfüllt. Innerhalb dieser Studie wurde jedoch kein Grenzwert gewählt, um alle im DEM enthaltenen Depressionen detektieren zu können. Die *fill*-Funktion zählt zu den Rasterkalkulationen. Sie ist ein iterativer Prozess, der sich immer auf eine Zelle bezieht, von deren Zentrum aus gerechnet wird.

Normalerweise wird diese Methode verwendet, um logische Drainagesysteme (*logical drainage networks*, bzw. *hydrological correct DEM*) berechnen zu können (Marks et al. 1984 und Soille 2007, Vrščaj et al. 2007). Durch Rundungsfehler in der Berechnung von DEMs oder durch Verwendung der falschen Interpolationsmethode können Senken auch künstlich geschaffen werden (Hutchinson & Gallant 2000). Sinnvoll ist daher immer eine Verwendung von Gleitkommazahlen für Höhenmodelle, um Rundungsfehler zu vermeiden, bzw. sollte die Interpolation nicht auf Grundlage von Höhenlinien erfolgen („*Topo to Raster*“ im *Spatial Analyst*) (Tarboton et al. 1991, Vrščaj et al. 2007). In der Berechnung von Fließrichtungen (*Flow Direction*) stellen solche künstlichen Senken ein Problem dar, da diese nur ein internes Drainage-System besitzen und die Kalkulation an diesen Stellen stoppen würde. Ein fehlerhaftes Richtungsraster wäre die Folge: Die Kalkulation stoppt automatisch an solchen abflusslosen Senken (*sinks*), da kein niedriger DEM-Wert in der 8-konnektiven Nachbarschaft erkannt werden kann (vgl. Kap. 4). In diesen Fällen wird die *fill*-Funktion normalerweise vorschaltet, um alle Senken zu füllen und ein hydrologisch korrektes DEM zu erhalten (z.B., Hutchinson & Gallant 2000, Jenson & Dominique 1988, Vrščaj et al. 2007). Die Werte der betreffenden Rasterzellen werden durch die Vorschaltung der Funktion bis zum niedrigsten Randpunkt der Depression (*pour point*) erhöht, wodurch eine künstliche Ebene im entsprechenden Bereich berechnet wird (vgl. Jenson & Dominique 1988, Marks et al. 1984). Inwieweit detektierte Depressionen natürlichen, künstlichen oder rechnerischen Ursprungs sind, kann jedoch nicht weiter differenziert werden.

Auch die Auflösung des Höhenmodells spielt eine wichtige Rolle für die Anzahl interpolationsbedingter Senken: Mit abnehmender Auflösung erhöht sich meist auch die

Anzahl der Hohlformen: Bereits für ein DEM mit 30 m-Auflösung werden 0,9-4,7% der Zellen als Senken identifiziert (Tarboton et al. 1991). Auch sollte vermieden werden, dass Rundungsfehler in Form von *noise* Auswirkung auf die Senkendetektion zeigen. Es ist jedoch für Nutzer von DEMs meist nicht möglich Aufnahme- und Ausgangsdaten zu verbessern (Cheng-Jin & Da-Wen 2004).

Die *fill* -Funktion rekonstruiert die Erosion R_ϵ des eingehenden digitalen Höhenmodells f . Dazu wird zunächst eine Art Bildsegmentierung vorgenommen, bei dem eine binäre Bildschablone (*marker image*) f_m die Grenzen der internen Drainagerung erkennt, also die reinen Senkenflächen detektiert. Anschließend wird die Höhe innerhalb der Senken bis zum Rand (h_{\max}) (*pour point*, bzw. Überlauf) aufgefüllt. Liegt der Pixelwert außerhalb einer als Senke definierten Fläche, wird ihm der Ausgangswert $f(x)$ zugeordnet (Soille 2007):

FILL (f) = $R_f^\epsilon(f_m)$, wobei

$$f_m(x) = \begin{cases} f(x) \\ h_{\max} \end{cases} \quad (\text{Soille 2007}). \quad (5.1)$$

Damit ergibt sich für jeden Pixel im Höhenmodell ein neuer Höhenwert, insofern der Punkt innerhalb einer Senkenfläche liegt (Abb. 6-1) (vgl. auch Jenson & Dominigue 1988, Marks et al. 1984). In einem zweiten Schritt werden später alle Formen, die durch den Befehl nicht verfüllt, sondern künstlich erodiert wurden, durch Null („0“) ersetzt (Antonić et al. 2001). Dies erfolgt in einem zweiten Schritt mit Hilfe einer speziell dafür programmierten MATLAB-Routine (im Anhang).

Die *fill* -Funktion wurde gegenüber der *Sink*-Funktion (ESRI ArcMap 10.0, *Spatial Analyst*) bevorzugt. Zwar füllen beide Hohlformen mit internem Drainagesystem bis zum *pour point* auf, jedoch kann bei der *fill* -Funktion der Schwellwert selbst festgelegt werden. Für diese Arbeit wurde kein Schwellwert festgelegt, um alle Senken vollständig zu erfassen. Durch die spätere Bearbeitung in MATLAB gäbe es jedoch die Möglichkeit Schwellwerte nachträglich festzusetzen und entsprechende Hohlformen aus der weiteren Analyse auszufiltern.

Nach dem Anwenden der Funktion in ESRI®ArcMap 10.0 (Extension *Spatial Analyst*) wurden sowohl das Ausgangs-DEM als auch das neu berechnete, gefüllte DEM voneinander subtrahiert. Dies geschah in MATLAB nach der Überführung der DEM-Daten als ASCII-Dateien (*American Standard Code for Information Interchange*) und dem Import der Höheninformationen in MATLAB R2010b.

Durch diesen Schritt war es möglich, für jeden Höhenwert eine eigene Senkentiefe (DIS, engl.: *depth in sinks*; Abb. 5-1 und Abb. 5-4) zu berechnen:

$$\text{DIS}(x) = f(x) - h_{\max}(x). \quad (5.2)$$

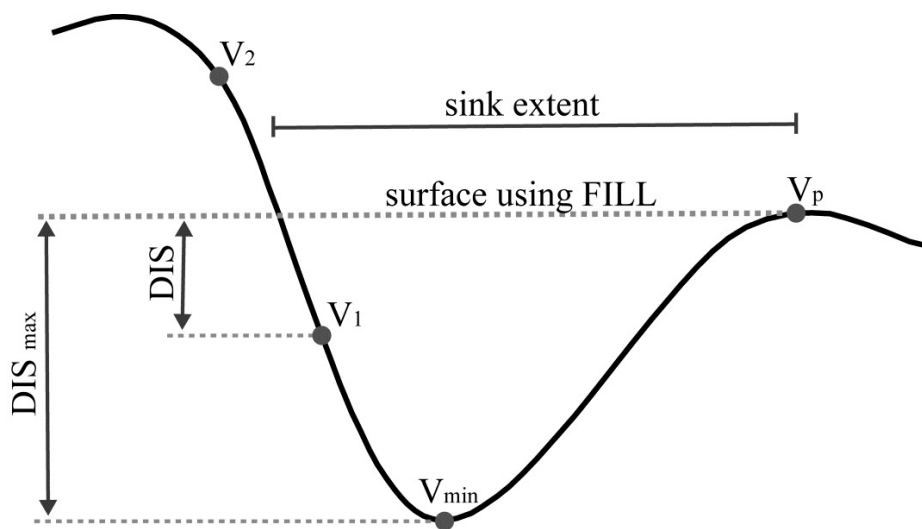


Abbildung 6-1: Schematischer Querschnitt durch eine Senke: Die Senkenfläche des original Höhenmodells wird bis zum Rand (Überlaufpunkt V_p) aufgefüllt. Dadurch ergibt sich die neue Oberfläche. Punkte, die außerhalb der Senke liegen (V_2) erhalten keinen neuen Höhenwert. Durch die Subtraktion der neuen und alten DEM-Oberfläche ergibt sich für jeden Pixel der Depression die jeweilige Tiefe (DIS, *depth in sinks*), bzw. am tiefsten Punkt die maximale Tiefe (DISmax) (nach Antonić et al. 2001).

Die Überführung in MATLAB ist notwendig, da in der Oberfläche von ESRI ArcMap 10.0 nur wenige Form-Parameter für *Polygon-features* berechnet werden können. Die Segmentierung eines binären Rasters (z.B. über die *If*-Abfrage im *Spatial Analyst*) ist zwar möglich und erlaubt anschließend die Überführung der Senkenform in ein *shape-file*, nicht jedoch die Überführung der dazugehörigen Höhendaten für jede

einzelne Zelle. Durch die Arbeit in MATLAB können weitere Formparameter berechnet und die Senken, z.B. mit Hilfe der DIS, klassifiziert und weiter untersucht werden.

6.1.4 Weiterverarbeitung der Daten in MATLAB R2010b

Nach dem Import der ASCII- Datensätze des original DEM und des depressionsfreien Höhenmodells, in dem jedem Pixel des Rasterdatensatzes ein Höhenwert zugeordnet ist, wurde zunächst allen Werten „-9999“ in der Matrize der Wert NAN (*Not a Number*) zugeordnet. Dies dient der Definition von Rasterwerten, denen kein Höhenpixel zugeordnet werden kann, bzw. die im Datensatz nicht erfasst sind.



Abbildung 6-2: Binärbild der Senken, die in MATLAB mit Hilfe der DIS-Funktion berechnet wurden. Weiß entspricht den Senkenflächen, die schwarzen Flächen sind keine Senken, bzw. es fehlt ihnen eine entsprechende Höheninformation.

Nach der Subtraktion der beiden DEM-Datensätze wurde ein Binärbild unter Zuhilfenahme der *Image Processing Toolbox* errechnet (Abb. 6-2). Die verwendeten Bildausgaben beziehen sich auf das Projektgebiet Schleswig-Holstein. Die Arbeitsschritte zum Projektgebiet Niedersachsen folgen den gleichen Schemata.

Um die Daten weiterzuverarbeiten, wurde mit Hilfe der MATLAB-internen Bildverarbeitung (*Image Processing Toolbox*) eine Bildsegmentierung durchgeführt. Jeder Pixel wurde so seiner entsprechenden Senke zugeordnet, wodurch später jeder Wert innerhalb der Einzelsenken abgefragt werden kann. Dazu wurde die *bwlabel*-Funktion verwendet. Das Ergebnis ist eine Zahlenmatrix, die jedem Pixel der jeweiligen Kennung, bzw. ID die jeweils zugehörige Depression zuordnet. Die Pixel wurden also gelabelt, was sich in der Grafikausgabe in Form verschiedener Farbwert äußert (Abb. 6-3).

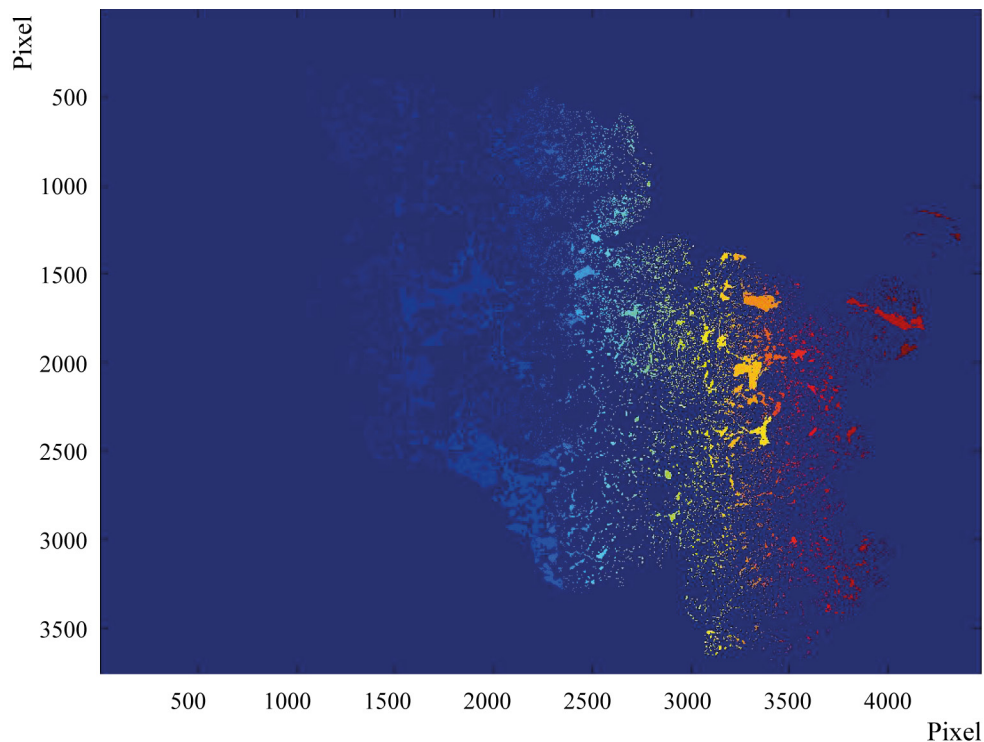


Abbildung 6-3: Grafikausgabe des *bwlabel*-Befehls. Alle Pixel, die einer gemeinsamen Senke zugeordnet werden, erhalten die gleichen Werte und somit auch in der Grafik den gleichen Farbwert. Das vorliegende Farbmuster erklärt sich dadurch, dass die Codierung von links nach rechts und von oben nach unten erfolgt. Zudem erhält die Abbildung eine Skalierung, die jedoch keiner Georeferenzierung, sondern dem Pixelwert entspricht.

Für die Zuordnung wurde die Konnektivität von vier Nachbarn statt der vorgegebenen acht bevorzugt. Sind Senken also nur über Ecken miteinander verbunden, werden sie automatisch als verschiedenen Senken erkannt. Nach diesem Schritt konnten mit Hilfe der *regionprops*-Funktion für jede Senke spezifische Formfaktoren berechnet werden (Code im Anhang).

Anschließend wurden für jedes einzelne Objekt Formfaktoren berechnet. Diese werden z.B. genutzt, um verschiedene Gewässerkörper zu unterscheiden, Baumspesies automatisiert zu erkennen oder zur Gliederung periglazialer Landschaften verwendet (z.B. Frohn et al. 2005, Hinkel et al. 2005, Lillesand et al. 2008, Quinton et al. 2011, van der Werff & van der Meer 2008). Für die Filterung potentiell natürlicher, nicht-linearer Objekte wurde sich vornehmlich an Rundheitsfaktoren orientiert, wie sie auch in anderen Arbeiten genutzt werden, z.B. zur automatisierten Detektion runder Partikel zur Rekonstruktion von Ablagerungsmilieus (vgl. z.B. RADIUS – *rapid particle analysis of digital images by ultra-high-resolution scanning of thin sections*, Seelos & Sirocko 2005).

Formfaktoren (*form factors*, bzw. *shape factors*) beschreiben die Ausprägung und Form von (Bild-)Objekten. Sie können unterschiedliche Werte annehmen, sind aber häufig auf Werte zwischen 0 und 1 standardisiert. „1“ bedeutet, dass die Formeigenschaft des Objekts stark ausgeprägt ist, während niedrigere Werte eine geringere oder bei „0“ völlig fehlende Ausprägung anzeigen (Huber et al. 2006). Bei der Verwendung von Formfaktoren sollte beachtet werden, dass die Benennung je nach Literatur variiert. Im Rahmen dieser Arbeit wurden kleinste Achsenlänge, größte Achsenlänge, Fläche, Umfang, die Zentroide (Mittelpunkte der Flächen) in Bezug zu den entsprechenden Bildkoordinaten sowie die Exzentrizität berechnet. Die entsprechenden Formeln werden im Folgenden vorgestellt.

Die Objektfläche (5.3) wurde im binären Bild mit der Dimension $M \times N$ durch einfaches Auszählen der Bildpunkte (Pixel) ermittelt. Als Objektpunkte zählen dabei alle Pixel mit dem Wert $E(x, y) = 1$ (vgl. Hermes 2005 und Cheng-Jin & Da-Wen 2004):

$$O_{\text{Fläche}} = \sum_{x=1}^M \sum_{y=1}^N E(x,y)$$

für $E(x,y) = \{0, 1\}$. (5.3)

Der Objektumfang (5.4) wurde berechnet aus der Summe der Bildpunkte am Rand des Objekts (E_{temp}) und ist dimensionslos (Hermes 2005).

$$O_{\text{Umfang}} = \sum_{x=1}^M \sum_{y=1}^N E_{\text{temp}}(x,y)$$

für $E(x,y) = \{0, 1\}$. (5.4)

Das Prinzip folgt also dem gleichen wie die Flächenberechnung, jedoch wurde nur die Anzahl der äußeren Bildpunkte mit einer Konnektivität von 4 summiert. Genauer wäre die Verwendung eines Kettencodes nach Hermes (2005). Dieser wurde aber im Folgenden nicht genutzt, da die untersuchten Hohlformen häufig nur wenige Pixel umfassen und daher zu wenig Randpixel aufweisen. Alle weiteren genutzten Parameter sind Skalare, die sich auf die Objektform beziehen.

Der erste Rundheitsfaktor wurde aus dem Mittelwert dreier Formfaktoren berechnet (5.5), die die jeweilige Rundheit des Objekts einer potentiell perfekten Rundheit gegenüberstellen.

$$\text{Rundheit I} = ((R_1 + R_2 + R_3) \times 3^{-1}), \quad \text{wobei}$$

$$R_1 = 1 - \left(\frac{\text{größte Achse} - \text{kleinste Achse}}{\text{größte Achsenlänge}} \right) \quad \text{und}$$

$$R_2 = 1 - \left(\frac{\pi \times \left(\frac{\text{mittlere Achsenlänge}}{2} \right)^2 - \text{Fläche}}{\text{Fläche}} \right) \quad \text{und}$$

$$R_3 = 1 - \left(\frac{\pi \times \max(\text{Achsenlänge}) - \text{Umfang}}{\text{Umfang}} \right). \quad (5.5)$$

Dabei vergleicht R_1 die Differenz der beiden Achsenlängen der Senke mit der größten Achsenlänge. R_2 vergleicht die Fläche mit der Formel $\pi \times r^2$. R_3 berechnet das Verhältnis des Umfangs mit der Formel $\pi \times r \times 2$, bzw. $\pi \times d$. Subtrahiert von 1 ergibt sich bei allen Formeln für ideal gerundete Objekte der Wert 1. Der gemittelte Rundheits-

wert aller drei Skalare ergibt schließlich Formfaktor „Rundheit I“ (5.5). Dieser Skalar kann Werte zwischen 0 (nicht gerundet) und 1 (sehr gut gerundet) annehmen. Eine Ausnahme stellen quadratische Formen dar, deren Wert unendlich ist.

Der Formparameter „Rundheit II“ (5.6) vergleicht die Fläche des Objekts im Vergleich zur Formel $\pi \times r^2$. Angenommen werden Werte zwischen 0 (nicht gerundet) und 1 (sehr gut gerundet):

$$\text{Rundheit II} = \frac{\text{Fläche}}{\pi \times \text{mittlere Achsenlänge}^2}. \quad (5.6)$$

„Formfaktor I“ stammt aus der Bildbearbeitung. Er ist Hermes (2005) entnommen - im Gegensatz zu Cheng-Jin & Da-Wen (2004) und dem so genannten Kompaktheitsfaktor von van der Werff & van der Meer (2008) sind Nenner und Zähler umgestellt. Der Faktor setzt den Umfang ins Verhältnis zur Fläche (5.7). Formfaktor I zeigt Werte zwischen 0 und ∞ . Der Wert 1 steht für sehr gut gerundete Objekte. Je weiter die Zahl um den Wert streut, desto weniger rund und umso zerklüfteter ist ein Objekt. Die Verteilung der Werte zeigt eine Linksschiefe. Objekte von nur einem Pixel Größe stellen eine Besonderheit dar, da sie alle den Wert 0 erhalten.

$$\text{Formfaktor I} = \frac{\text{Umfang}^2}{4\pi \times \text{Fläche}} \quad (5.7)$$

Der Formfaktor II stammt ebenfalls aus der Bildbearbeitung und ist Rundheit II ähnlich. Er setzt den Umfang ins Verhältnis zur Achsenlänge. Der Salar kann Werte zwischen 0 und ∞ annehmen. Objekte von nur einem Pixel Größe erhalten, wie auch bei „Formfaktor I“ einen Wert von 0. Je näher der Wert an 1 ist, desto gerundeter ist ein Bildobjekt. Die Verteilung der Werte ist ebenfalls linksschief.

$$\text{Formfaktor II} = \frac{\text{Umfang}}{\pi \times \text{mittlere Achsenlänge}} \quad (5.8)$$

Die Elongation ist Verhältnis der maximalen zur minimalen Achsenlänge. Ist das Objekt ein Kreis, so ist der Verhältniswert 1, der Wert wird umso größer je zerklüfteter

oder eckiger (angular) das Objekt ist (Hermes 2005). Die Werte des Skalars reichen von 1 (nicht gestreckt, kompakt) bis ∞ (gestreckt).

$$\text{Elongation} = \frac{\text{größte Achsenlänge}}{\text{kleinste Achsenlänge}} \quad (5.9)$$

Die Koordinaten der geometrischen Schwerpunkte (Zentroide) werden unter Einbezug der Fläche ($O_{\text{Fläche}}$) berechnet:

$$x_s = \frac{1}{O_{\text{Fläche}}} \sum_{i=1}^{O_{\text{Fläche}}} x_i, \quad (5.10)$$

bzw.

$$y_s = \frac{1}{O_{\text{Fläche}}} \sum_{i=1}^{O_{\text{Fläche}}} y_i \quad (\text{Hermes 2005}). \quad (5.11)$$

Die Exzentrizität wurde in MATLAB automatisch mit Hilfe der *regionprops*-Funktion berechnet. Für die Exzentrizität gilt, dass der Wert 0 einem Kreis und der Wert 1 einer Linie entspricht. Der Skalar Exzentrizität stellt den Schwerpunkt eines Objekts (5.11) ins Verhältnis zur maximalen Achsenlänge (The MathWorks, Inc. 2010). Die Exzentrizität ist das Distanzverhältnis zwischen den Zentroiden und der maximalen Achsenlänge [Pixel].

In der *Image Processing Toolbox* erfolgt die Ausgabe zwangsläufig in Form von Bildpunkt-, bzw. Pixelkoordinaten. In einem weiteren Schritt werden daher die Pixel zurück in Gauß-Krüger-Koordinaten überführt, die die entsprechenden Randpunkte des DEM zur Grundlage haben. Die Faktoren werden schließlich mit den entsprechenden Hoch- und Rechtswert-Koordinaten in einer Tabelle zusammengeführt und als *xls*-Datei exportiert. Das vollständige MATLAB-Skript ist dem Anhang zu entnehmen.

6.1.5 Reimport der ASCII-Daten in ESRI ArcGIS 10.0

Die *xls*-Datei (Microsoft, *Excel Spreadsheet*) wurde, nach der Wahl des entsprechenden Koordinatensystems über die *Add X-Y Data*-Funktion in ArcMap importiert. Die

Punktdatei lieferte zwar schon Aussagen über die Dichteverteilung der Senken, nicht jedoch über die räumliche Erstreckung (Abb. 6-4A).

Aus diesem Grund wurde das DIS-Raster in einen *Shapefile* (ESRI-Format für Geodaten) überführt: Mit Hilfe einer *If*-Abfrage (*Spatial Analyst*) wurden alle Werte, die im senkengefüllten DEM größer sind als im originalen DEM zunächst durch 1 ersetzt. Allen anderen Werte wurde der Wert Null zugewiesen. Die Ausgabe, ein weiteres binäres Raster, kann mit Hilfe des *Conversion-Tools* von ESRI ArcMap 10.0 in Polygone überführt werden (Abb. 6-4B). Über *Add Spatial Join (Analysis Toolbox)* wurden schließlich die Punktinformationen der in MATLAB berechneten Werte mit der Attributtabelle der Einzelpolygone verschnitten.

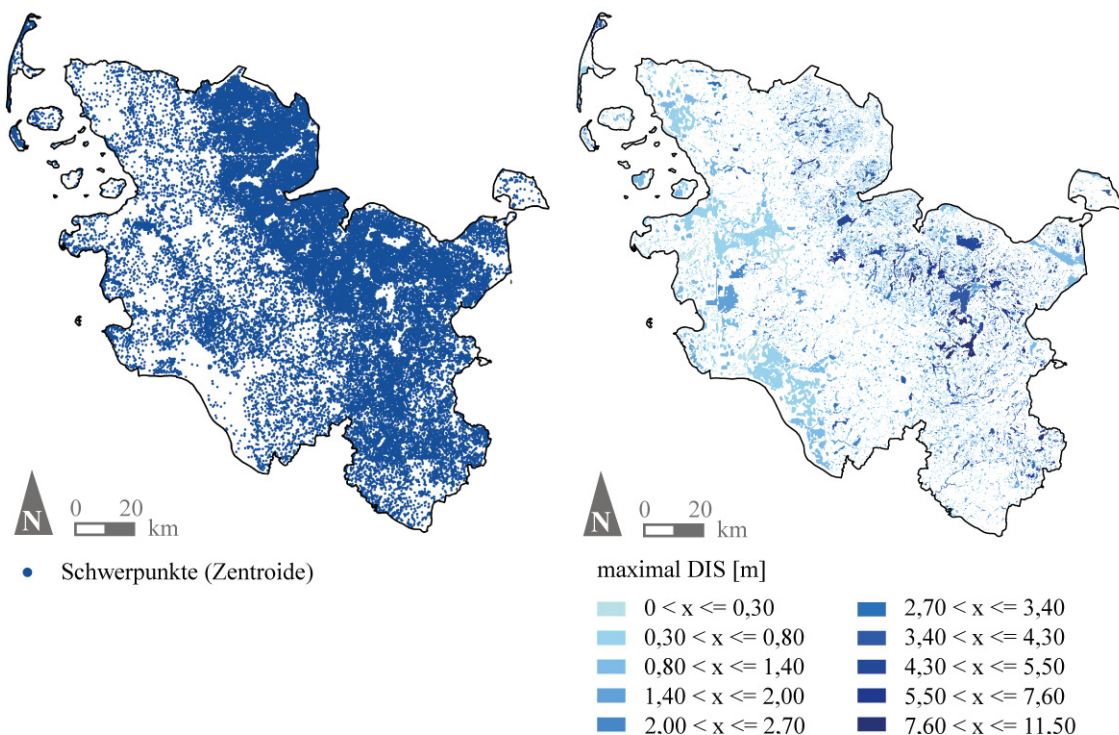


Abbildung 6-4: Zentroide und räumliche Ausdehnung der Senken. Bereits ohne ein Analysenetz sind schon klar clusternde Bereiche auszumachen (A). Das Polygon-*Shapefile* kann zusätzlich durch die Bearbeitung in ArcGIS mit anderen Informationen hinterlegt werden. In B ist z.B. die maximale Senkentiefe (DIS) dargestellt.

Alle zuvor in MATLAB berechneten Werte wurden somit mit allen Zentroiden und jeder einzelnen Senke verbunden und können über die Datenbankfunktionen von ArcGIS

beliebig abgefragt und kombiniert werden. Dies bietet darüber hinaus die Möglichkeit die GIS-internen Berechnungen ebenfalls zu nutzen. So z. B. die Berechnung von Umfang und Fläche in Metereinheiten (vgl. Jenson & Dominique 1988).

6.2 Abflusslose Hohlformen als Instrument in der Analyse glazial geprägter Landschaften

6.2.1 Analysenetze

Für die Untersuchungen über Senkenverteilung und zur verallgemeinernden Charakterisierung mit dem Ziel der Landschaftsanalyse wurde ein Detektionsnetz konstruiert (*fishnet*, *Data Management Toolbox*). Diese Netze sind Analysenetze mit äquidistanten Zellen gleicher Größe. Obwohl die optische Wirkung ähnlich ist, handelt es sich nicht um Rasterdatensätze, sondern um Polygonflächen, die mit einer entsprechenden Attributtabelle hinterlegt sind (Mitchell 2005). Diese Methode wird z. B. in der Ökologie und Archäologie häufig für Quadrat-Stichproben genutzt (Mitchell 2005, Mühlenberg & Bogenrieder 1989). Der Vorteil der Methode besteht darin *Features* (geographische Fachobjekte im GIS) für jede definierte quadratische Einheit verallgemeinern zu können. Das Resultat ist eine Übersicht, die allgemeine Zusammenhänge zeigt. Für die gezielte Abfrage von Gemeinsamkeiten ist diese besser geeignet als die direkte Verschneidung mit den Landschaftseinheiten der geologischen Übersichtskarte, da mit dieser Methode auch Ausreißer erfasst würden. Die räumliche Verteilung von Parametern kann mit Hilfe von Detektionszellen gleicher Größe unabhängig für das gesamte Untersuchungsgebiet gemessen werden (vgl. dazu auch Mitchell (2005)).

Zeilen- und Spaltenzahl können bei der Erstellung frei gewählt werden, wobei beachtet werden sollte, dass die Zellgröße so gewählt werden muss, dass alle Daten erfasst werden. Bei zu großen Flächen, wird die räumliche Verteilung der Objekte zu unklar dargestellt oder die Zellen weisen häufig gleiche Werte auf, was eine Abgrenzung schwierig macht. Sind die Zellen zu klein angelegt, können Zellen auch keine oder nur sehr wenig Objekte beinhalten (Mitchell 2005). Länge und Breite sollten größer gewählt werden als die durchschnittliche Distanz der einfließenden *Features* (Mitchell 2005). Für

diese Arbeit wurde eine Fläche von 4km² (2 x 2 km) gewählt, wobei die Länge der Seiten folgender Formel folgt:

$$l = \sqrt{2 \times \frac{A}{n}}. \quad (5.12)$$

Hierbei entspricht l der Länge einer Quadratseite, A der Größe des Projektgebiets und n der Anzahl aller Probenpunkte (Mitchell 2005).

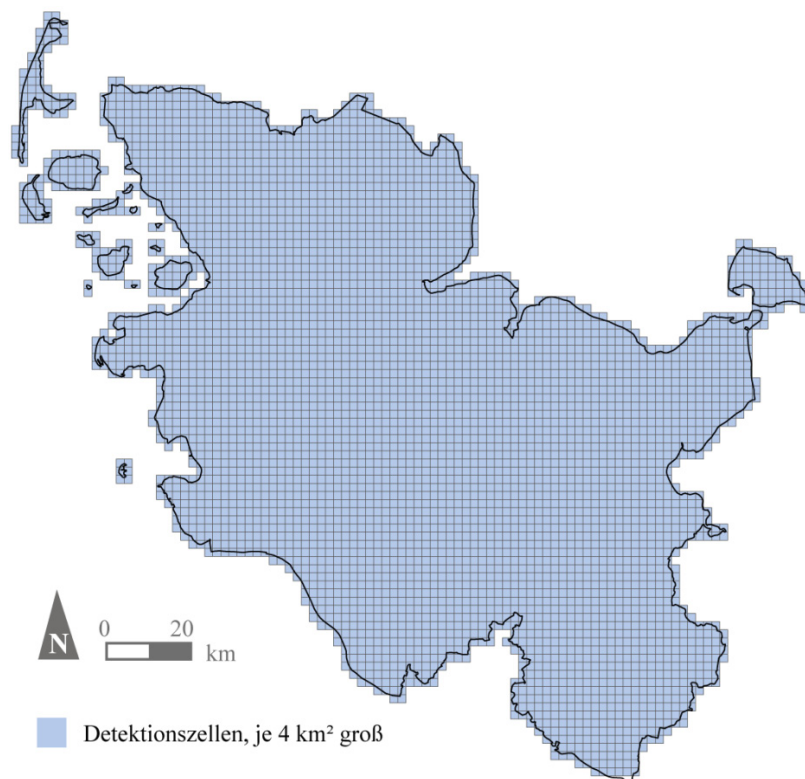


Abbildung 6-5: Die 4.322 ursprünglich gewählten Detektionszellen. Für die weitere Verarbeitung wurden jedoch nur die Areale verwendet, die über eine Datenabdeckung von mindestens 90% erreichen um statistisch aussagekräftige Werte zu erhalten.

Bei der Fläche Schleswig-Holsteins (15.783,94 km²) ist dementsprechend jede Zelle 1,5 km² groß. Zur besseren Vergleichbarkeit mit Vorgängermodellen innerhalb der Arbeitsgruppe (Lehné 2005, Lehné & Sirocko 2005) wurde auf 2 km aufgerundet.

Insgesamt wurden 4.322 Zellen für Schleswig-Holstein berechnet (Abb. 6-5). Für die weiteren Analysen, die sich auf die Eingangsdaten des DEM beziehen, wurden jedoch nur die Zellen zugelassen, die eine DEM-Abdeckung von mindestens 90% besitzen. Somit wurde die Quadratanzahl auf 3.716 reduziert (vgl. Detektionsergebnisse).

Die insgesamt 3.716 Detektionsnetz-Zellen à 4 km² sind jeweils mit folgenden Informationen hinterlegt: Mittlerer Höhenwert (bezogen auf das DEM), mittlere Hangneigung, Senken pro Zelle (Einfachzählung), Senken pro Zelle (mehrfache Zählung), Senkenfläche pro Zelle [km²], mittlerer Senkenumfang, Rundheit, Elongation, mittlere kleinste und größte Achsenlänge der Senken, maximale Senkentiefe und durchschnittliche Reliefenergie. Einfachzählung bedeutet, dass jede Senke nur einmal, also an ihrem Schwerpunkt einbezogen wird, wohingegen bei der Mehrfachzählung jeder Teil der Senke einmal pro Zelle gezählt wird.

Die Hangneigung wird dabei im GIS selbst über eine räumliche Verschneidung des DEM mit den Detektionszellen berechnet. Genutzt wird das arithmetische Mittel der Neigungswerte. Die Hangneigung gehört zu den primären topographischen Merkmalen, da sie direkt aus DEMs erzeugt wird und ist ein Maß für die Höhenänderung entlang des steilsten Anstiegs einer Strecke (Gallant & Wilson 2000, Wilson & Gallant 2000). Für die folgende Landschaftsanalyse wurde sie in Grad [°] gemessen. In ArcMap berechnet sich die Hangneigung (*slope*) mit Hilfe aller 8 Nachbarzellen folgendermaßen:

$$\text{Hangneigung [}^\circ\text{]} = \max_{i=1,8} \frac{z_0 - z_i}{h_{\emptyset(i)}}, \quad (5.13)$$

wobei $\emptyset(i) = 1$ für direkte Nachbarn

und $\emptyset(i) = \sqrt{2}$ für diagonale Nachbarn (Gallant & Wilson 2000).

Mittels einer Abfrage über den GIS-integrierten *Query-Builder* ist es schließlich möglich, alle Parameter der Attributtabelle für jede Zelle einzeln auszuwählen und gezielt zu darzustellen (vgl. Abb. 7-1 und 7-2). Ziel war es, die geologischen Haupteinheiten über gezielte Abfragen einschränken zu können, um die entsprechenden Charakteristika dieser Klassen zu definieren.

6.2.2 Fehlermatrix

Zur Verifikation der Klassifikationsergebnisse wurde eine Fehlermatrix nach Congalton (1991) angelegt. Dazu wurden 500 Zufallskordinaten erstellt (Abb. 7-3). Zunächst wurden die Zentroid-Koordinaten jeder einzelnen Zelle im GIS berechnet und als *dbf*-File exportiert. In Excel (*MS Office 2010*) wurden anschließend für alle 3.716 verwendeten Zellen Zufallszahlen in einer dritten Spalte berechnet. Diese Zahlen wurden danach der Größe nach absteigend sortiert und die 500 Koordinaten, die den größten Werten entsprechen, wurden als Zufallszahlen gewählt. Diese wurden anschließend für die Erstellung des Detektionsnetzes genutzt. Diese Methode folgt der Grundlagenarbeit von Landis & Koch (1977). Für diese 500 Zellen werden die Herstellergenauigkeit (*producer's accuracy*), die Nutzergenauigkeit (*user's accuracy*) und der Kappa-Korrelationskoeffizient berechnet, die die Güte der Klassifikation als auch eine rein zufällige Übereinstimmung widerspiegeln (Cohen 1960).

Die Herstellergenauigkeit gibt das Verhältnis korrekt zugeordneter Zellen in Bezug zum Referenzwert an. In diesem Fall also zur geologischen Karte. Die korrekt klassifizierte Werte werden der Summe der Referenzzellen der entsprechenden Klasse gegenübergestellt. Die Herstellergenauigkeit gibt an, wie gut ein Areal über die Verwendung der genutzten Abfrage tatsächlich einzugrenzen ist (Congalton 1991).

Die Nutzergenauigkeit hingegen ist die Summe aller korrekt klassifizierten Zellen im Verhältnis zu allen Zellen, die für diese Klasse durch die entsprechende Abfrage identifiziert wurden. Der Wert gilt als Maß des Unterlassungsfehlers (Omissionsfehler) (Congalton 1991).

Die Gesamtgenauigkeit (*overall accuracy*) ist ein vergleichender Wert aller korrekt klassifizierter Quadrate (grau unterlegt) zur Summe aller Zellen. Sie gilt als Maß für die Genauigkeit aller Klassen (Congalton 1991) und wird laut Dietrich (2006) folgendermaßen definiert:

$$fb = \sum_{i=1}^r \chi_{ii} / N. \quad (5.14)$$

Der Kappakoeffizient (Cohens Kappa, κ) ist ein Maß für die Bewertung der Unabhängigkeit von der bearbeitenden Person. Er gibt die Gesamtgenauigkeit der gesamten Klassifikationsmethode an. In die Berechnung des Koeffizienten fließen die Gesamt-

genauigkeit (6.3) und die Zufallsgenauigkeit (6.4) ein, wodurch sowohl falsch eingeschlossene Zellen (Kommissionsfehler) als auch Unterlassungen (Omissionsfehler) berücksichtigt werden (Cohen 1960, Congalton 1991). Berechnet wird der Koeffizient wie folgt:

$$\kappa = fb - fz / 1 - fz. \quad (5.15)$$

Oder laut Congalton (1991):

$$\kappa = N \sum_{i=1}^r \chi_{ii} - \sum_{i=1}^r (\chi_{ix} \times \chi_{iy}) / N^2 - \sum_{i=1}^r (\chi_{ix} \times \chi_{iy}), \quad (5.16)$$

wobei die Zufallsübereinstimmung f_z Dietrich (2006) folgend so berechnet wird:

$$fz = \sum_{i=1}^r (\chi_{ix} \times \chi_{ii}) / N^2. \quad (5.17).$$

6.3 Senken als Anzeiger von Neotektonik und rezenter Krustenbewegung oder „nur“ Toteislöcher?

Wie in Kap. 4.1 bereits beschrieben wurde, stehen die meisten Hohlformen an der rezenten Topographie in direktem Zusammenhang mit den Folgen von Glaziation (Kirsch 2004, Küster 2010, Liedtke 1981 oder Schumann 1968). Während aller drei großen Eisvorstöße wurden negative Landformen angelegt, die heute jedoch größtenteils verfüllt sind (Ehlers et al. 2004). Mit Hilfe der in diesem Kapitel beschriebenen Senkendetektion konnten insgesamt 39.268 Depressionen identifiziert werden. Während mit Hilfe des Detektionsnetzes Senken zur Landschaftsanalyse genutzt wurden, stehen bei dieser Analyse die Einzelsenken (Abb. 6-6) im Vordergrund.

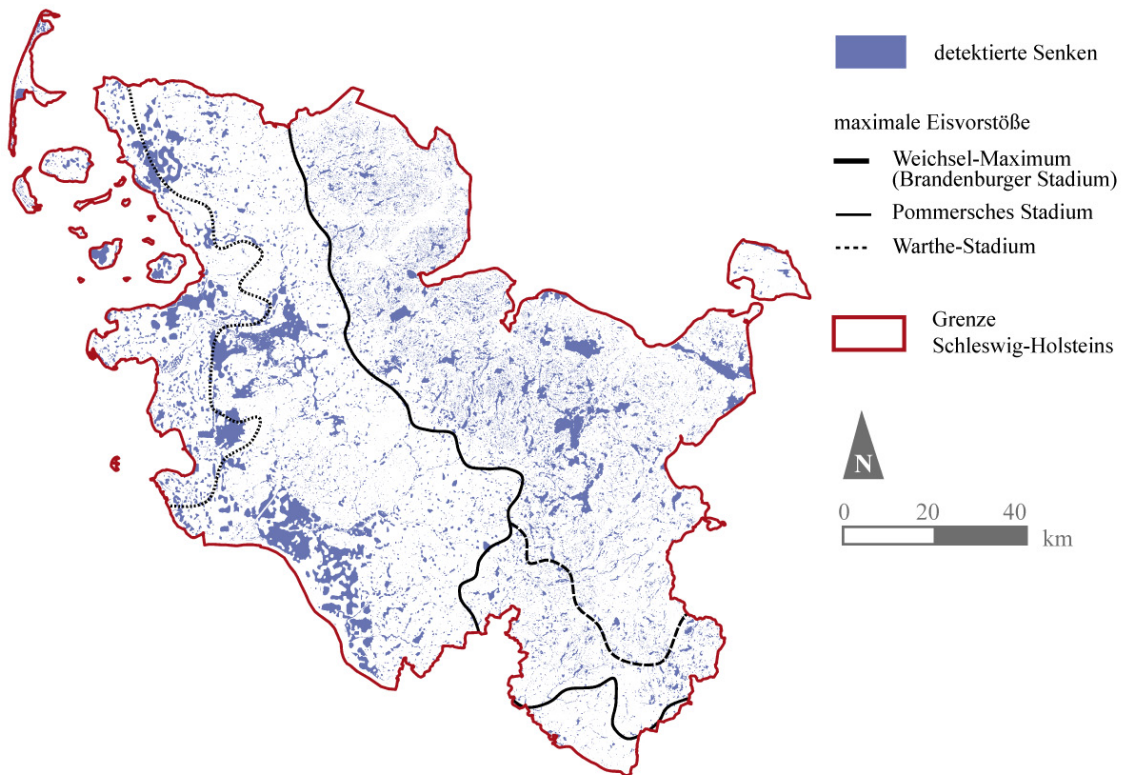


Abbildung 6-6: Lage der Senken in Bezug zu den Haupteisrandlagen nach Ehlers et al. (2004).

6.3.1 Senkenverteilung und Eisvorstöße

Früheren Studien zufolge (Kap 4.1.6), gehen die meisten konkaven Strukturen in saale- und weichselzeitlich überprägten Gebieten auf glaziale Einflüsse zurück. Laut Garleff (1968) und Liedtke (1981) haben Toteislöcher sowohl in Jung- als auch in Altmoränenlandschaften meist einen Durchmesser von < 70 m. Dies entspricht bei einer DEM-Auflösung von 50 m etwa 1-4 Pixeln. Um den Zusammenhang zu untermauern, werden mit Hilfe einer Abfrage im *Query-Builder* alle Senken mit einer Größe ≤ 4 Pixel, also einer Fläche ≤ 1000 m² abgefragt. Über die Größenangabe können diese Senken als potentielle Toteislöcher identifiziert werden.

6.3.2 Senkenverteilung und Subsidenz

Um Senken zu identifizieren, die potentiell mit Subsidenz in Verbindung stehen, mussten zunächst die bekannten Senkungsgebiete eingegrenzt werden. Als Grundlage dienten die Daten von Lehné & Sirocko (2010) (vgl. Abb. 3-2, Kap. 3.5). Das Grid wurde aus Nivellementdaten interpoliert und in jährliche Bewegungsraten umgerechnet. Gebiete mit negativen Werten ($< 0\text{mm/a}$) wurden mit Hilfe des *Spatial Analyst (Less Than)* aus dem Datensatz gefiltert. Anschließend wurden diese Gebiete in Polygone umgewandelt, um sie in einem weiteren Schritt mit den Senkenflächen räumlich zu verschneiden (*Spatial Join*). Der Vorteil dieser Herangehensweise gegenüber einer Zerschneidung der Objekte liegt darin, dass die Gebiete ihre datenbankgestützten Hintergrundinformationen sowie ihre Gesamtfläche beibehalten. Alle Hohlformen, deren Ausdehnung mindestens zu 75% Senkenbereichen zuzuordnen sind, erhalten in der Attributtabelle den Wert „1“, Senken, die diesem Kriterium nicht entsprechen, wird eine „0“ zugeordnet. Anschließend werden durch einfache Abfrage Depressionen in Gebieten mit negativen Bewegungsraten gefiltert.

6.3.3 Senkenverteilung und Störungssysteme

Für die Beantwortung der Frage, ob negative Landformen potentiell mit neotektonisch aktiven Störungen in Verbindung stehen, wurden Senken, die direkt über oberflächennahen Störungen liegen oder ihnen benachbart sind, identifiziert. Alle Störungen bis zur Basis Unteres Oligozän bis Untermiozän wurden einbezogen (Baldschuhn et al. 2001), um alle neotektonischen Störungsaktivitäten einzubeziehen.

Die Bedingungen für die Detektion sind räumliche Nähe der Hohlformen zu Störungen $< 1\text{ km}$ Entfernung und ein oberflächennahes Ausstreichen der Störungen. Um dies zu gewährleisten, wurden die von Lehné (2005) definierten Penetrationspunkte verwendet, um inaktive oder zu tiefe Strukturen auszuschließen. Diese Durchdringungspunkte werden durch Störungsprojektion an die Oberfläche anhand von Industrieseismik-Profilen räumlich definiert.

6.3.4 Senkenverteilung und Tunneltäler

Um natürliche Depressionen zu identifizieren, die potentiell mit subglazialen Schmelzwasserrinnen in Verbindung stehen, wurden die Rauminformationen im GIS miteinander verschnitten. Der Vorgang entspricht der Methode zur Untersuchung zur potentiellen Subsidenz-Senken-Kopplung (Kap. 5.3.2). Als potentiell mit Tunneltälern in Verbindung stehend wurden schließlich die Depressionen ausgewiesen, deren Fläche zumindest zu drei Vierteln innerhalb von ehemaligen Subglazialrinnen-Flächen liegt.

6.3.5 Holozäne Gebiete als Sonderfall rezenter Krustenbewegungen

Um einen potentiellen Zusammenhang zwischen Senkenverortung und -entstehung mit rezenten Bewegungsmustern zu zeigen, wurde eine Prognose der Oberflächenentwicklung berechnet. Die Fragestellung war, ob Gebiete, die große rezente Senkungsbewegungen zeigen, auch eine Kopplung zu topographischen Depressionen in den Subsidenzbereichen aufweisen.

Für die Berechnung wurden die jährlichen Bewegungsraten mit dem rezenten DEM verschnitten. Berechnet wurden die potentiellen künftigen Oberflächen in 1.000, 10.000, 50.000, 100.000 und 200.000 Jahren.

6.4 Senken-Klassifikation mittels Formfaktoren

Bei der Nutzung eines grob aufgelösten DEM ist es nicht möglich, zwischen natürlichen und künstlichen Senken unterscheiden zu können. Um zu bewerten, ob diese Differenzierung jedoch generell möglich ist, wurde auch ein Höhenmodell höherer Auflösung (12,5 m) analysiert. Die Daten lagen für ein Gebiet außerhalb Schleswig-Holsteins im Raum Amelinghausen (vgl. Kap. 5.1.2, 5.2.2), südwestlich von Lüneburg und nördlich von Uelzen vor (Nord-Niedersachsen) (s. Abb. 1-1, bzw. 1-3). Wie auch im Beispiel des DEM50 für Schleswig-Holstein wurde mittels der *Image Processing Toolbox* von MATLAB R2010b ein Binärbild aus dem Raster der Senkentiefen erstellt. Anschließend wurden die *regionprops* berechnet (Abb. 6-7).

Der Ausschnitt umfasst das Gebiet um Amelinghausen, dessen Oberflächengeologie von Saalezeitlichen Lockersedimenten geprägt ist. Wie die Arbeiten im Bereich Schles-

wig-Holsteins zeigten, sind in Moränenlandschaften, in Subrosionsgebieten und auch in Gebieten mit rezenten, aber nicht-linearen Oberflächenbewegungen runde oder zumindest rundliche Formen die dominierenden Hohlformen, wohingegen anthropogene Hohlformen, wie z.B. Ton- und Mergelgruben, eckige oder weniger gerundete Formen aufweisen.

Die Unterscheidung künstlicher und natürlicher Senken wird jedoch zusätzlich erschwert, da die Daten zwar objektbereinigt (Vegetation und Häuser fehlen) sind, jedoch auch Höheninformationen zu Straßen-, Bahndämmen und Brücken beinhalten. Durch das Vorhandensein dieser „Fehlinformationen“ kam es beim Anwenden der *fill*-Funktion zur fehlerhaften Ausweisung von Senkengebieten. Brücken wurden z.B. als ‚*pour point*‘ erkannt und als Senkengrenze definiert (Abb. 6-8). Das topographisch niedrigere Tal im oberen Einzugsgebiet wurde dementsprechend als Senke erkannt. Prinzipiell kann jede auch nur leicht erhöhte Straße oder Bahntrasse Ursache eines Datenfehlers sein. Das Herauslösen einzelner Fehlerwerte ist, gerade für größere Datensätze, zu zeitintensiv.

Die Fragestellung war, inwieweit künstliche und auch fehlerhaft detektierte Senken zur Weiterverarbeitung aus den Daten gefiltert werden können. Der Versuch, innerhalb des DEM Kanten zu ermitteln und so automatisch Umrisse erkennen zu können, erwies sich bei den unterschiedlichsten Formen nicht als zielführend. Auch eine Liniendetektion, zur Erkennung angularer und potentiell künstlicher Objekte, die über die HOUGH-Transformation berechnet wird, brachte keine verwertbaren Ergebnisse.

Um diese künstlichen Depressionen in den folgenden Berechnungen auszuschließen, bietet sich daher die Verwendung von Formfaktoren an, bzw. deren Kombination, um nicht organisch geformte Senken automatisiert zu erkennen. Der Grundgedanke war dabei, dass jede natürliche Depression durch erosive Prozesse zwangsläufig im Lauf der Zeit zu einer rundlichen Struktur werden muss, insofern die Rundlichkeit nicht schon durch das Substrat vordefiniert ist. Linienhafte Objekte, wie z.B. Flüsse, könnten ebenfalls von den Untersuchungen ausgeschlossen werden. Das Auftreten von Flüssen innerhalb der Detektion abflussloser Senken ist dadurch bedingt, dass sich die Berechnungen am äquidistanten Raster orientieren. Entwässert ein Fluss jedoch natürlicherweise genau zwischen zwei Rasterpunkten, kann die Interpolation zu einer Geländeerhöhung führen, die innerhalb der Daten die Berechnung eines konsistenten Drainagenetzes nicht mehr zulässt.

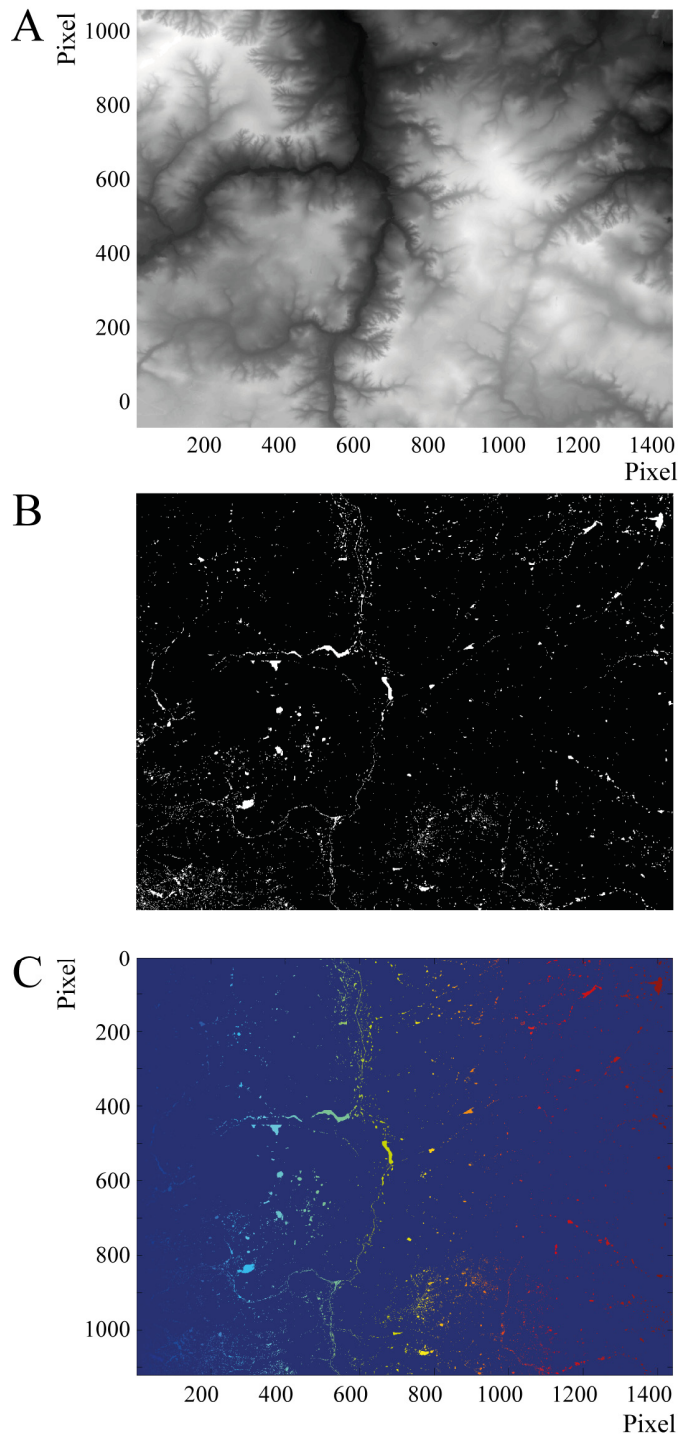


Abbildung 6-7: Grafikausgaben in MATLAB.

A – Das DEM 12,5 für den Ausschnitt Niedersachsen nach Einlesen der ASCII-Daten (LGLN). Nach dem Einlesen in MATLAB entspricht die Skalierung den reinen Bildkoordinaten des Graustufen-Rasters. Jeder Höhenwert entspricht einem Pixel.

B – Binäre Senkenkarte des DEM12,5 für den Raum Amelinghausen (LGLN).

C – Jedes Einzelobjekt erhält durch die Verwendung des bwlabel-Befehls eine eigene ID, was in der Grafikausgabe jeweils einem eigenen Farbwert entspricht. Daten aus DEM Amelinghausen: LGN.

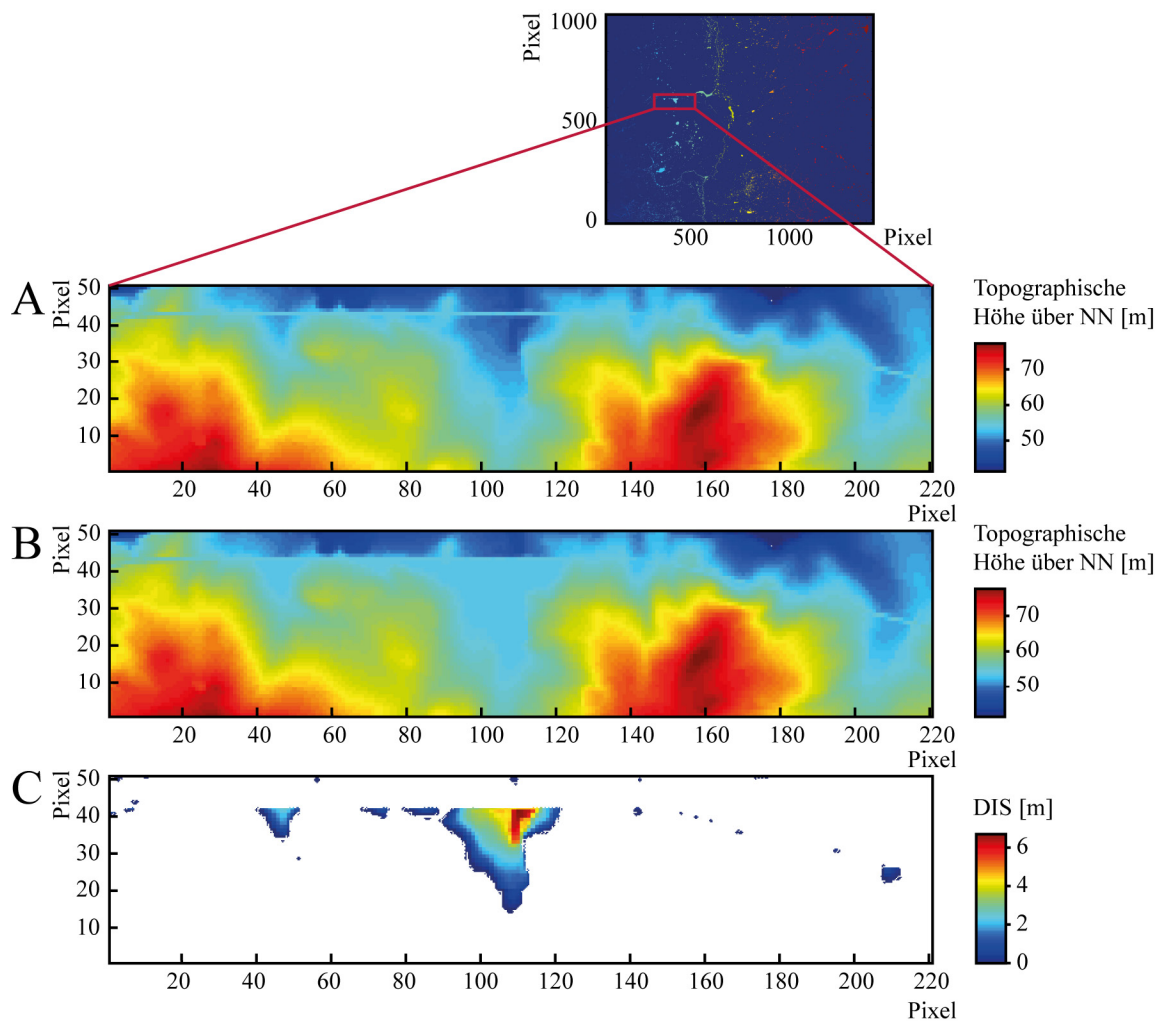


Abbildung 6-8: Brücken als Problem beim Umsetzen der *fill*-Funktion. Das originale DEM (A) im Vergleich zum neuen DEM nach dem Verwenden der *fill*-Funktion (B). Es ist zu erkennen, dass die beiden Senken südlich der Bahntrasse aufgefüllt wurden (zu erkennen an den jetzt hellblau eingefärbten Flächen). Während die Brücke im oberen Bereich des Bildrands noch deutlich hervortritt, zeigt die Berechnung der DIS (C) schließlich, dass die Begrenzung durch den Straßendamm im Norden zu unnatürlichen Senkenformen ohne organische Form führt, da er bei der Berechnung als Überlaufpunkt behandelt wurde (Daten aus DEM Amelinghausen: LGN).

Insofern auch linienhafte Objekte detektiert werden sollen und eine Unterscheidung zu runden Formen möglich sein soll, ist es notwendig, bereits in MATLAB eine 8-konnektive Nachbarschaft zu wählen. So wird gewährleistet, dass Flächen, die sich nur

an den Ecken berühren, ebenfalls als ein Objekt erkannt werden. Die mit der *bwlabel*-Funktion zugewiesene ID wurde als *xls*-Tabelle aus MATLAB exportiert.

Wird das Senkenraster aber in ArcGIS direkt zu Polygonen umgewandelt, so können diese nicht mehr als zusammenhängende Objekte identifiziert werden: ArcGIS-Vektorflächen akzeptieren 8-konnektive Nachbarschaftsverhältnisse nicht automatisiert. Die Konversion ist jedoch notwendig, da Raster-Daten zwar 8-konnektiv unterstützen, aber nicht mit Datenbankinformationen verschnitten und gezielt abgefragt werden können.

Dieses Problem wurde umgangen, indem mit einer *logical*-Abfrage ein Raster mit 1- (Senke) und 0-Einträgen (keine Senke) erstellt wurde (Abb. 6-9A). Mittels der *Region group*-Funktion (*Spatial Analyst, Generalization*) erhielten über Ecken benachbarte Objekte den gleichen Wert (Abb. 6-9C). Dieser Schritt war notwendig, um eine Aufsplitterung beim Konvertieren zu verhindern. Die Funktion entspricht der *bwlabel*-Funktion in MATLAB (vgl. 5.1.2). Dieses Raster, in dem jedes Objekt eine eigene ID besitzt, wurde im nächsten Schritt *resampled* (*Data Management, Raster, Resample*) (Abb. 6-9D), so dass die Zellgröße einem Quotienten der Ausgangsgröße entspricht. Gewählt wurde eine Größe von 2,5. Ein kleinerer Wert sollte nicht gewählt werden, da sich entsprechend die Datenmenge unproportional vergrößert. Wichtig ist, dass der Wert kleiner als die Hälfte der Rasterzellgröße (in diesem Fall also kleiner als 6,25 m) sein muss, da bei der Flächenvergrößerung sonst mehrere Raster ungewollt vereint werden. Dieses nun vergrößerte Raster (Abb. 6-9D) wurde anschließend mit Hilfe einer Kalkulation um einen Rasterpunkt vergrößert. Die Vergrößerung erfolgte über die Verwendung der Fokalen Statistik (*FOCALMEAN, Map Algebra; Syntax 2* im Anhang). Beim Vergrößern der Fläche behalten die beiden Objekte anschließend den gleichen Wert bei. Ein Überführen der Rasterdaten in Polygone und eine Verschneidung mit den MATLAB-Zentroiddaten wurde damit möglich (*Spatial Join, Analysis*). Dieser Schritt gewährleistet auf wenig zeitintensive Art, dass sich kreuzende Flächen als ein Objekt erkannt und mit den X-Y-Daten aus MATLAB verschnitten werden können (Abb. 6-9E).

Anschließend kann das binäre Raster (Abb. 6-9A) wieder als Schablone verwendet werden, um die Ursprungsgröße wiederherzustellen. Bei diesem Schritt vergrößert sich allerdings die Senkenanzahl. Dies liegt daran, dass zwar jedem Objekt der richtige Wert zugeordnet werden kann, jedoch werden die zuvor vereinten Flächen erneut 4-konnektiv aufgeteilt, weshalb auf diesen Schritt verzichtet wurde.

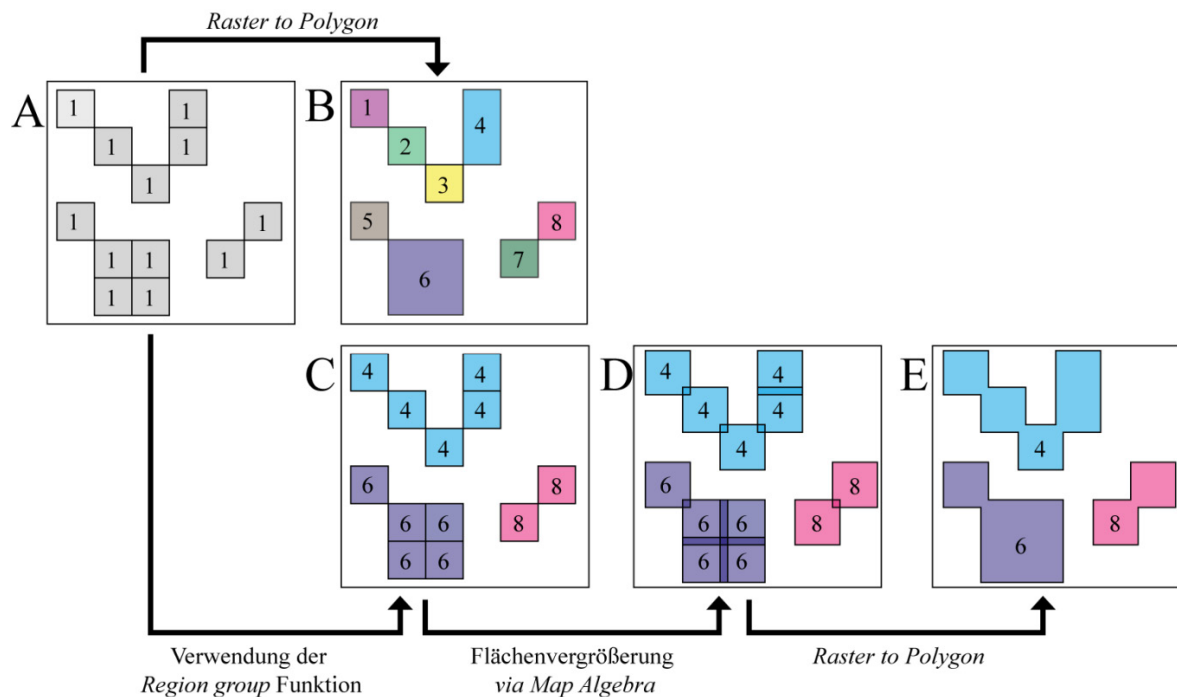


Abbildung 6-9: Flächenvergrößerung zur Polygon-Konversion. Aus dem ursprünglichen binären Grid (A) werden durch die direkte Konversion die Objekte separiert (B). Durch die Nutzung der *Region group*-Funktion (C) erhalten zusammengehörige Flächen eine gemeinsame ID. Anschließend kann die Ausdehnung erhöht werden (D), um dann bei der Konversion zusammengehörige Objekte zu erzielen (E). Mit Hilfe einer Maske können die Objekte dann wieder in ihre Ursprungsform zurückgebracht werden, behalten aber nach dem vorausgegangenen Verscheiden mit den Zentroiden ihre spezifischen Parameter bei.

Ein weiterer Vorteil dieser Methode war, dass auch Zentroide, die direkt an Kreuzungspunkten ohne weitere Vorarbeit mit den Objekten verschnitten werden konnten. Über die Verwendung der Option „*contain*“ innerhalb des Verschnidungsbefehls (*Spatial Join, Analysis*) konnten auch diese Zentroide in den Befehl eingeschlossen werden. Die Vergrößerung der Objektfläche gewährleistete, dass Randinformationen nicht eingeschlossen werden. Dies äußert sich darin, dass die Zentroide nur bei 48 von insgesamt 9.327 negativen Landformen manuell bearbeitet werden musste. Das entspricht weniger als einem Zehntel im Vergleich zum Vorgehen ohne Vorschaltung der Flächenvergrößerung um 2,5 m in jede Richtung.

Durch die Verschnidung der Polygone mit den Formfaktoren (vgl. 5.1.4) können schließlich durch direkte SQL-Abfragen (SQL, *Structured Query Language*) Schwell-

werte für die Einzelfaktoren festgelegt werden, die eine Klassifizierung der Objekte möglich machen.

	A	B	C	D	E
Rundheit I	0,8850	1,1587	0,7800	0,3857	0,6656
Rundheit II	0,9761	0,2297	0,7571	0,5187	0,6877
Formfaktor I	1,5724	8,0061	2,4952	3,7445	3,6773
Formfaktor II	1,2389	1,3561	1,3745	1,3936	1,5902
Elongation	1,2495	4,6029	1,0896	3,9436	1,318
Exzentrizität	0,5996	0,9762	0,3971	0,9673	0,6514

Abbildung 6-10: Auswahl unterschiedlich geformter Objekte aus dem Binärbild und deren spezifische Formparameter. C entspricht dem flächenmäßig größten, falsch detektierten „Brückenfehler“ aus Abb. 6-8.

Wie Abb. 6-10 exemplarisch an fünf Objekten innerhalb des DEMs zeigt, sind die Formparameter für natürliche, runde Senken (A), Flüsse (B) und „Brückenfehler“ (C, D und E) sehr unterschiedlich. Objekt A zeigt insgesamt Werte, die für eine gute Rundheit stehen: Rundheit I und Rundheit II liegen fast bei 2. Das Objekt ist mit einem Elongationswert von 1,25 kaum gestreckt. Objekt B, ein Flussabschnitt, zeigt hingegen schlechte Rundheitswerte, die über 1 (Rundheit I), bzw. fast bei 0 liegen (Rundheit II). Formfaktor I nimmt mit über 8 einen hohen Wert an. Die Exzentrizität liegt mit 0,9 ebenfalls hoch. Die Objekte C, D und E sind alle falsch ausgewiesene Bereiche (s. Abb. 6-8), die jedoch unterschiedliche Form annehmen. Bei Objekt C liegen alle Werte im Bereich natürlicher Senken, jedoch zeigt Formfaktor I ein schlechtes Verhältnis von Umfang zu Fläche und somit eine Abweichung von runden Objekten (s. 5.1.4). Objekt D kann gut durch die hohe Exzentrizität, Elongation und durch geringe Rundheit eingegrenzt werden. Objekt E zeigt sich insgesamt eher „rund“, kann jedoch durch den hohen Formfaktor I als potentiell natürliches Objekt ausgeschlossen werden.

7 Ergebnisse

Der Ergebnisteil wird im Folgenden in drei Unterpunkte gegliedert. (A) 6.1 beschäftigt sich mit der Landschaftsanalyse anhand natürlicher, kaltzeitlich angelegter Depressionen der rezenten Topographie. Diese Untersuchungen beziehen sich auf den Methodenteil von Kap. 5.2 (Grim et al. submitted). (B) 6.2 bezieht sich auf die Untersuchung der Senkenstrukturen als solche. Es wird die Frage behandelt, inwiefern natürliche Hohlformen im Untersuchungsgebiet Schleswig-Holstein Indikatoren für neotektonische und rezente Krustenbewegungen oder „nur“ Zeugen glazialer Einflüsse sind (Methodenteil Kap. 5.3) (Grim & Sirocko submitted). (C) 6.3 behandelt die Fragestellung, ob mit Hilfe höher auflösender Gelände- oder Höhenmodelle eine Unterscheidung zwischen natürlichen und künstlichen Senken zwecks kleinräumiger Untersuchungen möglich ist. Genutzt werden dazu die in 5.4 vorgestellten Parameter.

Die allgemeine Senkendetektion folgt in allen Teilen dem generellen Schema aus Kap. 5.

7.1 Abflusslose Hohlformen als Instrument in der Analyse glazial geprägter Landschaften

Die Detektionszellen wurden gezielt über die grundlegenden Parameter abgefragt, um in einem weiteren Schritt charakteristische Dichte-Verteilungsmuster für alle Einheiten festzulegen. Über diese konnten die Einzelbereiche klar gegeneinander abgegrenzt werden. Für jede Zelle wurden bei dieser Abfrage alle Senkenanteile gezählt, die in ein Raster fallen. Das bedeutet, dass größere Depressionen, die über mehrere Gebiete verteilt sind auch für jede Detektionszelle einzeln und somit auch mehrfach gezählt wurden. Die Summenwerte entsprechen also nur einer relativen Dichte und sind demnach höher als in der Realität.

Generell kann bereits aufgrund der Lokation der Zentroide festgestellt werden, dass die meisten Depressionen Schleswig-Holsteins im östlichen, weichselzeitlich geprägten Bereich vorliegen (Abb. 6-4).

Bei der Abfrage aller Hohlformen $\leq 250 \text{ m}^2$ ergab sich eine Dichte von bis zu 33 Senken/4 km^2 in den weichselzeitlichen Gebieten gegenüber den restlichen Gebieten mit niedrigen bis mittleren Werten von 1-3 Senken/4 km^2 (Abb. 7-1B).

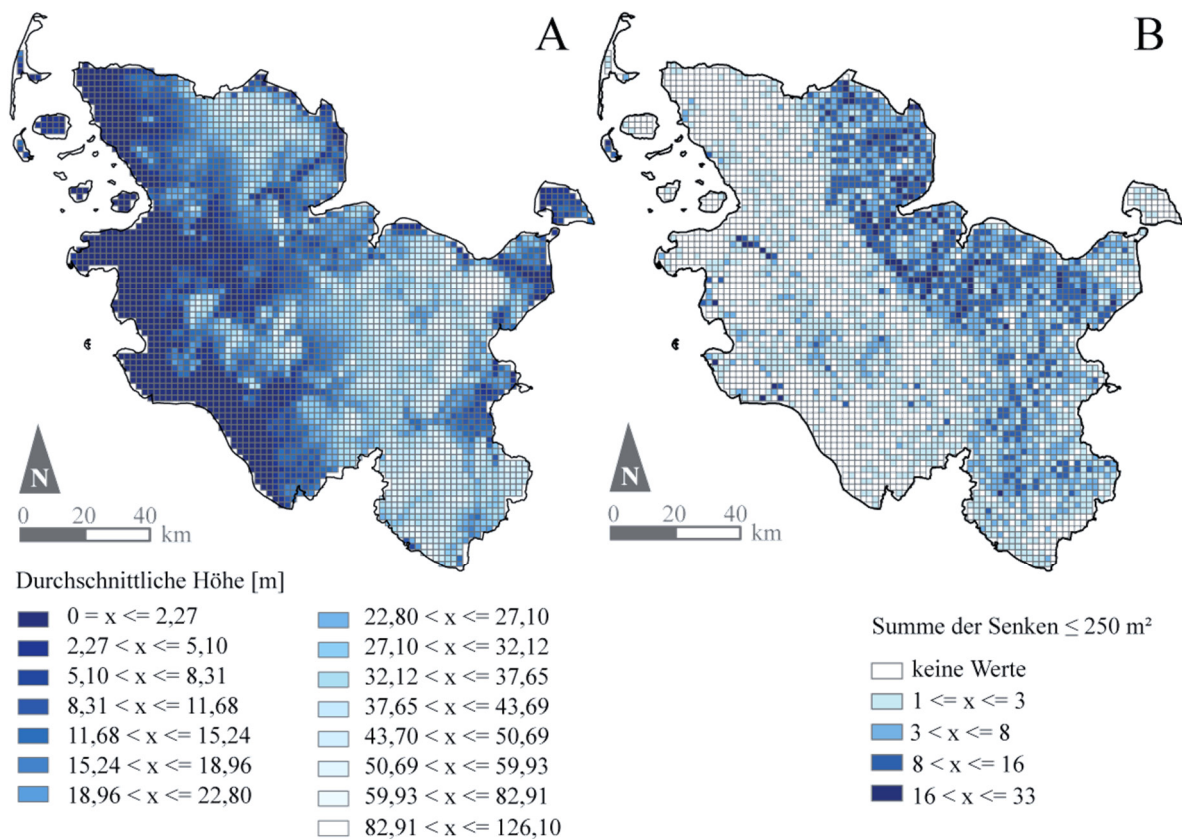


Abbildung 7-1: Abfrageergebnisse der Detektionszellen I. Mittlere Höhe jeder Detektionszelle (A) und Abfrage über die Summe von Senken $\leq 250 \text{ m}^2$ (B).

Werden nur die Hohlformen $> 250 \text{ m}^2$ betrachtet, zeigt sich eine Senkendichte von bis zu 44 Senken pro Zelle (Abb. 7-1B). Die jungeszeitlich geprägte Region des Hügellands (Abb. 1-3) konnte bereits durch diesen Parameter gegenüber den anderen Einheiten abgegrenzt werden.

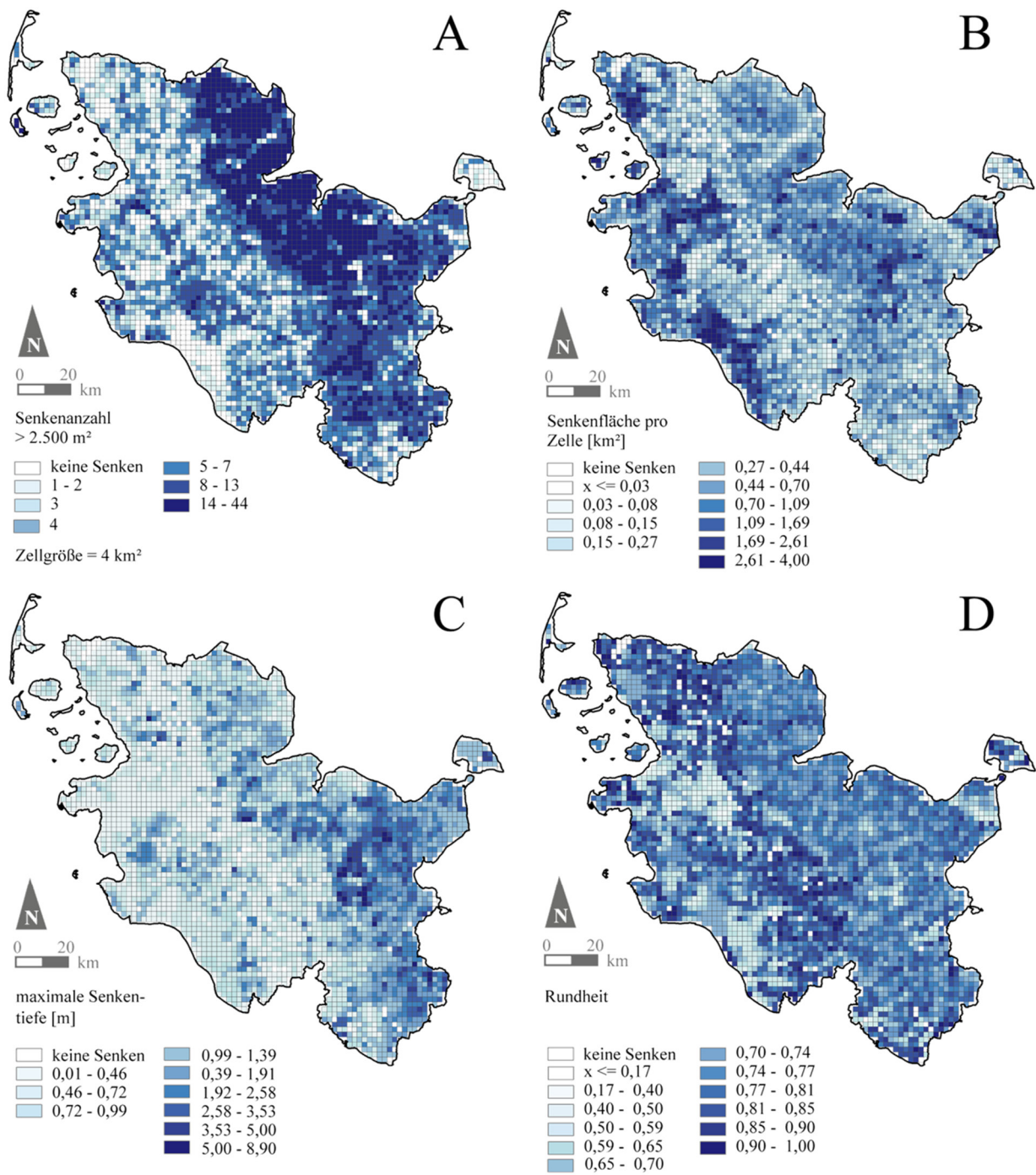


Abbildung 7-2: Abfrageergebnisse der Detektionszellen II. Anzahl der Senken pro Zelle (A), die mittlere Senkenfläche (B), die maximale Senkentiefe (C) und die mittlere Rundheit (Rundheit D).

Fast das gesamte Gebiet im Zentrum, im Süden und Westen des Untersuchungsgebiets zeigte hingegen große Spannweiten innerhalb der Parameter: Die Dichte reicht von 0 bis ≥ 14 Senken/Zelle. Dominiert wird der gesamte Bereich von Dichtewerten < 3 Senken/Zelle.

Die gesamte westliche Region, die Marsch, Hohe Geest und Vorgeest umfasst, kann jedoch weiter unterteilt werden in den 10-15 km breiten Streifen Marschland mit insgesamt niedrigen Werten und in ein schmales saalezeitliches Band zwischen Küste und Hochflächen der Jungmoränengebiete mit höheren Werten.

Die durchschnittliche Senkenfläche (arithmetischer Mittelwert pro Zelle) (Abb. 7-2B), liegt zwischen 0-4 km². Die höchsten Werte werden im westlichen Tiefland erreicht. Die geringsten Dichten werden im 20-30 km breiten Streifen der saalezeitlichen Sedimente und der NNW-SSE-orientierten weichselzeitlichen Periglazialfläche nachgewiesen. Sie zeigen Werte zwischen 0 und 0,2 km²/Zelle. Der gesamte Osten zeigt Werte im mittleren Bereich.

Die durchschnittliche maximale Senkentiefe (Abb. 7-2C) nimmt höhere Werte im östlichen und im nord-nordwestlichsten Teil des Untersuchungsgebiets an. Die Tiefländer im Westen weisen Tiefen im Zentimeterbereich auf, was in etwa auch den Werten des NNW-SSE-orientierten Bandes im Zentrum Schleswig-Holsteins entspricht. Nur die saalezeitlichen Geestflächen (Klasse „saalezeitliches Moränenmaterial“) erreichen durchschnittlich > 1 m Tiefe.

Die Ausprägung der durchschnittlichen Rundheit pro Zelle (Rundheit II) zeigt eine Dreigliederung des Untersuchungsgebiets (Abb. 7-2D). Die Marschlandregion weist inhomogene Durchschnittswerte von 0-0,91 auf, was sowohl sehr schlecht oder gar nicht (0) bis sehr gut gerundete (1) Depressionen umfasst. Große, schlecht gerundete Senkenflächen (0-0,7) dominieren im Bereich der Marsch. Das zentrale Band der saalezeitlichen und weichselzeitlichen Periglazialflächen ist von gut bis sehr gut gerundeten Hohlformen geprägt (0,71-0,99). Die Bereiche östlich des weichselzeitlichen Maximums weisen eine durchschnittliche Rundung auf (0,6-0,82).

Als zusätzlicher Parameter wurde die durchschnittliche Höhe des DEMs genutzt (Abb. 7-1A). Wie auch im DEM zu erkennen ist (Abb. 1-2), ist das Untersuchungsgebiet gegliedert in die Tiefebenen der Marschländer im Westen, die kaltzeitlichen Hochgebiete und die tiefer liegenden Periglazialgebiete der jüngsten Vereisungen zwischen den saalezeitlichen und weichselzeitlichen Endmoränen.

Weitere Abfragen umfassten die Durchschnittswerte der Hangneigung, des Senkenumfangs, der Elongation, der kleinsten Achsenlänge, der größten Achsenlänge, der Reliefenergie und der anderen Rundheitsfaktoren. Diese Parameter eigneten sich jedoch nicht für die weitere Differenzierung der Hohlformen, bzw. lieferten keine nennenswerten Zusatzinformationen gegenüber den vorgestellten Abfrageergebnissen.

Um herauszufinden, ob die verschiedenen Landschaftseinheiten durch gemeinsame Parameter und Formfaktoren geprägt und voneinander abzugrenzen sind, mussten gemeinsame Charakteristika der primären, topographischen DEM-Attribute und deren Derivate in Form gezielter Abfragen gefunden werden. Aus diesem Grund wurden Abfragen erstellt, die die einzelnen Einheiten der geologischen Karte Schleswig-Holsteins widerspiegeln (vgl. Tab 1).

Tabelle 1: Verwendete Abfragen zur Landschaftsklassifikation. Die entsprechenden Abfrageergebnisse sind Abb. 7-3B, bzw. C zu entnehmen.

Haupteinheit	Abfrage 1 (Durchschnittswert pro Zelle)	Abfrage 2 (Durchschnittswert pro Zelle)
1 Holozäne Ablagerungen (incl. Marschen und Moore)	Höhe < 2,2 m	Höhe < 2,2 m
2 Saalezeitliches Material, weichselzeitliches Periglazial (Sander und Schotterflächen)	Höhe > 2,2 m und Anzahl der Senken < 14 und $DIS_{max} \leq 2$ m und Senkenfläche > 0,6 km ² Ausschluss von Klasse 3	Höhe > 2,2 m und Anzahl der Senken < 14 und $DIS_{max} \leq 2$ m und Senkenfläche > 0,6 km ²
3 Moränenmaterial der Weichsel- zeit	Anzahl der Senken ≥ 6 und $DIS_{max} > 0,7$ m und Senkenfläche $\geq 0,19$ km ² und Rundheit I > 0,6	Höhe > 2,2 m Anzahl der Senken ≤ 250 m ² > 3 und Ausschluss von Klasse 2

Als jeweiliger Referenzwert der Klassen diente die vereinfachte geologische Karte (Abb. 7-3A) (Stephan 1998). Zur Generalisierung der Karte wurde vom gleichen Detektionsnetz ausgegangen und die jeweils größten Flächenanteile der geologischen Einheiten wurden

mit Hilfe des *Spatial Join*-Befehls erfasst. Zur weiteren Simplifizierung wurden einige Einheiten zusammengefasst (Tab. 1). Die Vereinfachung ergab die folgenden Klassen: Das holozäne Gebiet (holozäne marine und terrestrische Sedimente) (1), Die saalezeitlichen Moränengebiete inklusive der weichselzeitlichen Periglazialflächen und Sander (2) und die Einheit des weichselzeitlichen Moränenmaterials (3) (vgl. Nummerierung in Tab. 1).

Tabelle 2: Fehlermatrix bei der Verwendung der ersten Abfragekriterien (Abfrage 1 aus Tab. 1). Geologische Einheiten wurden in die drei Hauptklassen und nicht detektierbare Werte aufgeteilt.

	Klasse	Klassifikationsergebnisse					Hersteller- genauigkeit [%]
		Moränen- material der Weichselzeit	Saalezeitliches Material und weichsel- zeitliches Periglazial	Holozäne Ablagerungen	Nicht detektierbar	Summe	
Referenzwerte	Moränenmaterial der Weichselzeit	102	58	3	27	190	53,68
	Saalezeitliches Material und weichsel- zeitliches Periglazial	21	166	5	22	214	77,57
	Holozäne Ablagerungen	6	7	75	8	96	78,13
	Summe	129	231	83	57	500	69,79
	Nutzergen. [%]	79,07	71,86	90,36	—	80,43	68,60
	Zufallsübereinstimmung:	32,76%		Kappa-Koeffizient:		53,30%	

Zwei verschiedene Abfragen konnten eingegrenzt werden, die sich für die Einteilung in die drei Hauptgruppen eigneten. Die erste Abfrage enthielt nur die Senkendichte und -kriterien von Depressionen $> 250 \text{ m}^2$, während die zweite auch Informationen über Senken $\leq 250 \text{ m}^2$, also der typischen Toteisloch-Größe, beinhaltete (Tab. 2). In Abb. 7-3 sind die beiden Ergebnisse (B und C) im Vergleich zur simplifizierten Originalkarte (A) dargestellt. Um Doppelnennung entgegenzuwirken, wurde in der ersten Abfrage die Klassifikation einer Zelle als „saalezeitlich“ gegenüber einer Zuordnung als „weichselzeitlich“ bevorzugt. In Abfrage 2 wurde jedoch zu Gunsten einer höheren Übereinstimmung, die Einordnung zur Klasse „Moränenmaterial der Weichsel“ gewählt. Dies machte auch die Einordnung in

nominale Daten möglich (Landis & Koch 1977), die nur einfache Zuordnung besitzen dürfen, was schon deshalb notwendig war, weil die Fehlerkreuztabellen zur Überprüfung der Analyse keine Mehrfachnennungen tolerieren.

Die Abfragen zeigten schon deutliche Tendenzen dafür, dass die drei Haupteinheiten voneinander abgegrenzt werden können (Abb. 7-3). Um die Genauigkeit für diese Ergebnisse aber auch aufzuzeigen, wurde für die beiden Abfrageergebnisse eine Fehlermatrix nach Congalton (1991) angelegt (Kap. 5.2.2) (Tab. 2 und 3). Dies ist ein Standardverfahren für die Überprüfung diskreter Fernerkundungsdaten im Rahmen objektorientierter Klassifikationen (Lillesand et al. 2008). Beide Fehlermatrizen zeigen einen Kappa-Koeffizienten zwischen 50-60% an, was laut Landis & Koch (1977) einem moderaten Ergebnis entspricht.

Tabelle 3: Fehlermatrix bei der Verwendung der zweiten Abfragekriterien (Abfrage 2 aus Tab. 1). Geologische Einheiten wurden in die drei Hauptklassen und nicht detektierbare Werte aufgeteilt.

	Klasse	Klassifikationsergebnisse					Hersteller- genauigkeit [%]
		Moränen- material der Weichselzeit	Saalezeitliches Material und weichsel- zeitliches Periglazial	Holozäne Ablagerungen	Nicht detektierbar	Summe	
Referenzwerte	Moränenmaterial der Weichselzeit	132	25	3	30	190	53,68
	Saalezeitliches Material und weichselzeitliches Periglazial	31	150	5	28	214	77,57
	Holozäne Ablagerungen	1	7	75	13	96	78,13
	Summe	164	182	83	71	500	69,79
	Nutzergen. [%]	80,49	82,42	90,36	—	84,42	71,40
	Zufallsübereinstimmung: 31,23%			Kappa-Koeffizient: 58,41%			

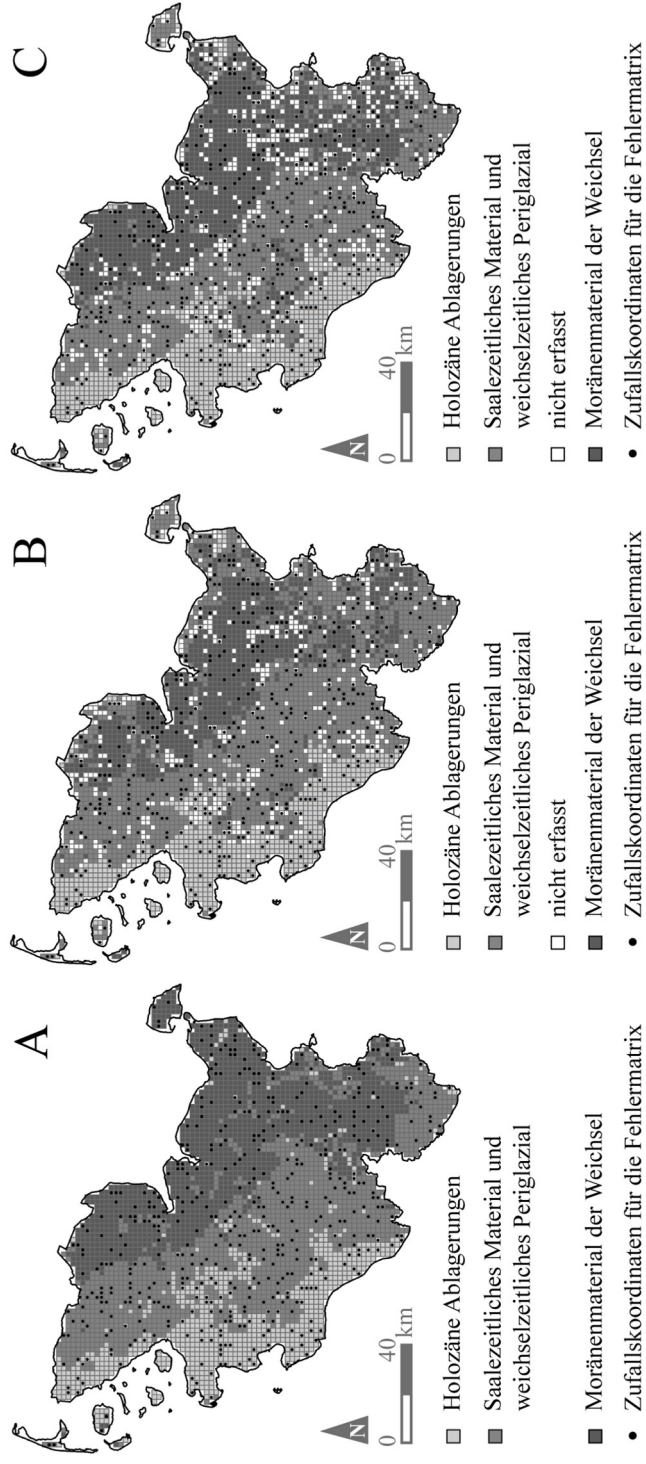


Abbildung 7-3: Klassifikationsergebnisse. Die vereinfachte geologische Karte (A) nach (Stephan (1998)) als Referenz zu den beiden Abfrageergebnissen. B: Abfrage 1, die die Senken $\leq 250 \text{ m}^2$ noch ausschließt. C: Abfrage 2, bei der das weichselzeitliche Moränenmaterial hauptsächlich über Hohlformen in Toteislochgröße definiert wird.

7.1.1 Weichselzeitliche Grundmoräne und Hochflächen (Klasse 1)

Die Klasse der weichselzeitlichen Grundmoräne und der großen Wasserflächen, die im Allgemeinen der Verteilung des Hügellandes entsprechen (Abb. 1-3), konnte durch folgende Kriterien mit einer Herstellergenauigkeit von 53,68 % (Tab. 1, Abfrage 1) abgegrenzt werden: Senkenanzahl/4 km² ≥ 6, durchschnittliche maximale Senkentiefe > 7 m, Senkenfläche/Zelle ≥ 0,19 km² und Rundheit > 0,6. Die Nutzergenauigkeit der Einheit liegt laut der verwendeten Zufallskoordinaten bei dieser Klassifikation bei 79,07%, die Gesamtgenauigkeit bei 68,60% (Tab. 2). Depressionen der typischen Toteisloch-Größe wurden in dieser Abfrage noch vernachlässigt. Es zeigte sich, dass eine hohe Dichte an Hohlformen als typisches Kriterium weichselzeitlicher Gebiete gesehen werden kann. Innerhalb der Hochflächen wurden Werte von bis zu 44 Hohlformen/Zelle erreicht. Diese Tendenz zeigte sich bereits in der Verteilung der Zentroide und Senkenflächen.

Eine hohe Senkendichte spiegelte sich für Senken einer Größe ≤ 250 m² wider (Abb. 7-1). Wird dieser Umstand als Hauptkriterium der Klassifikation (Dichte der Hohlformen ≤ 250 m² > 3) zusammen mit topographischen Informationen berücksichtigt (Abfrage 2), werden eine Herstellergenauigkeit von fast 70% und eine Nutzergenauigkeit von über 80% erreicht (Tab. 3). Das heißt, dass diese Einheit im Direktvergleich zur Referenzklasse zu 69,47% korrekt zugeordnet werden konnte und dass > 80% der Detektionszellen korrekt erfasst werden können.

7.1.2 Saalezeitliche Sedimente und Material der jungeszeitlichen Vorebenen (Klasse 2)

Die kleinsten Senken lagen im Bereich des saalezeitlichen Materials und der weichselzeitlichen Sanderebenen und deren Vorfeldern. Die Hohlformendichte von Strukturen > 250 m² zeigte Werte ≤ 13/4km². Dieser Abfragewert ist jedoch nur als oberes Maß zu sehen. Durch die heterogene Verteilung lagen die Werte in einigen Bereichen auch bei < 1-2 Senken/Zelle. Im Bereich des weichselzeitlichen Periglazialraums wurden gute bis sehr gute durchschnittliche Rundungsfaktoren erreicht (Abb. 7-2D).

Mit den Kriterien Senkendichte < 14/4 km², einer maximalen Senkendurchschnittstiefe ≤ 2 m und einer durchschnittlichen Gesamtsenkenfläche von ≥ 0,6 km² konnte die

Klasse „Saalezeitliches Material und weichselzeitliche Periglazialablagerungen“, die der Verteilung der Geestflächen entspricht, eingegrenzt werden. Wie auch bei Klasse „Weichselzeitliche Grundmoräne und große Wasserflächen“ sind auch diese Werte jedoch nicht als absolute Ober- und Untergrenzen der tatsächlichen Werte zu sehen, sondern als Richtwerte für die Abfragekriterien. Mit diesen Limitierungen und dem Ausschluss von Senken $\leq 250 \text{ m}^2$ konnte die Einheit mit einer Nutzergenauigkeit von 71,86% und einer Herstellergenauigkeit von 77,57% bestimmt werden (Abfrage 1, Abb. 7-2B). Werden dieselben Abfragekriterien eingesetzt und dabei die Senken $\leq 250 \text{ m}^2$ für die Detektion der jüngeren Hochflächen eingeschlossen, wird die Klasse „Saalezeitliches Material und weichselzeitliche Periglazialablagerungen“ sogar mit einer Nutzergenauigkeit von 82,42% und einer Herstellergenauigkeit von 70,09% eingegrenzt (Abfrage 2, Abb. 7-2C). Es wurden so zwar weniger Zellen innerhalb der Klasse richtig erfasst, jedoch wurden die detektierten Zellen in höherem Maße richtig zugeordnet.

Eine Differenzierung zwischen saalezeitlichen Gebieten und den Sandern und Vorländern der jüngeren Vereisungen anhand der Hohlformen war jedoch schwierig, da die entsprechenden Charakteristika sehr ähnlich sind. Eine Möglichkeit, die Klasse weiter in Untergruppen zu gliedern ist die optische Beurteilung der allgemeinen Durchschnittseigenschaften (Abb. 7-2, Abb. 7-2D). Dazu können z.B. Rundheit oder primäre topographische Attribute wie die durchschnittliche Hangneigung des DEM genutzt werden.

7.1.3 Holozäne Sedimente (Klasse 3)

Die Gemeinsamkeiten der Senken im Marschgebiet sind große Flächen, schlechte Formfaktoren ($< 0,7$) und Flachheit. Nur wenige Zellen zeigten Werte $< 50 \text{ cm}$ (Abb. 7-2C).

Da es sich bei den Marschen um Tiefländer handelt, ist die Einheit am besten über eine Höhenlimitierung von $< 2 \text{ m NN}$ einzugrenzen. Mit dieser Einschränkung wurde die Einheit mit einer Herstellergenauigkeit von 78,13% und einer Nutzergenauigkeit von 90,36% eingegrenzt (Abb. 7-3A, Tab. 2 und 3). Wird die Einheit über eine mittlere Höhe $< 3 \text{ m NN}$, eine mittlere Hangneigung $\leq 0,45^\circ$, eine mittlere Senkentiefe von $\leq 1 \text{ m}$ eingegrenzt, wird sogar eine Nutzergenauigkeit von 92,75% erreicht. Der Nachteil ist jedoch, dass durch die Heterogenität der Depressionsentstehung über 50% aller Senken nicht erfasst werden, was zu Lasten der Herstellergenauigkeit geht.

7.2 Senken als Anzeiger von Neotektonik und rezenter Krustenbewegung oder „nur“ Toteislöcher?

Insgesamt wurden anhand der DEM-Daten 39.268 Hohlformen innerhalb des Untersuchungsgebiets Schleswig-Holstein detektiert. In diesem Kapitel soll geklärt werden, inwieweit die Verteilungsmuster der Depressionen mit geologischen Gegebenheiten in Verbindung gebracht werden können. Im Gegensatz zu 6.1 werden die Senken jedoch nicht qualitativ erfasst, sondern anhand ihrer Verteilung differenziert.

7.2.1 Senkenverteilung und Eisvorstöße

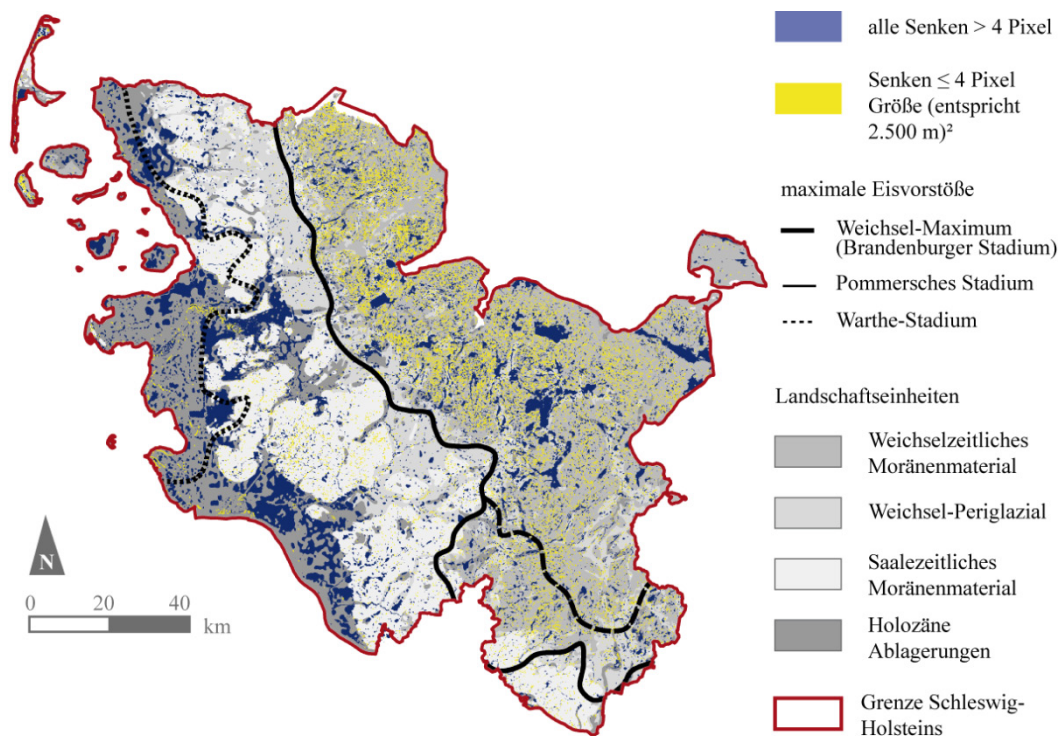


Abbildung 7-4: Lage der Depressionen differenziert nach den geologischen Haupteinheiten (Stephan 1998). Der östliche, weichselzeitlich geprägte Moränenbereich ist dominiert von kleinräumigen Senken ≤ 4 Pixeln, bzw. einer Fläche von 10.000 m² (gelb). Eisrandlagen: Ehlers et al. (2004).

Wie Abb. 7-4 zeigt, ist der östliche Teil des Bundeslandes mehr als die anderen Gebiete von kleineren Hohlformen kleiner oder gleich vier Pixeln Größe dominiert (im Bild gelb). Von insgesamt 39.268 detektierten Senken konnten 25.095 Hohlformen identifiziert werden, die die Größenkriterien für Toteislöcher erfüllen, also $\leq 10.000 \text{ m}^2$ groß sind (Abb. 7-4). Verglichen mit den geologischen Großeinheiten, die in etwa die naturräumliche Gliederung abbilden, sind diese Formen zu großen Teilen auf die Bereiche des Hügellandes östlich des weichselzeitlichen Maximums beschränkt.

Im Vergleich zum Osten wiesen die holozän- und saalezeitlich geprägten Marsch- und Geestgebiete eine wesentlich geringere Dichte dieser Kleinformen auf.

7.2.2 Senkenverteilung, Tunneltäler und Subsidenz

6.094 Depressionen wurden eingegrenzt, die übereinstimmende Rinnen- und Senkenverortung zeigen. Grundbedingung für die Erfassung war, dass mindestens $\frac{3}{4}$ der Senkenfläche mit den Rinnengebieten übereinstimmen. 2.424 dieser Hohlformen sind größer als 10.000 m^2 und somit außerhalb der typischen Toteis-Größe (Abb. 7-5). Potentielle Ursache für diese Strukturen sind subglaziale Rinnen.

Wie Abb. 7-5 zeigt, sind subglaziale Rinnen, bis auf den nördlichen Teil des Untersuchungsgebiets, über das ganze Bundesland verteilt. Auffällig ist die räumliche Übereinstimmung der Rinnen mit vielen großen Senken im Westen, sowie mit den flächenmäßig größeren Formen im Osten.

Im Rahmen der Untersuchung zu möglicher Kopplung zwischen Rinnen und Senken ist es sinnvoll, rezente Subsidenzgebiete mit einzubeziehen, da Hohlformen, die mit Tunneltälern assoziiert werden in der Abfrage häufig mit Depressionen in Subsidenzgebiete übereinstimmen. 20.119 Hohlformen wurden ausgewiesen, die innerhalb von Subsidenzgebiete liegen (Abb. 7-6). Von diesen Strukturen wurden Senken mit einem Durchmesser unter 100 m ausgeschlossen, was mit 4 Rasterpixeln gleichzusetzen ist. Diese Größe entspricht Toteislöchern oder andere Taufornen. Unter deren zusätzlichem Ausschluss konnten 7.442 Negativstrukturen an der rezenten Oberfläche identifiziert werden, die potentiell mit Subsidenzgebieten in Zusammenhang stehen.

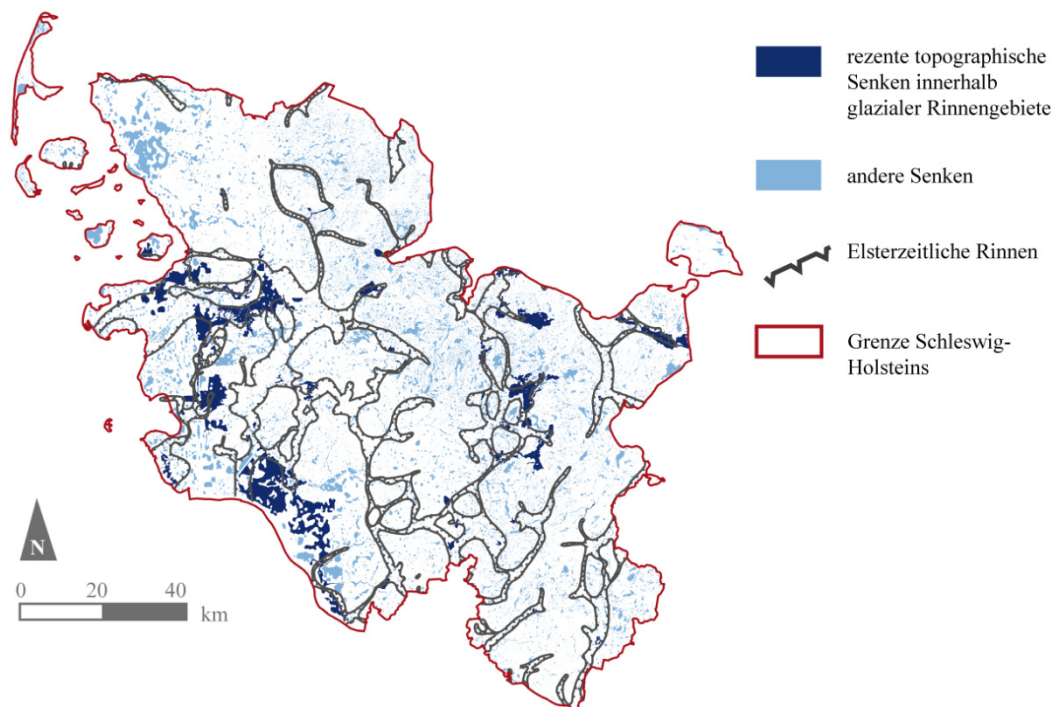


Abbildung 7-5: Hohlformen, die potentiell mit der Verortung von Tunneltälern in Verbindung gebracht werden können. Auffällig ist die Dominanz großer Senkenflächen innerhalb dieser Subglazialrinnen. Tunneltäler nach Hinsch (1991) und Stackebrandt et al. (2001b).

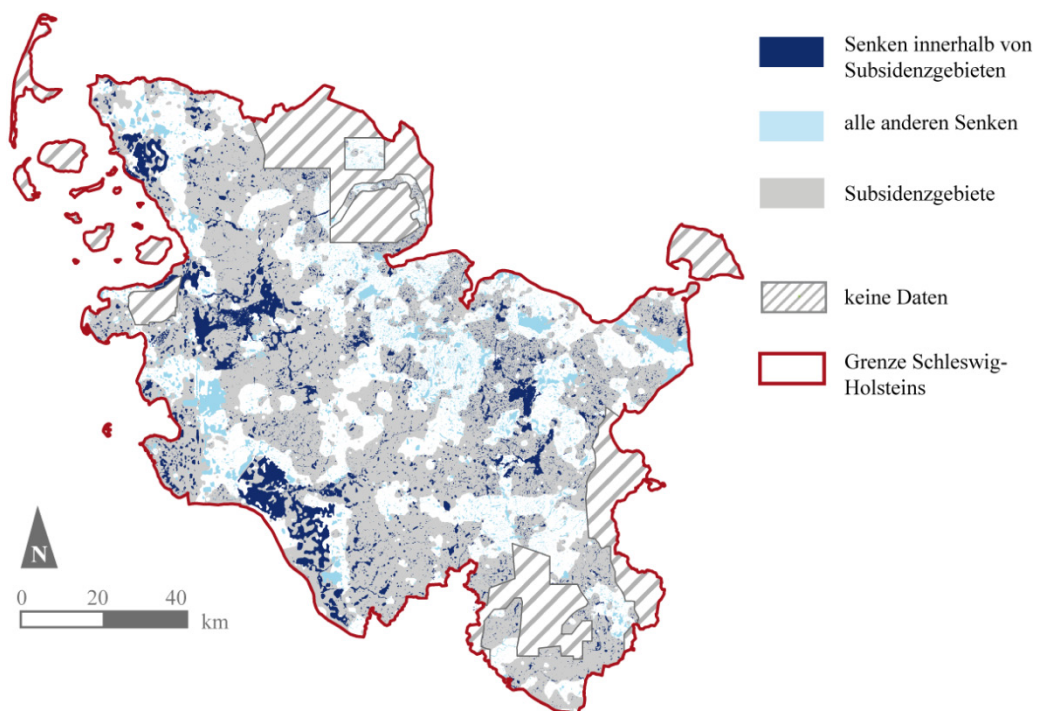


Abbildung 7-6: Depressionen innerhalb von Subsidenzgebieten, bzw. Senken, deren Genese potentiell auf Subsidenz zurückzuführen ist. Subsidenzgebiete nach Lehné & Sirocko (2010).

7.2.3 Senkenverteilung und Störungssysteme

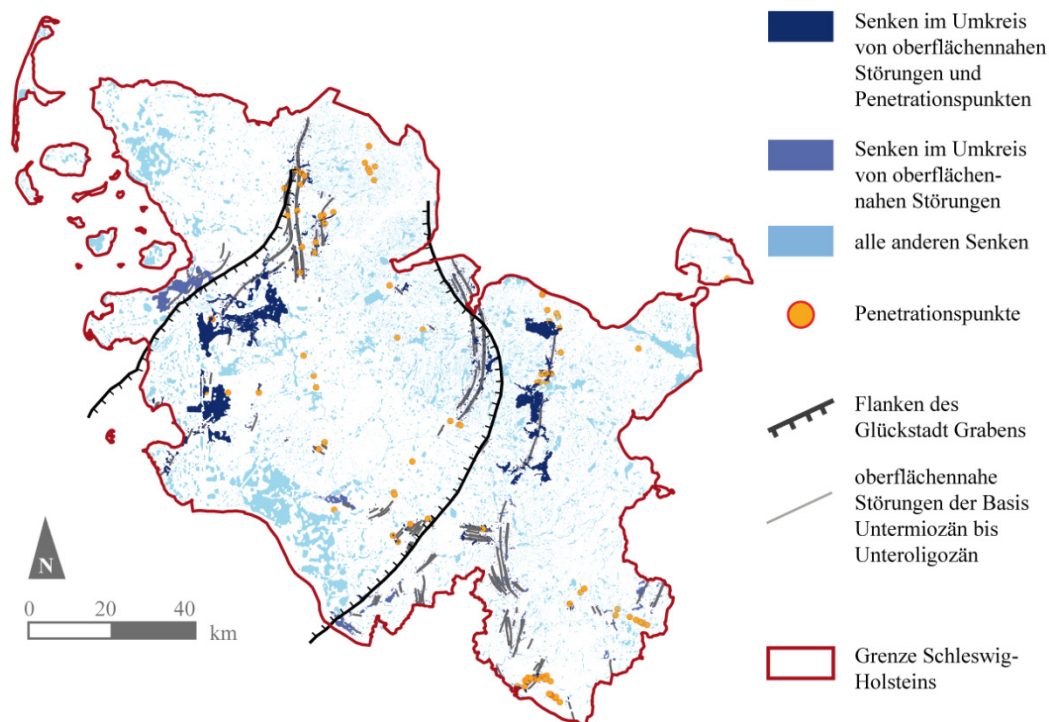


Abbildung 7-7: Senken, die potentiell mit Störungsstrukturen in Verbindung stehen. Gewählt wurden oberflächennahe Störungen ab der Tiefe des Mitteloligozäns. Störungen aus Baldschuhn et al. (2001), Penetrationspunkte aus Lehné (2005).

Alle Senken, die innerhalb eines 1 km breiten Puffers um Störungen verortet sind, wurden mittels einer Abfrage erfasst. Einbezogen wurden Störungen ab der Basis Untermiozän. Insgesamt wurden 4.144 Hohlformen identifiziert, die dieses Kriterium erfüllten (Abb. 7-7). Davon lagen 1.195 Senken innerhalb der Pufferzone, deren zugehörige Störungen jedoch keine Anbindung zu Penetrationspunkten zeigten (Abb. 7-7, mittelblau). Nur 565 dieser 1.195 Strukturen sind größer als 4 Pixel, also über der oben erwähnten, potentiellen „Toteislochgröße“.

2.951 detektierte Objekte sind zusätzlich mit oberflächennahem Ausstreichen von Störungen assoziiert (dunkelblau). 1.096 dieser Senken haben eine Fläche > 4 Pixel, stehen also potentiell mit oberflächennahen Störungen in Verbindung.

7.2.4 Holozäne Gebiete als Sonderfall rezenter Krustenbewegungen

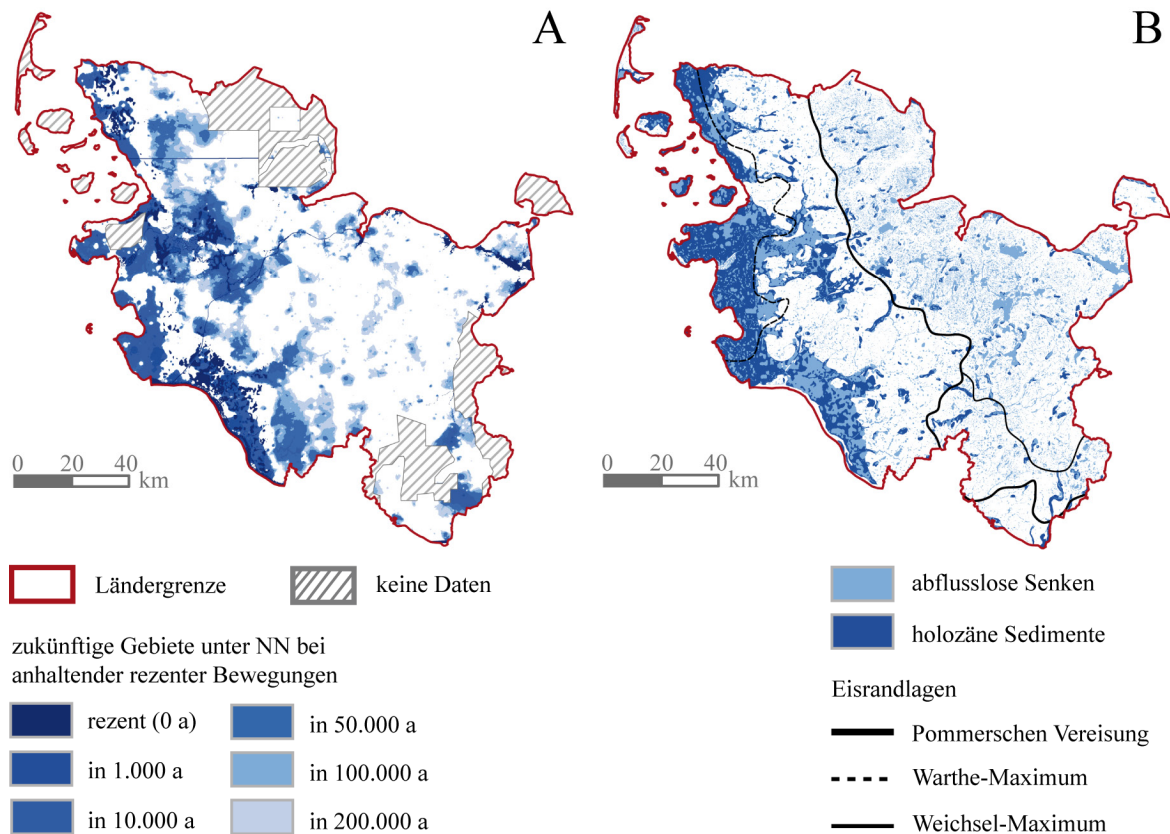


Abbildung 7-8: Potentielle Bewegungen unter NN für die nächsten 200.000 Jahre im Vergleich zur räumlichen Verteilung holozäner Sedimente und zur Lage natürlichen Depressionen. Daten nach Ehlers et al. (2004), Lehné & Sirocko (2010), und Stephan (1998).

In Abb. 7-8 sind die Oberflächenprognosen für die Topographie in 1.000, 10.000, 50.000, 100.000, bzw. 200.000 Jahren dargestellt. Über die Berechnung der topographischen Veränderung wurde, auf lange Zeitskalen berechnet, letztlich eine Oberfläche erreicht, deren Bild dem Verteilungsmuster der rezenten Bewegungen entspricht. Dargestellt sind nur diejenigen Bereiche, die im Lauf der nächsten 200.000 Jahre potentiell eine Lage unter dem Meeresspiegel einnehmen würden. Bei der Prognose für 200.000 Jahre handelt es sich demnach auch um die Ausweisung aller Subsidenzgebiete.

Auffällig ist, dass die Subsidenzbereiche vor allem an der Westküste ausgeprägt sind, in denen holozäne Sedimente die Geologie dominieren (Abb. 7-8A). Wie Abb. 7-2B zeigt, liegen alle großflächigen Senkengebiete im Westen innerhalb dieser holozänen Sedimente

(Abb. 7-8B). Wie auch in 6.2.2 ausgeführt, stimmen viele der großen Strukturen mit rezenten Abwärtstrends der Oberfläche überein.

7.3 Senken-Klassifikation mittels Formfaktoren

Nach der Bearbeitung des Teilprojekts Amelinghausen (vgl. Kap. 5.1.2, 5.2.2 und Abb. 5-4

Nachdem alle Senkenparameter räumlich mit Polygonen verschnitten wurden (vgl. 5.4), konnten für die Klassifikation der Senken die in Tab. 4 aufgeschlüsselten Schwellwerte ermittelt werden. Die sich aus dieser Abfrage ergebenden Klassen-Einteilungen der Einzelsenken sind Abb. 7-9 zu entnehmen.

Die Einteilung geht auf die in 5.4 erläuterte Einteilung der Formfaktoren zurück. Klasse 1 umfasst alle Senken ≤ 3 Pixeln. Dass in diesem Fall Senken einfach nach Größe klassiert wurden, ist damit zu begründen, dass alle Senken < 4 Pixeln nur ein geringes Repertoire an Formen annehmen können und daher im Rahmen der Abfragen immer die gleichen Werte annehmen. Außerdem werden Quadrate, also z.B. Einzelpixel, immer als rundes Objekt erkannt, was aufgrund der Auflösung der Daten für kleinere Objekte jedoch kein gesichertes Anzeichen für tatsächliche Rundheit im Gelände ist. Diese Formen sollten aufgrund dessen von allgemeinen Abfragen ausgeschlossen werden und in einer eigenen Klasse erfasst werden (vgl. dazu auch Abb. 9-1 und Kap. 9.3). Mit einer Anzahl von 6.956 fielen fast $\frac{3}{4}$ aller Senken in diese Klasse. Wenn jedoch alle quadratischen Einzelpixel als rund bezeichnet werden und sie als potentiell natürlich klassifiziert würden, umfasste Klasse 1 zusätzlich 5.504 runde Objekte, weshalb, gemessen am Gesamtdatensatz, 59,02% aller Senken zusätzlich als rund und somit als potentiell natürlich bezeichnet würden.

Klasse 2 umfasst längliche Formen, die für geringe Rundheit (s. Tab. 4) und eine Streckung der Form stehen. Wie in Abb. 7-9 zu sehen, können mit diesen Kriterien Fließgewässer und Altarme eingegrenzt werden.

Klasse 3 umfasst potentiell natürliche Senken. In diese Einheit fallen Objekte mit guter Rundung sowie geringer Elongation und Exzentrizität. 663 Senken gehören dieser Klasse an.

Tabelle 4: Schwellwerte zur Senken-Klassifikation.

Klasse	Schwellwerte	Anzahl	% ges.	% > 3Pixeln
1	Senken mit einer Fläche ≤ 3 Pixel	7603	81,51	—
2	Potentielle Fließgewässer „Fläche“ > 3 und „Rundheit II“ $\leq 0,6$ und „Formfaktor I“ ≥ 1 und „Elongation“ ≥ 2 und „Exzentrizität“ $\geq 0,8$	340	3,65	19,73
3	Potentiell glaziale Senken 1 „Fläche“ > 3 und „Rundheit II“ $> 0,6$ und „Formfaktor I“ ≥ 1 und „Elongation“ < 2 und „Exzentrizität“ $< 0,8$ Ausgeschlossen wird Klassen-Nr. 2	663	7,11	38,48
4	Potentiell glaziale Senken – Entscheidung im Einzelfall notwendig „Fläche“ > 3 und „Rundheit“ $> 0,5$ und „Formfaktor I“ > 2 und „Elongation“ $> 1,6$ und „Exzentrizität“ $> 0,9$ und Ausgeschlossen werden Klassen-Nr. 2 und 3	5	0,05	0,29
5	Potentiell künstliche Senken 1 „Rundheit I“ $< 0,75$ und $> 0,55$ „Rundheit II“ $> 0,5$ und $< 0,7$ Ausgeschlossen werden Klassen-Nr. 2 bis 4	47	0,5	2,73
6	Potentiell künstliche Senken 2 „Formfaktor I“ $\geq 0,8$ und Ausgeschlossen werden Klassen-Nr. 2 bis 5	106	1,13	6,15
7	Potentiell noch natürliche Senken 1 „Formfaktor I“ $< 0,8$ und Ausgeschlossen werden Klassen-Nr. 2 bis 5	158	1,69	9,17
8	Potentiell noch glaziale Senken 2 „Rundheit II“ $> 0,7$ und „Formfaktor I“ $< 1,5$ Ausgeschlossen werden Klassen-Nr. 1 bis 7	87	0,93	5,05
9	Potentiell künstliche Senken 3 Klasse = 0 und Elongation $> 2,5$ und Formfaktor I $< 1,6$ Ausgeschlossen werden Klassen-Nr. 1 bis 8	122	1,13	7,08
10	Potentiell glaziale Senken Rundheit I $> 0,7$ und Rundheit I $< 1,3$ Ausgeschlossen werden Klassen-Nr. 1 bis 9	4	0,04	0,23
11	Potentiell künstliche Senken 3 Ausgeschlossen werden Klassen-Nr. 1 und 10	191	2,05	0,12

Nicht alle tatsächlich natürlichen Senken sind absolut rund. Um das auszugleichen, umfasst Klasse 4 auch Objekte, die zwar im Mittel eine schlechte Rundung aufweisen

(Rundheit I), aber dennoch ein gutes Verhältnis der Fläche zur Formel $\pi \times r^2$ zeigen (Rundheit II). Die Klasse umfasst 5 Objekte.

Klasse 5 beinhaltet potentiell künstliche Senken. Dies können sowohl Fehler innerhalb der Datenbasis, künstlich angelegte Senken als auch Gruben sein. Die gewählten Kriterien setzten sich zusammen aus Rundheit I und Rundheit II, wodurch Objekte geringer Rundung erfasst werden.

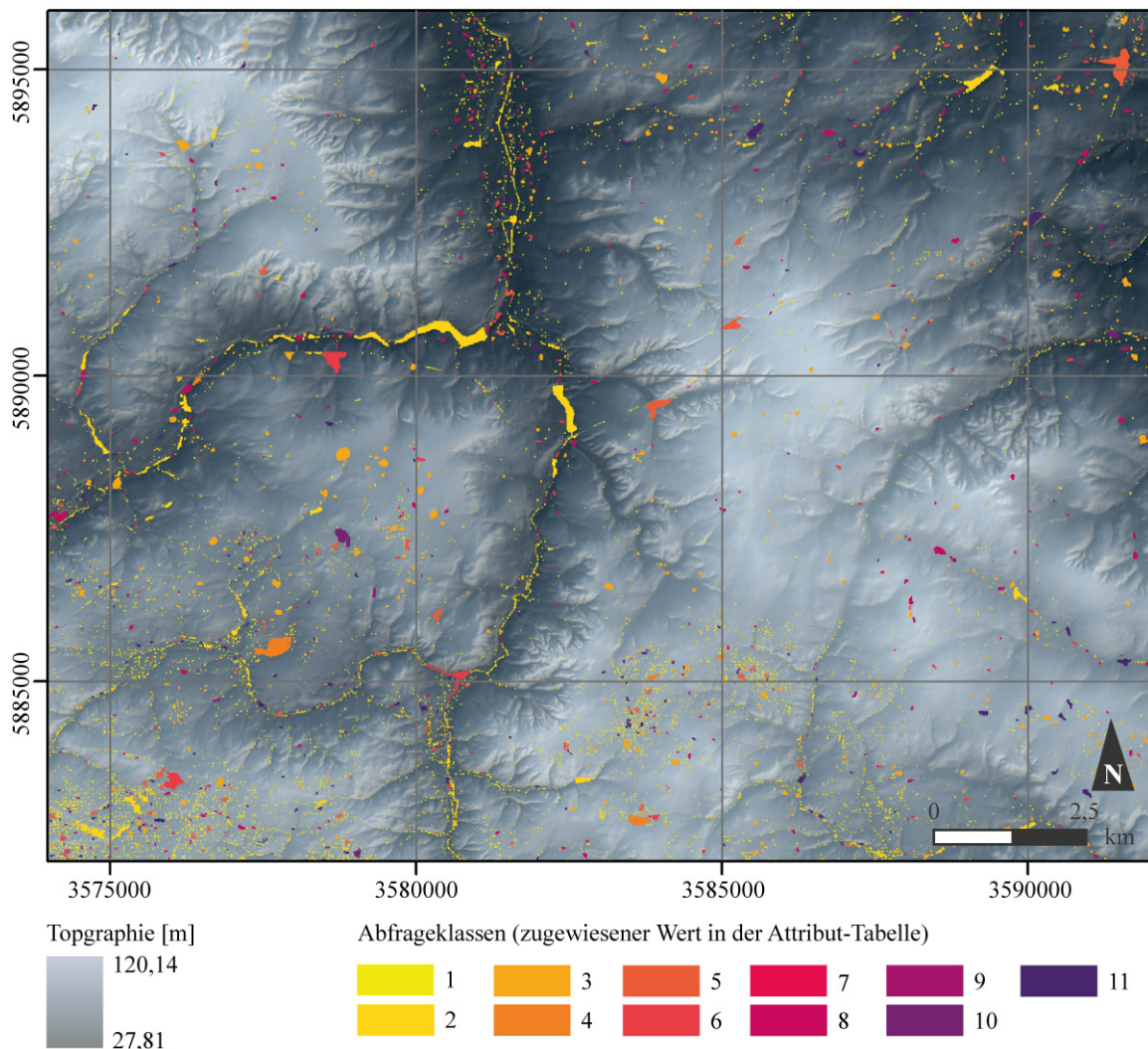


Abbildung 7-9: Alle klassifizierte Werte in den neun Originalklassen. Die Klassenzuordnung entspricht der in Tab. 4 zugeordneten Nummerierung. Das Projektgebiet umfasst die in Abb. 5-4 dargestellte Region um Amelinghausen in Nordniedersachsen.

Klasse 6 setzt sich zusammen aus den restlichen Senken, die bei allen Abfragen zuvor noch nicht eingeschränkt werden konnten. Mit dem Kriterium Formfaktor $\geq 0,8$ würden normalerweise runde Objekte detektiert werden, diese wurden jedoch zuvor schon herausgefiltert. Es bleiben demnach für die Abfrage nur solche Objekte übrig, die optisch nicht eindeutig als rund zu bezeichnen sind.

Die Klassen 7 und 8 umfassen Objekte, die eine gewisse Rundheit aufweisen, jedoch nicht eindeutig als rund zu bezeichnen sind. Besonders durch die kleinen Gebiete, die die Objekte einnehmen, können die Depressionen nicht ohne zusätzliche Überprüfung als natürliche Senken eingeordnet werden.

Klasse 9 bis 10 beinhalten Formen, die keinem der Abfragekriterien 1 bis 8 zugeordnet werden können. Die Senken ließen sich mittels der Elongation und der Rundheitsfaktoren in drei weitere Klassen unterteilen, von denen zwei künstliche Senken umfassen. Klasse 11 lässt jedoch keine genaue Definition zu. Die beinhalteten Formen könnten zum Teil noch natürlich sein, weisen jedoch eine stark zerklüftete und teils angulare Form auf.

Tabelle 5: Summe aller erfassten Klassen

Potentiell glazigene Senken	Potentiell noch glazigene Senken	Künstliche Senken	Fließgewässer	Nicht einbezogen
Klasse 3 663	Klasse 4 5	Klasse 5 47	Klasse 2 340	Klasse 1 7603
Klasse 10 4	Klasse 7 158	Klasse 6 106		
	Klasse 8 87	Klasse 9 122		
		Klasse 11 191		
667	250	1.066	340	7603
Zusätzlich Einzelpixel 5.504				
6.171				

Es zeigte sich, dass wenige Parameter ausreichen um die Formen in verschiedenen Klassen zu gliedern. Dazu zählen Rundheit I, Rundheit II, Formfaktor I, Elongation und Exzentrizität. Die Parameter Formfaktor II oder Achsenlänge waren nicht notwendig, um eine sinnvolle Einteilung zu erreichen. Diese Abfragen ergaben keine zusätzliche Information.

8 Interpretation

8.1 Abflusslose Hohlformen als Instrument in der Analyse glazial geprägter Landschaften

8.1.1 Weichselzeitliche Grundmoräne und Hochflächen (Klasse 1)

Die Verortung der Senken-Zentroide zeigt bereits eine klare Kopplung an die einzelnen Landschaftseinheiten: Die höchste Dichte natürlicher Depressionen liegt innerhalb der weichselzeitlichen Hügelländer. Die Jungmoränenlandschaften weisen für Senken $\leq 250 \text{ m}^2$ mit 6-44 Depressionen pro Zelle die größte Senkendichte aller Landschaftseinheiten auf (Abb. 7-2A).

Mit den in Abfrage 1 festgelegten Parametern (Tab. 1), die Senken in potentieller Toteislochgröße ausschließen, kann die Einheit bereits mit einer Produktionsgenauigkeit von $>50\%$ und einer Nutzergenauigkeit von 80% räumlich begrenzt werden.

Auffällig ist diese hohe Dichte besonders für die Verteilung der Senken $\leq 250 \text{ m}^2$ (Abb. 7-1 B). Durch die in Abfrage 2 (Tab. 1) definierten Einschränkungen können die Jungmoränenlandschaften mit einer Herstellergenauigkeit von fast 70% und einer Nutzergenauigkeit von $>80\%$ eingegrenzt werden (Tab. 3). Das heißt, dass die Klasse im Vergleich zur Referenzklasse, also der geologischen Karte mit $69,47\%$, korrekt klassifiziert werden kann und dass über 80% aller Zellen korrekt zugeordnet werden können (Abb. 7-3).

Die Ergebnisse zeigen, dass im Besonderen kleine Senken charakteristisch für Jungmoränenlandschaften sind. Die hohen Maximaltiefen (Abb. 7-2C) und die hohe Senkenanzahl sind typisch für die Gebiete, die seit ihrer Entstehung einer kürzeren Erosion unterlagen, also den Arealen östlich der maximalen weichselzeitlichen Vereisungsgrenze.

Besonders die hohe Senkendichte $\leq 250 \text{ m}^2$ untermauert Aussagen früherer Publikationen: Die Verortung von Toteislöchern korreliert direkt mit periglazialen Einflüssen in Bereichen ehemaliger Grundmoränen. Die Ergebnisse zeigen, dass diese Information als Instrument genutzt werden kann, um Jungmoränenlandschaften einzugrenzen und potentielle Eisvorstoß-

grenzen einschätzen zu können. Lediglich Gebiete mit geringer Reliefenergie, wie z.B. die Insel Fehmarn, konnten schwer in die Abfrage eingeschlossen werden. Dies kann damit zusammenhängen, dass die ohnehin flacheren Senken in diesen Bereichen zu schnellerer Verfüllung neigen, als jene in den hügeligeren Moränenbereichen.

Die gewonnenen Ergebnisse zeigen, dass besonders kleine Hohlformen typisch für die Hochflächen jüngerer Vereisungsphasen sind (vgl. auch Abb. 8-1).

Einige Bereiche des östlichen Tieflands, größere Wasserflächen und Flussmündungen können mittels der verwendeten Abfragekriterien nicht eingegrenzt werden. Dies ist damit zu begründen, dass diese wesentlich größeren Strukturen, die im Detektionsnetz große Flächen aber eine niedrige Senkendichte aufzeigen, anderen Ursprungs sind. Häufig gehen diese Hohlformen auf Tunneltäler zurück, die sich heute noch auf der Oberfläche durchpausen (Kap. 6.2) (vgl. Ehlers et al. 2004, Garetsky et al. 2001, Stackebrandt et al. 2001b, Stackebrandt 2009). Diese Senken können daher nicht in eine Abfrage für Kleinformen eingeschlossen werden. Die entsprechenden Lücken im Detektionsnetz lieferten jedoch Hinweise auf eine entsprechend andere Genese, was z.B. für Vorstudien genutzt werden kann.

8.1.2 Saalezeitliche Sedimente und Material der jungeszeitlichen Vor- ebenen (Klasse 2)

Im Bereich der Geest, die die saalezeitlichen Flächen und die weichselzeitlichen Periglazialebenen und deren Vorfelder umfasst, sind die kleinsten Senken verortet (vgl. auch Abb. 7-2B). Die Größen lassen den Schluss zu, dass es sich um kryogene oder äolische Formen handelt (Kap. 4.1). Die Senkendichte dieser Bereiche ist kleiner oder gleich 13 Depressionen pro Zelle (4 km²).

Die Depressionen dieser Klasse zeigen gute Rundungswerte, was auf die Verfüllung der Senken mit feinem Material (meist Sandgröße) innerhalb der weichselzeitlichen Periglazialflächen, bzw. auf länger währende Erosion im Bereich der Altmoränenlandschaften und der Vorländer der letzten Vereisung zurückzuführen ist. Die hohen Rundungswerte sind ein Beleg dafür, dass topographische Depressionen unter Einfluss von Erosion, Verfüllung und Ein-ebnung dazu neigen in rundere Formen überzugehen, während Hohlformen in Jungmoränenlandschaften meist tiefer in die Oberfläche eingeschnitten sind und geringere Rundheitswerte aufweisen (Abb. 7-2C und D). Aus demselben Grund weist die Klasse der saalezeitlichen Gebiete und weichselzeitlichen Vorländer auch nur Senkenflächen im mittleren Größenbereich auf (Abb. 7-2B); die Hohlformen sind generell flacher als die topographischen Depressionen der weichselzeitlich geprägten Hügelländer im Osten. Die zusammengesetzte Klasse lässt sich

gut eingrenzen durch eine Senkenanzahl < 14 pro Zelle, eine durchschnittliche Maximaltiefe von ≤ 2 m und durch eine durchschnittliche Senkenfläche von $\geq 0,6$ km². Mit diesen Vorgaben kann die Klasse mit einer Nutzergenauigkeit von 71,86% und einer Herstellergenauigkeit von 77,57% eingeschränkt werden, insofern Senken ≤ 250 m² ausgeschlossen werden. Mit Abfrage 2, die gerade diese kleinen Senken einbezieht, werden sogar 82,42, bzw. 70,09% erreicht (Tab. 2 und 3).

8.1.3 Holozäne Sedimente (Klasse 3)

Innerhalb der Marschen entlang der Westküste und der Elbe sind neben den großen Wasserflächen der jungeszeitlichen Hochflächen die ausgedehntesten Hohlformen des Untersuchungsgebiets verortet. In vielen Fällen erstrecken sie sich über mehrere Detektionszellen und können eine Erstreckung von > 50 km² erreichen (Abb. 7-2A und 7-2B). Die Marschen sind holozänen Ursprungs (Kap. 2.4.2). Unterschiedliche Depressionstypen liegen in dieser Landschaftseinheit vor: Diese Senken sind häufig Restanten pleistozän angelegter Tunneltäler, können aber auch Altarme im Unterlauf von Flüssen oder Folgen von Meliorationsmaßnahmen wie Deichbau und Drainage sein. Diese holozän entstandenen oder überprägten Strukturen sind optisch gut zu erkennen und gegenüber anderen Senkenformen durch ihre organischen Formen und ihre relative Flachheit (meist < 50 cm) abgrenzbar (Abb. 7-2C und 6-2D).

Da die Marschländer zu großen Teilen flache Ebenen darstellen, was auf ihre marin-brackische Entstehung zurückzuführen ist, können sie durch eine Höhe $< 2,2$ über NN eingegrenzt werden. Mit dieser Abfrage können eine Herstellergenauigkeit von 78,13% und eine Nutzergenauigkeit von 90,36 erreicht werden. Diese Abfrage beschränkt sich jedoch auf rein topographische Angaben. Mit den Kriterien Hangneigung im DEM $\leq 0,45^\circ$, mittlere Senkentiefe ≤ 1 m und durchschnittlichem Umfang der Hohlformen $\geq 0,15$ km² pro Zelle können die holozänen Bereiche mit einer Nutzergenauigkeit von 92,75% eingegrenzt werden. Dies bezieht die ausgeprägte Flachheit und Größe, die für die Hohlformen dieser Bereiche charakteristisch sind in die Abfrage mit ein. Ein Nachteil ist jedoch, dass durch die unterschiedlichen Prozesse, auf die die Senken an der rezenten Oberfläche zurückgehen, nicht alle Senken erfasst werden können. Nur 50% aller Zellen könnten mit dieser Methode korrekt klassifiziert werden, wodurch die Herstellergenauigkeit sehr niedrige Werte annimmt.

8.1.4 Synthese von 8.1

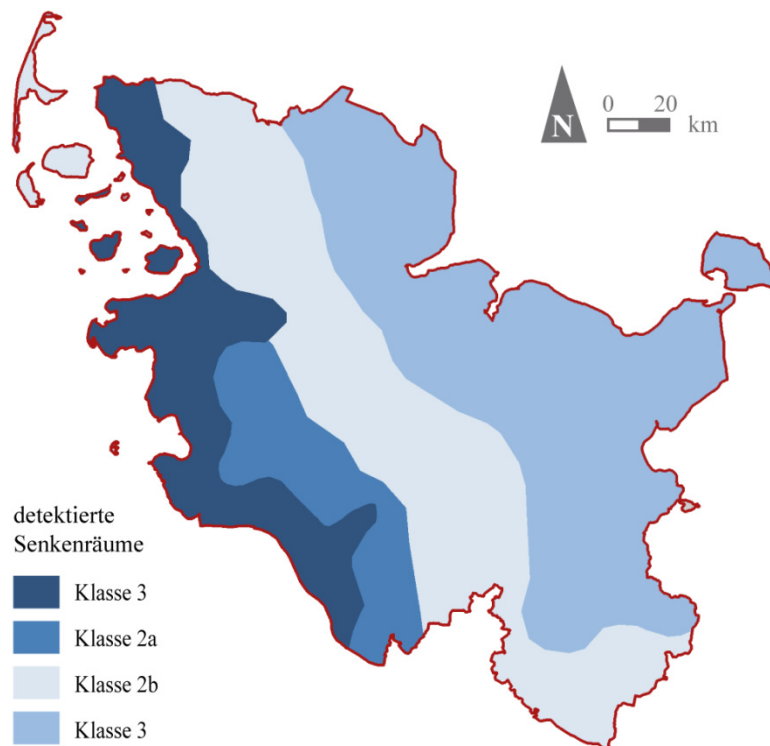


Abbildung 8-1: Simplifizierte Gesamtergebnisse aus 7.1. Die Klassen entsprechen der jeweiligen Zuordnung von 7.1.1.-7.3.3.

Über die Verwendung der Charakteristika Dichte, Hangneigung, Senkenfläche, Rundheit, Umfang, Senkentiefe und maximale Senkentiefe konnte eine vereinfachende Dreigliederung Schleswig-Holsteins festgemacht werden: Marschländer im westlichen Teil, Saalematerial und weichselzeitliches Vorland im Zentrum sowie die jungeszeitlichen Hochflächen im Osten. Diese Gliederung entspricht im Allgemeinen der naturräumlichen Gliederung (Abb. 1-3). Abb. 8-1 zeigt die Zusammenfassung aller Ergebnisse aus 7.1. Das Untersuchungsgebiet im Bereich des Bundeslandes kann in drei Hauptklassen unterteilt werden. Klasse 1 umfasst weichselzeitliche Grundmoränen und Hochflächen. Klasse 2 setzt sich zusammen aus saalezeitlichen Sedimenten sowie Material der weichselzeitlichen Sander und Periglazialflächen. Diese beiden Untergruppen können jedoch, ausgehend von der Senkenanzahl $> 2.500 \text{ m}^2$, zusätzlich in zwei Einheiten gesplittet werden, die in groben Zügen die naturräumlichen Gliederung aus Abb. 1-3 widerspiegeln. Klasse 3 entspricht den weichselzeitlichen Hochflächen.

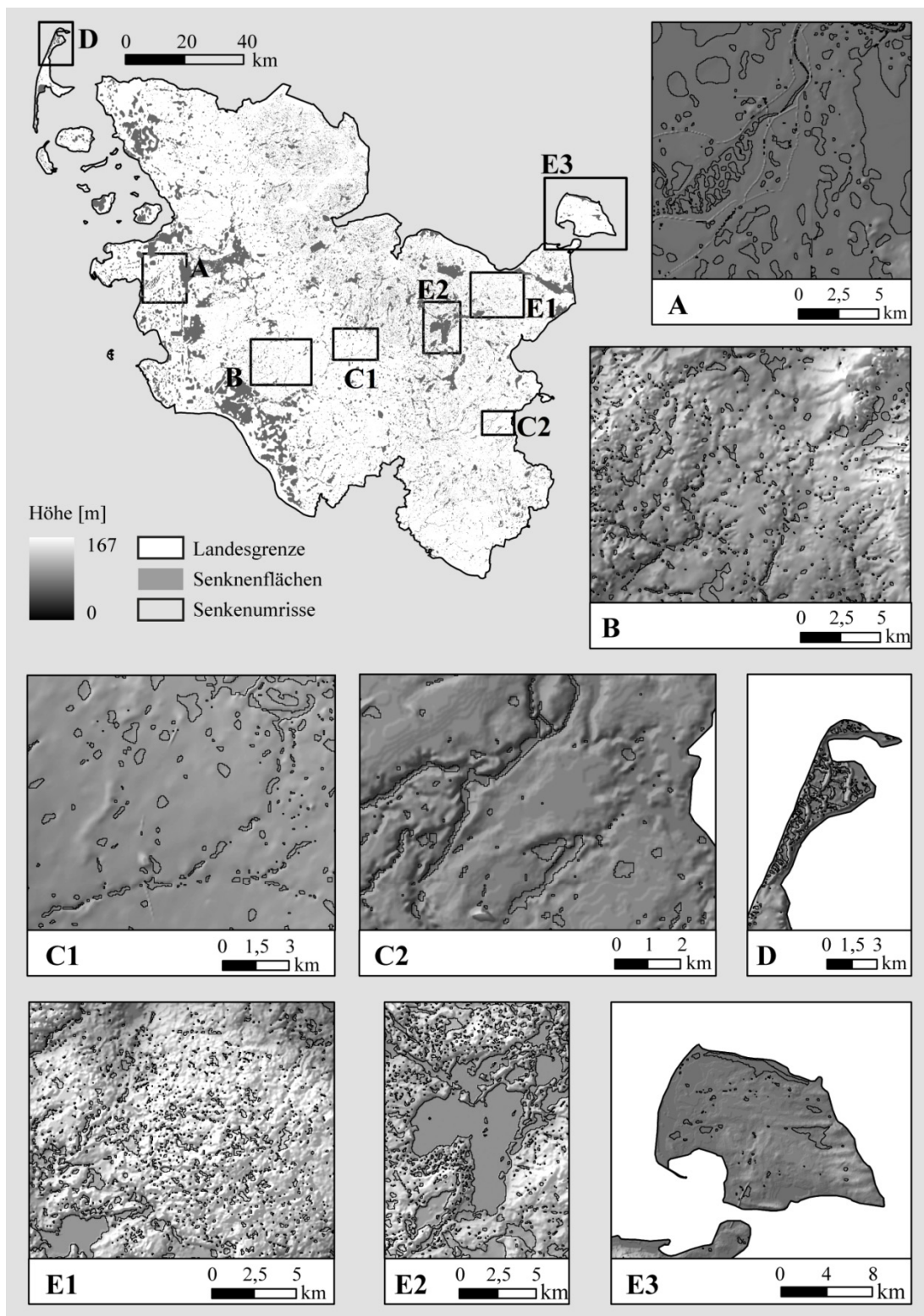


Abbildung 8-2: vorherige Seite. Übersicht aller Hohlformen im Untersuchungsgebiet Schleswig-Holstein.

A – Marschgebiete (Klasse 1).

B – Senken der Altmoränenlandschaften (Klasse 2a)

C1, C2 – Senken der weichselzeitlichen Vorlandflächen (Klasse 3)

D – Schlatts auf der Insel Sylt (nur partiell erfasst)

E1, E2, E3 – Weichselzeitlicher Glazialbereich

Quelle der DEM-Daten: LANU.

In Abb. 8-2 ist dargestellt, wie sich diese unterschiedlichen Klassen im realen Landschaftsbild tatsächlich darstellen.

Für die Marschgebiete (Abb. 8-2A) (Klasse 1) sind flache, große Hohlformen bis zu 5 km Erstreckung charakteristisch. Durch die Einflüsse der organikreichen Marschsedimente und den ursprünglich hohen Wasseranteil der heute drainierten Flachland-Bereiche sind die meisten Hohlformen des Gebiets aquatische oder Sackungsdepressionen zurückzuführen. Innerhalb der Altmoränenlandschaften (Abb. 8-2B) sind fast alle Senken < 2km. Die Hohlformen erreichen unterschiedliche Dichten mit Distanzen bis in den km-Bereich. Langgestreckte, lineare Formen, wie z.B. im SW des Kartenausschnitts, sind an Altarmen und Fließgewässern orientiert. Negative Landformen innerhalb der weichselzeitlichen Vorlandflächen (Abb. 8-2C1, C2) sind generell gut gerundet und zeigen Durchmesser bis zu 1 km Größe, während die Senkendichte niedriger ist als in Ausschnitt A, B oder E. Auch hier werden zum Teil Flussläufe in die Detektion einbezogen.

Eine Detailaufnahme der Insel Sylt zeigt außerdem Bereiche, die durch das Detektionsnetz nicht erfasst wurden, da sie die 5.2.1 definierten Bedingungen nicht erfüllen. Steile Küstendünen bilden in ihren Tälern Ausblasungswannen, bzw. Schlatts (Abb. 8-2D). Diese sind zwischen 50 m und 1 km groß und weisen steile Hänge und eine hohe Dichte auf.

Die Ausschnitte E1, E2, E3 sind Gebiete im weichselzeitlichen Glazialbereich. Im Gegensatz zu den anderen Bereichen sind die Senken dichter angeordnet. Meist handelt es sich um kleine Depressionen < 1 km Achsenlänge. Diese Charakteristika werden an der Topographie durch Rinnenseen und große Wasserkörper ('Großer Plöner See' in Abb. 8-2E2) unterbrochen. In Gebieten, die maßgeblich durch Exaration und weniger durch Ablagerung geprägt wurden, wie z. B. die Insel Fehmarn (Abb. 8-2E3), entspricht die Senkendichte eher dem saalezeitlichen Muster.

8.2 Senken als Anzeiger von Neotektonik und rezenter Krustenbewegung oder „nur“ Toteislöcher?

8.2.1 Senkenverteilung und Eisvorstöße

Dass es sich bei den Senken $< 2.500 \text{ m}^2$ um Toteislöcher oder periglaziale Taufornen handelt, zeigt der Vergleich mit der räumlichen Verteilung in Bezug auf die vier großen Landschaftseinheiten und die Eisrandlagen. Die Gebiete östlich der maximalen Weichselvereisung zeigen ein Muster vieler kleiner und vereinzelter größerer Senken (Abb. 7-6B). Die kleinen Senken < 4 Pixeln zeigen deutliche Anbindung an die Jungmoränenlandschaften. Für die restlichen 14.173 Hohlformen sind jedoch andere Entstehungsprozesse anzunehmen.

Auffallend ist auch die hohe Übereinstimmung zwischen großflächigen Depressionen mit der Verteilung der holozänen Sedimente im Westen Schleswig-Holsteins (Abb. 7-6B), kleiner Flächen von Depressionen mit der saalezeitlichen und weichselzeitlichen Periglazialflächen als auch die großen Wasserflächen mit den jungeszeitlichen Hochflächen.

Innerhalb der jungeszeitlich überprägten Gebiete im Osten Schleswig-Holsteins überwiegt die Anzahl kleinräumiger Depressionen < 4 Pixel (10.000 m^2) im Vergleich zu anderen Regionen. Diese Senken sind mit hoher Wahrscheinlichkeit Toteislöcher, die durch eine kürzere Erosionszeit wesentlich besser überliefert sind als Hohlformen ähnlicher Größe in den Altmoränengebieten, was das fast vollständige Fehlen dieser Strukturen in diesen Regionen erklärt.

Daher können diese kleinräumigen Hohlformen genutzt werden, um weichselzeitliche beeinflusste Gebiete des Untersuchungsgebiets einzuschränken, zu definieren und zu erfassen. Dies führt aber auch zu dem Schluss, dass Senken $< 1.000 \text{ m}^2$ auf glaziale Einflüsse zurückgeführt werden können. Dem gegenüber stehen die Bereiche der wesentlich größeren Hohlformen der Wasserflächen innerhalb der weichselzeitlichen Hochflächen. Diese Landformen stehen offensichtlich mit einer anderen Genese in Verbindung (vgl. Kap. 6.2.2).

Dass Senken zwischen 1 und 4 Pixeln, was $250\text{-}1.000 \text{ m}^2$ entspricht, typisch für weichselzeitliche Gebiete sind, scheint zunächst ein Widerspruch zu der Aussage zu sein, dass Jungmoränenlandschaften durch Depressionen von 250 m^2 charakterisiert sind (Kap. 6.1). Es handelt sich jedoch um zwei methodisch unterschiedliche Herangehensweisen. Durch die Nutzung von Durchschnittswerten pro 4 km^2 lassen sich zwar typische Muster und Dichteverhältnisse identifizieren, jedoch werden die Einzelsenken nicht erfasst, die in diesem Teil der Arbeit im Vordergrund stehen.

8.2.2 Senkenverteilung, Tunneltäler und Subsidenz

Wie Abb. 6-8 zeigt, bestehen direkte Zusammenhänge zwischen den großen Hohlformen im Westen und der räumlichen Verteilung holozäner Sedimente der Marschen (Abb. 1-3 und 2-9). Da die Akkumulation neuzeitlichen Materials im Holozän häufig mit der Verfüllung von Tunneltälern in Verbindung steht (vgl. Kap. 2.4.2) ist ein Zusammenhang mit diesen Strukturen aufgrund des Verteilungsmusters der Senken naheliegend (Abb. 7-5).

In einigen dieser topographischen Depressionen werden jährliche Bewegungsraten bis zu $-67,3$ mm beobachtet (vgl. Abb. 3-2B) (Lehné & Sirocko 2010). Besonders im Bereich zwischen Glückstadt und Hamburg werden hohe negative Werte bis zu $-67,3--0,4$ mm/a erreicht. Dies entspricht auch den Bewegungsraten aus früheren Publikationen (z.B. Frischbutter 2001). Ähnlich hohe negative Mobilität ist innerhalb Europas nur für Regionen westlich des Mains und der Oder bekannt, wie z.B. für Polen, die Tschechische Republik oder Teile Mitteldeutschlands.

Es ist auffällig, dass Gebiete mit den höchsten Bewegungsraten häufig mit der Verortung von Tunneltälern und den großen Negativstrukturen im Westen übereinstimmen (vgl. Abb. 2-8 und Abb. 7-5). Diese Gebiete zeigen zum Teil auch hohe Sedimentmächtigkeiten seit dem Miozän (Abb. 3-2A). Die quartären Auffüllungen entsprechen, wie in 2.4 erwähnt, sandigen, organikreichen Marschen und Mooren (vgl. Stephan 1998). Die Vermutung von Lehné & Sirocko (2007) kann mit den gewonnenen Ergebnissen untermauert werden: Ehemalige Subglazialrinnen können mit hohen Bewegungspotentialen in Verbindung stehen. Die $10-25^\circ$ steilen Flanken der teils über hunderte Meter großen Täler können zu Sackungen und Sedimentkompaktion beitragen, die durch den hohen Organikanteil zusätzlich begünstigt werden. Da die räumliche Verteilung negativer Bewegungsraten mit dem Verlauf von Tunneltälern und deren verfüllten Resten zu weiten Teilen übereinstimmt, kann der Schluss gezogen werden, dass Sackungsprozesse die allgemeine Subsidenz Mitteleuropas lokal verstärken können.

In diesem Zusammenhang ist auch der Eingriff des Menschen als wichtiger Faktor zu nennen, der auch direkt mit den verwendeten Subsidenzraten von Lehné & Sirocko (2010) zusammenhängt. Für die Berechnung der Werte wurde mit Nivellementdaten aus 76 Jahren ein für geologische Maßstäbe extrem kurzer Zeitraum gewählt. Dies hat zur Folge, dass jüngste postglaziale Zustände statistisch überrepräsentiert sind. Durch die kurze Spanne stehen anthropogen induzierte Subsidenz- und Uplift-Bewegungen den natürlichen Senkungsraten gegenüber. Zu diesen künstlichen Eingriffen zählen zum

Beispiel Meliorationsmaßnahmen wie Dränung, die in anderen Regionen das Erreichen höchster Werte innerhalb von Jahren und Dekaden zur Folge hatten (vgl. Kap. 4.1.3) (z.B. Turner et al. 2006). Ob es sich demnach bei der Subsidenz- und Senkenkopplung um einen seit dem Frühholozän anhaltenden Prozess handelt oder nur um ein Phänomen der letzten Jahrzehnte oder Jahrhunderte ist daher fraglich.

Die höchsten negativen Bewegungen zeigen unter anderem die Flanken der Rinnen, was die Aussage von Lehné & Sirocko (2010) unterstützt, dass elsterzeitliche Rinnen Einfluss auf rezente Bewegungspotentiale haben. Aufgrund der hohen Torfanteile und Kompaktion durch Wasserverlust und Auflast sind Rutschungen entlang der Flanken nicht auszuschließen. Die fast vollständige Entkopplung eozäner Senkungsgebiete und das heutigen Muster sprechen auch für die Theorie der hauptsächlich rezenten Einflüsse: Die Gebiete der höchsten negativen Bewegungsraten stimmen mit den holozänen Marschland- und Moorflächen überein. Studien von van Asselen (2011) zu Folge kann die Subsidenz in torfreichen Sedimenten und Torf die Beckensubsidenz in Mitteleuropa wesentlich übersteigen. Törnqvist et al. (2008) erzielten ähnliche Ergebnisse für die Kompaktion von Torf im Mississippi-Delta für die letzten 1.000 Jahre. Abhängig von Sedimentmächtigkeiten und dem Auflastgewicht des Hangenden können Senkung und Kompaktion zusätzlich gefördert werden. Innerhalb der Tunneltäler Norddeutschlands, die Tiefen von über 200 m erreichen können, ist das Material derart mächtig akkumuliert, dass solche Zusatzfaktoren durchaus Einfluss zeigen können.

Die Marschgebiete wurden über die letzten Jahrhunderte hinweg durchgehend drainiert, was zu Entwässerungen des Basistorfs führte, der in nur 1-2 m unter der Geländeoberkante ansteht (Kap. 2.4.2). Beispiele aus England zeigen ähnlich hohe Bewegungsraten in organikreichen Sedimenten durch Dränung, die bis zu -35 mm/a erreichen können (z. B. Turner 2004 und van Asselen 2011). Wasserverlust und Kompaktion führen in diesen Fällen zu diesen hohen Werten.

Ein Zusammenhang zwischen Tunneltälern und einigen ausgedehnten Hohlformen sind ebenfalls festzustellen. Diese Strukturen erreichen jedoch nicht die Größe der Depressionen im Westen des Bundeslandes. Besonders die großen Wasserflächen sind Zeugen ursprünglich subglazial angelegter Rinnen an der heutigen Oberfläche. Da diese Talstrukturen meist an Störungen orientiert sind, zeigen die entsprechenden Senken auch Anbindung an Störungen und Blockgrenzen.

8.2.3 Senkenverteilung und Störungssysteme

Viele topographische Depressionen, die bereits im Rahmen der Tunneltal-Detektion erfasst wurden, stehen auch mit Störungen in Verbindung. Dies ist dadurch zu erklären, dass Tunneltäler meist an Schwächezonen ausgerichtet sind. Zwischen Giekau und Bad Segeberg an der östlichen Flanke des Glückstadt-Grabens, sind große Wasserkörper (Abb. 1-2, z.B. Großer Plöner See bei Plön) und Hohlformen wie auf einer Perlschnur aufgereiht. Die hohe Parallelität ist ein Zeichen für anhaltende Krustenbewegungen entlang der eozänen Subsidenzregionen des Grabens sowie für anhaltende Halokinese des Salzwalls Plön-Segeberg-Südfeld. Diese Seenkette reflektiert an der Oberfläche drei hauptverantwortliche Vorgänge: anhaltende Subsidenz, Störungsaktivität (Kap. 3) und eine Verbindung zu ehemaligen elsterzeitlichen Rinnen.

Ob die eher flachen Strukturen an den Westflanken des Glückstadt-Grabens ebenfalls rezente Krustenbewegungen abbilden, ist unsicher. Sie sind benachbart zu oberflächennah austreichenden Störungen, folgen jedoch nicht derart ausgeprägt den Streichrichtungen wie die Hohlformen im Bereich des Plöner Sees im Osten. Die Orientierung folgt vielmehr der Erstreckung der Tunneltäler, wodurch die Hohlformen wohl eher Sackungsstrukturen oder nicht ganz verfüllte Talreste darstellen.

Alle Ergebnisse zeigen, dass es schwierig ist allgemein zwischen Subsidenz, Störungsaktivität, glaziale Einflüsse oder Sedimentkompaktion zu unterscheiden, die potentiell Einfluss auf die Senkenbildung oder -ausprägung nehmen können. Welcher Prozess tatsächlich konkave Strukturen beeinflusst, muss daher im Einzelfall unterschieden werden.

8.2.4 Holozäne Gebiete als Sonderfall rezenter Krustenbewegungen

Die hohe Kopplung zwischen rezenten, topographischen Hohlformen, Subsidenzbewegungen und der Verteilung holozäner Sedimente zeigt sich besonders ausgeprägt in der Prognose von Bereichen, die zukünftig Werte unter NN annehmen, insofern als Grundlage die immer gleichen Bewegungsraten angenommen werden. Die verwendeten Subsidenzraten stammen aus (Abb. 7-8 sowie Lehné & Sirocko (2010)).

Es kann zwar nicht davon ausgegangen werden, dass die Werte über die Zeit nie eine Veränderung erfahren, jedoch ist die Berechnung eines groben Modells möglich. Dieses sollte jedoch nicht als fixe Zukunftsvoraussage gedeutet werden, sondern vielmehr als eine Tendenz der Kopplung zwischen rezenter Bewegung und Sedimentalter. Dass es sich nur um Tendenzen handelt, zeigen auch geologisch gesehen illusorisch hohe prognostizierte

Absenktiefen: Entlang der Elbe wird ein 13 km tiefes Becken berechnet, das sich innerhalb der nächsten 200.000 Jahre mit einer Rate von bis zu 67,3 mm/a bilden würde. Zum Vergleich: Das Norddeutsche Becken selbst erreichte innerhalb von 320 Ma nur etwa 10 km Tiefe. Diese Werte sollten daher nicht einzeln betrachtet werden, sondern nur als Richtwert dienen. Diese extrem hohen Einzelwerte zeigen jedoch, dass es sich bei den rezenten Subsidenzen um temporäre, ausreißende Erscheinungen handelt, die auf eine Entstehung in den letzten Jahren, z.B. durch Dränung und Autokompaktion (Kompression organikreicher Sedimente, wie z. B. Torf durch das eigene Gewicht, vgl. z. B. Kaye & Barghoorn 1964), zurückführen lassen. Sehr wahrscheinlich überlagern sich in diesem Fall die Vertikalbewegungen, die durch isostatische Ausgleichsbewegungen, Salztektunik, tiefere Strukturgeologie oder das lokale Stressregime (anhaltende Alpidische Orogenese und Nordatlantik-Rift) induziert werden, mit anthropogenen Einflüssen, wie z.B. Sackungen und Kompaktion.

Gerade im NNW, entlang der großen Tunneltäler und elbparallel ist eine große Übereinstimmung von Subsidenz und neuzeitlichen Sedimenten festzustellen (Abb. 6-6). Die Parallelität der Strukturen ist so hoch, dass davon ausgegangen werden kann, dass die hohen Abwärtstrends, die Werte bis zu 9mm/a erreichen können (Abb. 3-2B) in direkten Zusammenhang mit Sedimentkompaktion torfreichen Materials im gesamten Gebiet und Sackungen innerhalb der Rinnen in Verbindung gebracht werden können. Kompaktion durch den großflächigen Wasserverlust erklärt die Entstehung der raumfüllenden Senken im Westen des Bundeslandes, die diesem Muster ebenfalls folgen. Aufgrund der hohen anthropogenen Überprägung im Bereich der Marschen, Moore und der rezenten marinen Ablagerungen sollten diese Gebiete immer gesondert betrachtet werden, da Sedimentsackungen, Drainage, Eindeichung oder Torfstich, tektonische Bewegungen oder isostatische Bewegungen stark überlagern können.

8.2.5 Synthese von 8.2

Entlang der Westküste liegen die Gebiete, die die höchsten rezenten Subsidenzraten aufweisen. Die zugehörigen topographischen Hohlformen im Bereich holozäner Sedimente erreichen Größen bis zu 120 km² und sind wesentlich größer als Senken innerhalb glazial geprägter Gebiete, die vor allem durch die Dichte kleiner Senkenstrukturen geprägt sind.

Hohe und großflächige Bewegungstendenzen innerhalb der Marschländer können nicht durch Störungsaktivität oder durch die generelle Subsidenz der MESZ erklärt werden. Der Abwärtstrend wird zusätzlich durch künstliche Entwässerungsmaßnahmen und durch den

Abbau organischen Materials verstärkt. Areale mit negativen Bewegungsraten können sich an der Oberfläche abzeichnen, insofern die Verfüllung nicht mit der Subsidenz Schritt hält.

Die Kopplung der großen Senkenstrukturen um Plön zeigt, wie bereits frühere Studien belegen (vgl. Jäger et al. 2004 oder Lehné 2007), eine anhaltende Störungsaktivität im Osten Schleswig-Holsteins, z. B. im Bereich des Hamburger Lochs und dessen neotektonisch aktiver Ausläufer entlang der Flanken des Glückstadt-Grabens. Diese Zusammenhänge bilden sich an der Oberfläche in Form einer Seenkette ab.

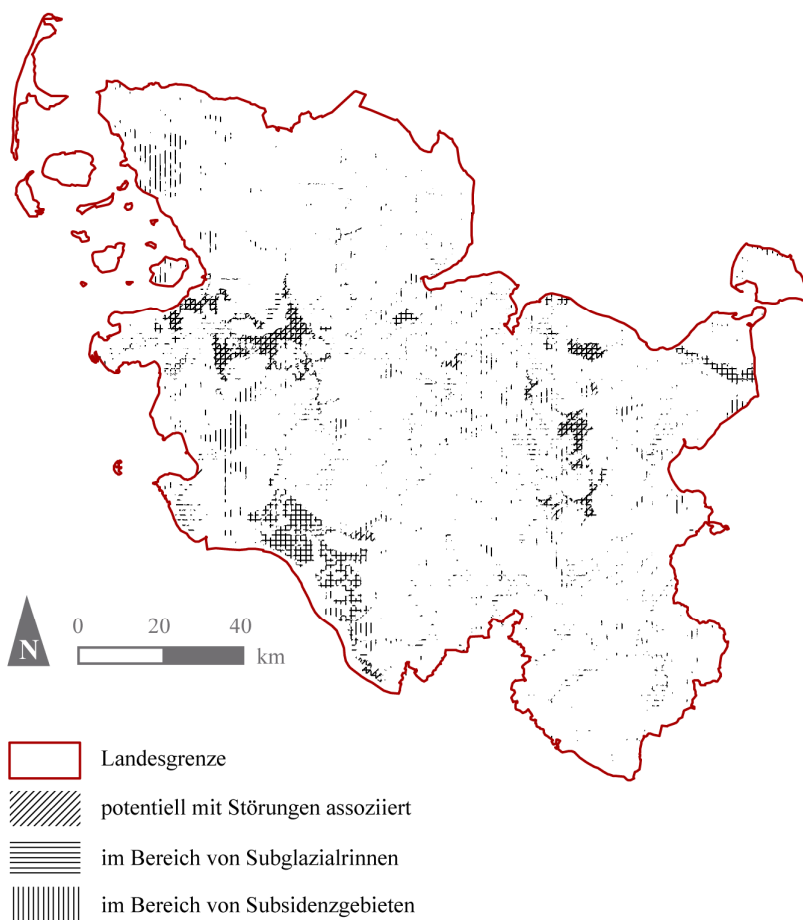


Abbildung 8-3: Synergie aller Abfragen. Die dunkelsten Senkenflächen sind charakterisiert durch mehrere Merkmale, die auf Zusammenhänge mit rezenter Mobilisation schließen lassen.

Die flachen Senken im Westen zeigen keine eindeutige Anbindung und Parallelität zu den triassisch bis eozän aktiven Grabenflanken. In diesen Teilen stimmt jedoch die Ver-

ortung von Senken, negativen Bewegungsraten und Tunneltälern überein, was dafür spricht, dass die Bewegungen eher auf holozäne Sedimentkompaktion und -sackungen innerhalb der Tunneltäler und weniger auf die Reaktivierung alter Störungsstrukturen zurückgeführt werden können. Dies kann sowohl auf natürliche als auch auf künstliche Entwässerung zurückgeführt werden (Kap. 4.1.3 und 4.1.4). Im Gegensatz dazu zeigen die Tunneltäler im Nordosten, wie z.B. vor Fehmarn, keine rezente Bewegungstendenzen, da diese nicht von marinen und somit leicht kompaktierbaren Sedimenten verfüllt wurden und auch nicht in Verbindung mit neotektonisch aktiven Störungen stehen. Dies zeigt, dass abflusslose Senken nicht unbedingt auch rezente Bewegungen anzeigen müssen, sondern auch einfach Überreste ehemaliger Landformen darstellen können (Abb. 8-3).

Abb. 7-3 weist die Gebiete aus, in denen eine Senkenentstehung an der Topographie potentiell sehr wahrscheinlich mit rezenten Bewegungsmechanismen zusammenhängt. Das Zusammentreffen von Subglazialrinnen im Untergrund, die Nähe zu oberflächennah ausstreichenden Störungen rezenter Subsidenzgebiete wird dargestellt.

Zu diesen Gebieten zählen die großen Senkenareale im Westen. Rezente Bewegungen sind in diesem Teil Schleswig-Holsteins jedoch hauptsächlich mit Sackungen und Sedimentkompaktion im Bereich ehemaliger Tunneltäler in Verbindung zu bringen. Durch die Nähe zum Meer und die allgemein flache Topographie sollten diese Gebiete im Rahmen von Deichbau und Küstenschutz besonders beobachtet und in Zukunft näher erforscht werden.

Ebenfalls gleich mehrere potentielle Zusammenhänge mit rezenten Bewegungen weist die Kette aus Rinnenseen im mittleren Osten des Untersuchungsgebiets auf. Dies kann auch durch frühere Studien belegt werden (s. 7.3.2). Aufgrund der anhaltenden Mobilität im Gebiet der östlichen Grabenflanke des Glückstadt-Grabens orientieren sich diese Strukturen auch räumlich stark an der Tiefengeologie.

Gebiete, die weniger eindeutig zu rezenten Bewegungen in Bezug gesetzt werden können, sind die großen Tunneltal-Strukturen im SW, bzw. E Schleswig-Holsteins. Für den Bereich südlich von Fehmarn ist keine Subsidenz belegt, jedoch ist der SW um Itzehoe und Glückstadt immer noch mobil, was hohe negative Bewegungsraten belegen (7.2.2 und 7.2.4). Auch diese Gebiete liegen topographisch im Dezimeter- bis Meter-Bereich über NN und sollten daher genauer untersucht werden, zumal durch Elbehochwässer und damit zusammenhängenden Damnbrüchen die Gebiete bereits heute potentielle Überschwemmungsbereiche darstellen können.

8.3 Senken-Klassifikation mittels Formfaktoren

Im Rahmen der Untersuchungen des DEM Amelinghausen (Übersichtskarte s. Abb. 5-4) konnten 667 Depressionen mit hoher Wahrscheinlichkeit als potentiell glazigen eingestuft werden. Insofern die quadratischen Flächen der Senken mit einem Pixel Größe hinzugerechnet werden, liegen im DEM 6.171 potentiell glazigene Senken vor. Dies sind 7,15% und mit Kleinsenken 66,17% aller als Depressionen identifizierten Objekte im Datensatz (Abb. 8-4, gelb).

Potentiell ebenfalls glazialen Ursprungs sind 250 Objekte (2,68%). Diese Hohlformen zeigen jedoch insgesamt schlechtere Rundungswerte. Über die Zugehörigkeit sollte im Einzelfall weiter entschieden werden.

1.066 (11,43%) Hohlformen sind potentiell „unnatürlich“. Sie sind entweder gestreckt oder weisen schlechte Formfaktoren auf. Zu ihnen zählen Datenfehler, Fragmente, Fehler in der Detektion (Brückenfehler) und Senken, die zu klein sind, um einen aussagekräftigen Formfaktor zu zeigen. 340 (3,65%) Hohlformen können als Fließgewässer identifiziert werden. Ihre Lage orientiert sich auch am allgemeinen Entwässerungsnetz (Abb. 1-4 und 8-4). Nicht einbezogen wurden alle Pixel ≤ 3 Pixeln. Von diesen 7.603 Formen (81,51%) kann jedoch noch die Pixelgröße weiter differenziert werden. Diese sechs Klassen können Abb. 8-4 entnommen werden.

Werden alle potentiell natürlichen Senken, ausgenommen die potentiellen Fließgewässer, zusammen dargestellt, ergibt sich das Verteilungsmuster aus Abb. 8-5. Die größten Hohlformen liegen im Bereich der Hochflächen des saalezeitlichen Materials. Viele kleine Senken liegen in weiter Streuung um die Fließgewässer. Es handelt sich bei diesen Formen um Teile von Wasserkörpern, Altarmen oder Flüssen, die dennoch eine runde Form zeigen. Die Senken von einem Pixel Fläche (gelb) liegen sowohl im Bereich der Hochflächen als auch im Bereich der Entwässerungsbereiche.

Die Ergebnisse zeigen, dass es notwendig ist, die verschiedenen Senken vor einer Analyse der räumlichen Verteilungsmuster zuvor zu differenzieren, insofern eine Landschaftsanalyse auf glazigenen Formen basiert. Des Weiteren ist die Vorschaltung einer Formfaktor-Analyse notwendig, um die Depressionen unabhängig voneinander zu analysieren. Die Eingrenzung von Toteislöchern oder rundlichen Formen ist nur durch eine Formfaktoranalyse möglich.

Auch die Senkentiefe könnte als zusätzlicher Parameter einbezogen werden. Gruben, Flüsse und Datenfehler jedoch können mit dieser Methode zu großen Teilen beseitigt werden. Zudem kann die Genese der sechs Klassen eingegrenzt werden. Das Ergebnis ist ein bereinigter Datensatz.

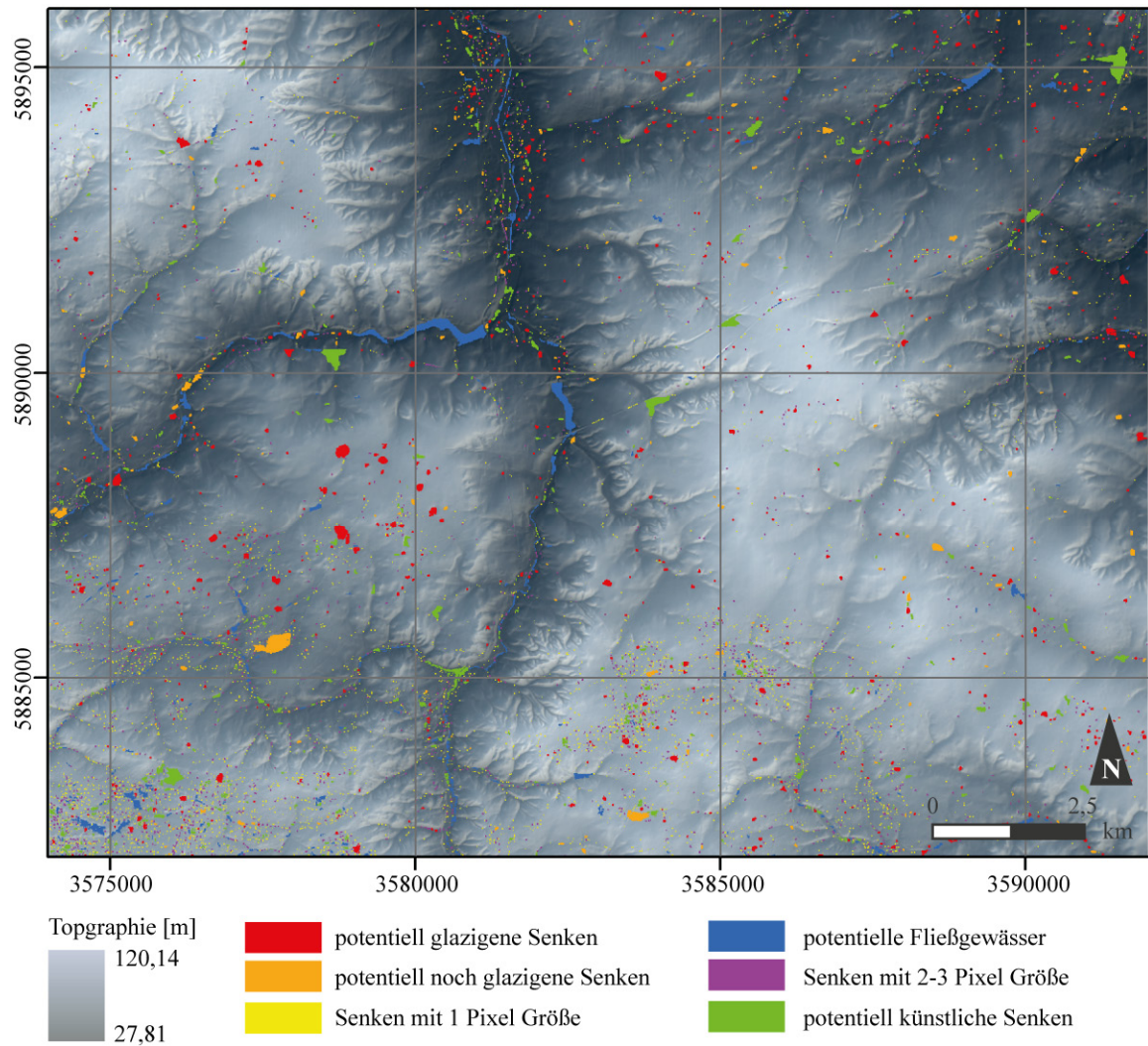


Abbildung 8-4: Klassifikation der Senken in die sechs erfassten Hauptgruppen.

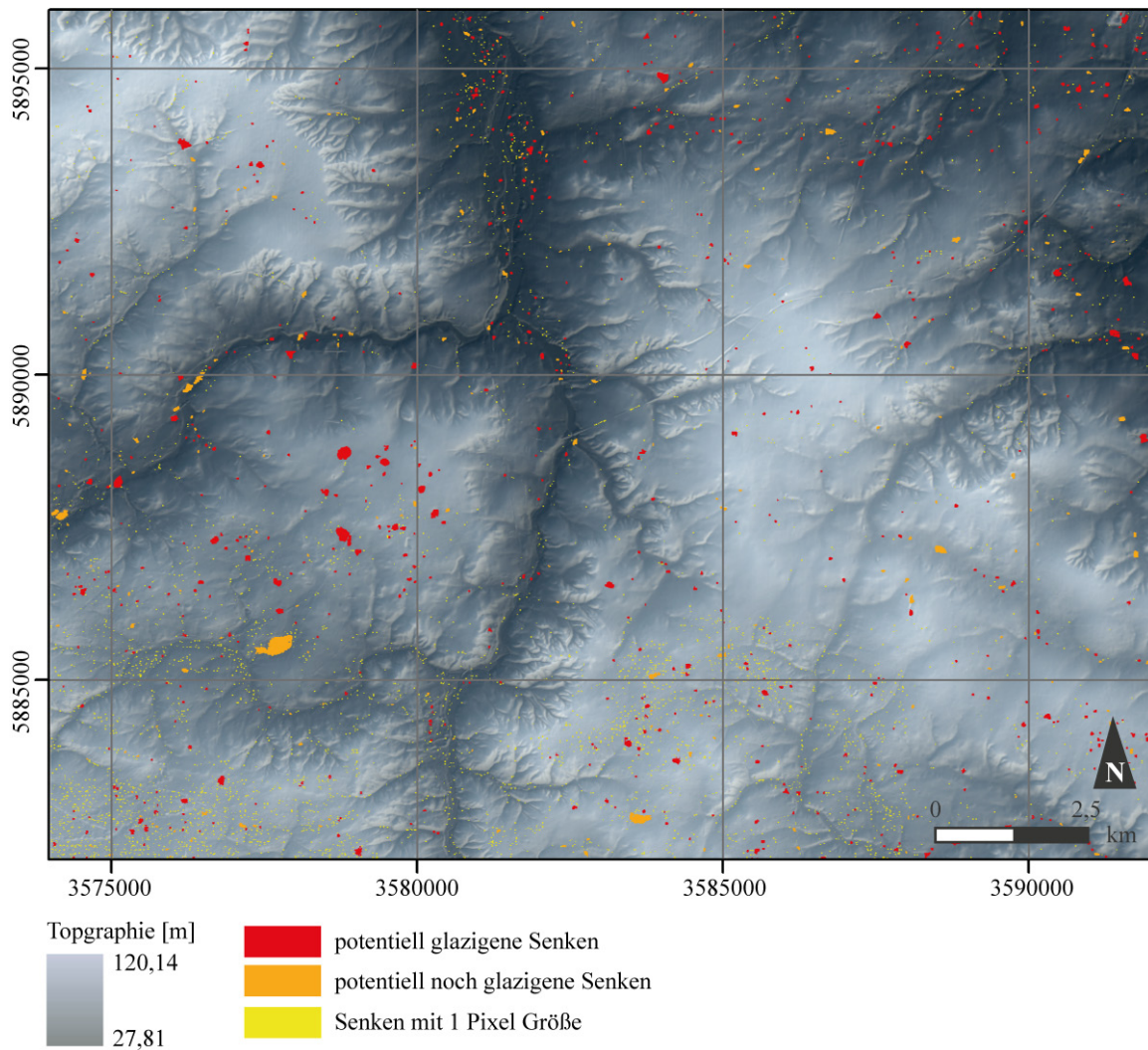


Abbildung 8-5: Klassifikationsergebnisse aller potentiell natürlichen topographischen Depressionen ohne den Einfluss von Fließgewässern.

Eine Schwierigkeit ergibt sich jedoch bei speziellen anthropogenen Formen, wie z. B. Bombenkratern. Diese kommen in der Natur eher selten vor. Innerhalb des Untersuchungsgebiets Amelinghausen (im Äußersten SW) liegt jedoch ein Militärgelände (Truppenübungsplatz Munster Nord), auf dem auch Übungen abgehalten werden. Um glazigene Formen von derartigen Strukturen weiter zu unterscheiden, wäre es notwendig, weitere Faktoren einzubeziehen und die Unterschiede besser herauszuarbeiten. Eine Möglichkeit wäre z. B. die

Arbeit mit der Senken-internen Steilheit, bzw. dem Einbezug eines residualen Reliefs zur Eingrenzung natürlicher Formen (vgl. Seib et al. 2008, bzw. Seib & Kley 2010).

Um die Frage zu beantworten, inwieweit die Depressionen im Untersuchungsgebiet Amelinghausen durch endogene Faktoren mitbestimmt werden, ist es sinnvoll die Ergebnisse aus dem Projektgebiet Schleswig-Holstein zu berücksichtigen. Wie die Voruntersuchungen zeigten, sind störungsbedingte, negative Landformen meist von einer gewissen räumlichen Erstreckung, die, für die eindeutig zuzuordnenden Fälle, im Fall Schleswig-Holstein deutlich über die Größe der glazial geprägten Depressionen und Tot-eislöcher hinaus geht. Darüber hinaus handelt es sich bei den endogen induzierten Formen um eher angulare und lang gestreckte Objekte. In einem zweiten Schritt werden daher diejenigen Formen untersucht, die bisher nicht in die Betrachtungen eingeflossen sind.

Wie Abb. 8-6 zeigt, orientieren sich die meisten Senken innerhalb des Untersuchungsgebiets Amelinghausen nicht am strukturellen Rahmen im Untergrund. Einzig 2,5 km nördlich des Salzstocks Wetenbostel verlaufen die Störungsstrukturen parallel zu einer Störung an der Basis Oberkreide. Der Verlauf der Störungsstruktur folgt im Allgemeinen dem Muldental an der Oberfläche. Entlang des Tals sind Senken ausgebildet, die potentiell auf störungsbedingte Einflüsse zurückzuführen sind. Im Gegensatz zu den Hohlformen Schleswig-Holsteins liegt jedoch keine spezielle Form potentiell struktureologisch erklärbarer Formen vor. Drei Komponenten müssen zudem kritisch in die Betrachtung aufgenommen werden. Zum Einen kann, ausgehend von den Daten von Baldschuhn et al. (2001), keine Aussage darüber getroffen werden, inwieweit Störungen sich bis an die Oberfläche fortsetzen. Besonders die Winkeländerung, die Störflächen bis zum Erreichen der Oberfläche erfahren, kann nicht ohne weiteres abgeschätzt werden. Zum Anderen können natürliche Depressionen auch unabhängig vom Vorhandensein permanenter Fließgewässer innerhalb von Talstrukturen entstehen, insofern periodische Entwässerung oder Starkregenfälle Einfluss auf Oberflächen nehmen. Auch Toteis kann sich innerhalb von flachen Rinnen periglazial ablagern, was sich postglazial durch das Vorhandensein flacher Depressionen äußern kann. Zum dritten ist davon auszugehen, dass eine derart starke Prägung der Oberfläche durch den geologischen Rahmen, wie dies z. B. am Glückstadt Graben zu beobachten ist, im Bereich Amelinghausens nicht zu erwarten ist, da die Aufstiegshöhe der Diapire geringer ist als im nördlichen Untersuchungsgebiet Schleswig-Holsteins.

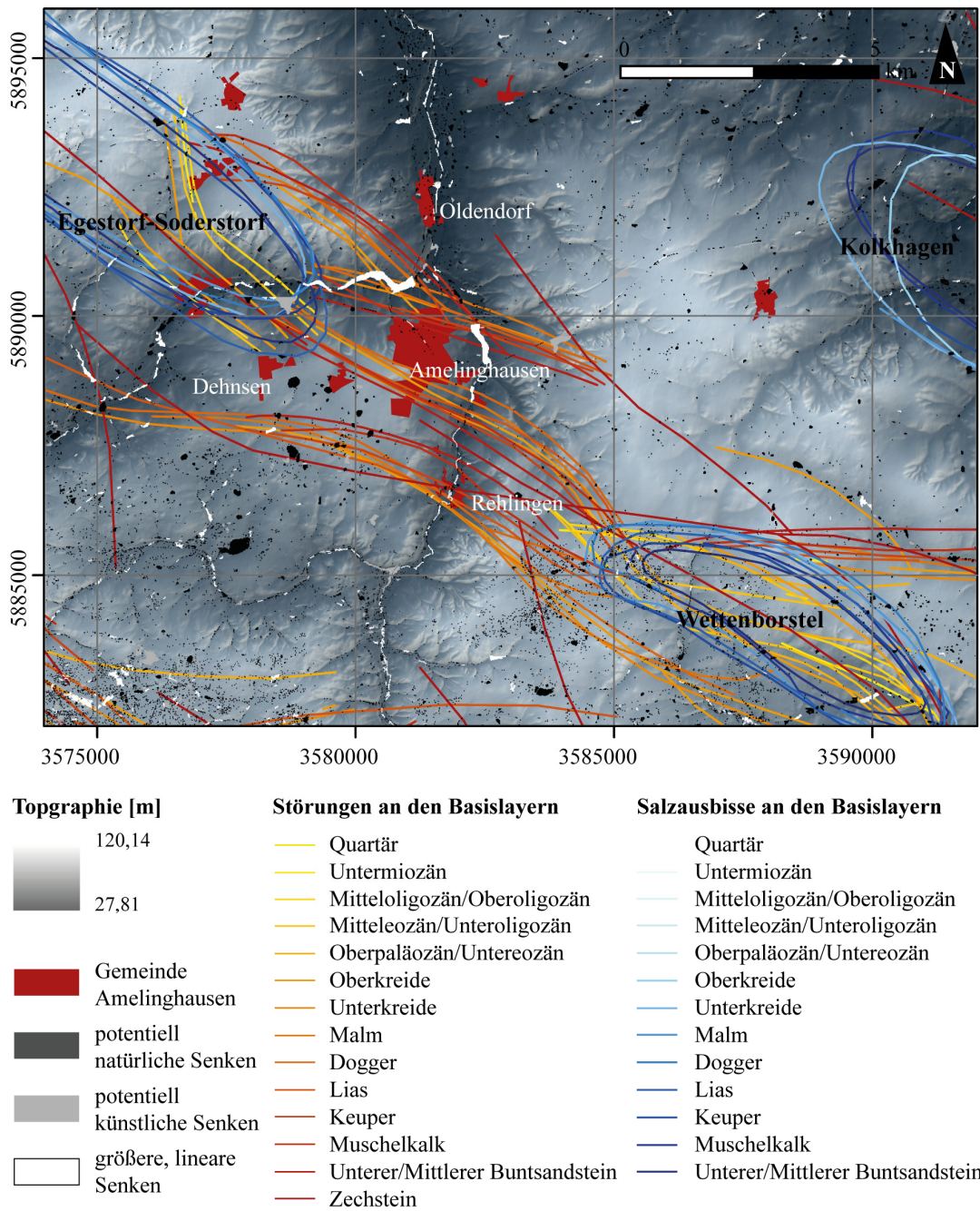


Abbildung 8-6: Potentiell natürliche, künstliche und lineare Senkenflächen in Bezug zu Störungs- und Salzstrukturen im Untergrund (Daten: Baldschuh et al. 2001).

Der gesamte Rest des Untersuchungsgebiets zeigt keine auffälligen Übereinstimmungen zwischen der Verortung topographischer Hohlformen und den geologischen Tiefenstrukturen. Im Gegensatz zu Schleswig-Holstein sollte zudem in die Ergebnisse einbezogen werden, dass es sich beim Untersuchungsgebiet in Nordniedersachsen um ein Altmoränengebiet handelt. Diese Bereiche wurden seit der Saalezeit nicht, wie z. B. die Jungmoränengebiete, erneuter Eisauflast ausgesetzt, wodurch Schwächezonen nicht, oder nur eingeschränkt jungpleistozän reaktiviert wurden. Wie auch schon die Daten Schleswig-Holsteins zeigen (Abb. 7-4, 7-1 und 7-2) zeichnen sich die saalezeitlichen Hochflächen eher durch rundliche, flache und bereits stark erodierte Senkenstrukturen aus und zeigen eher selten eine Kopplung an den strukturgeologischen Untergrund an der rezenten Topographie an.

9 Diskussion

Bei der Verwendung von Geodaten und der Bearbeitungen spezieller Fragestellungen, die ArcGIS nicht bereitstellt, erweist sich die Kombination der Programmpalette von MATLAB und GIS als eine gute Möglichkeit. Die Ergebnisse zeigen, dass es möglich ist, über die errechneten Parameter Landschaftsmodelle und -gliederungen vorzunehmen. Mit Hilfe des einfachen Repräsentationsmodells der Senkenverteilung und dessen Verschneidung mit weiteren Geodaten können über logische Abfragen und Kombination von Parametern Prozessmodelle geschaffen werden, die über die potentielle Entstehung von Hohlformen in der Landschaft Auskunft geben.

Generell gilt aber, dass jedes GIS nur so gut ist, wie die Datenqualität, die ihm zu Grunde liegt. Beispielsweise zeigen niedrige Punktdichten in Höhenmodellen nur Trends und keine topographischen Details (Bonk 2007). Daher hängen Berechnungen, die sich auf diese Daten stützen immer direkt von der Auflösung und Qualität des DEM ab (Jenson & Dominique 1988). Rundungsfehler sollten durch die Verwendung von Gleitkommazahlen vermieden werden, was in dieser Arbeit bei der Interpolation beachtet wurde. Dennoch werden durch das Interpolationsverfahren selbst beispielsweise sehr flache Bereiche immer verfälscht. Generell ist auch stets zu bedenken, dass es bei der Bearbeitung von Geodaten aus verschiedenen Quellen immer auch zu Fehlern in der Koordinatengenauigkeit, z.B. beim Digitalisieren der Daten, kommen kann (Eklundh & Mårtensson 1995).

Abb. 9-1 zeigt, wie sehr die Erkennung von Formfaktoren (hier am Beispiel Rundheit I berechnet) mit der Auflösung des DEM variiert. Der Kreis nimmt in (A) fast den Wert 1 an, was einer idealen Rundung entsprechen würde. Zudem nimmt die Kreisform eine immer quadratischere Form an, je gröber die Zellgröße des Rasters gewählt wird.

Die Ellipse, die mit 0.82 im Vergleich zum Quadrat stark von einer idealen Rundheit abweicht, wird im Rahmen einer gröberen Interpolation immer mehr rechteckig und erhält noch niedrigere Rundungswerte. Spätestens ab Schritt E ist diese nicht mehr als rundes Objekt zu identifizieren.

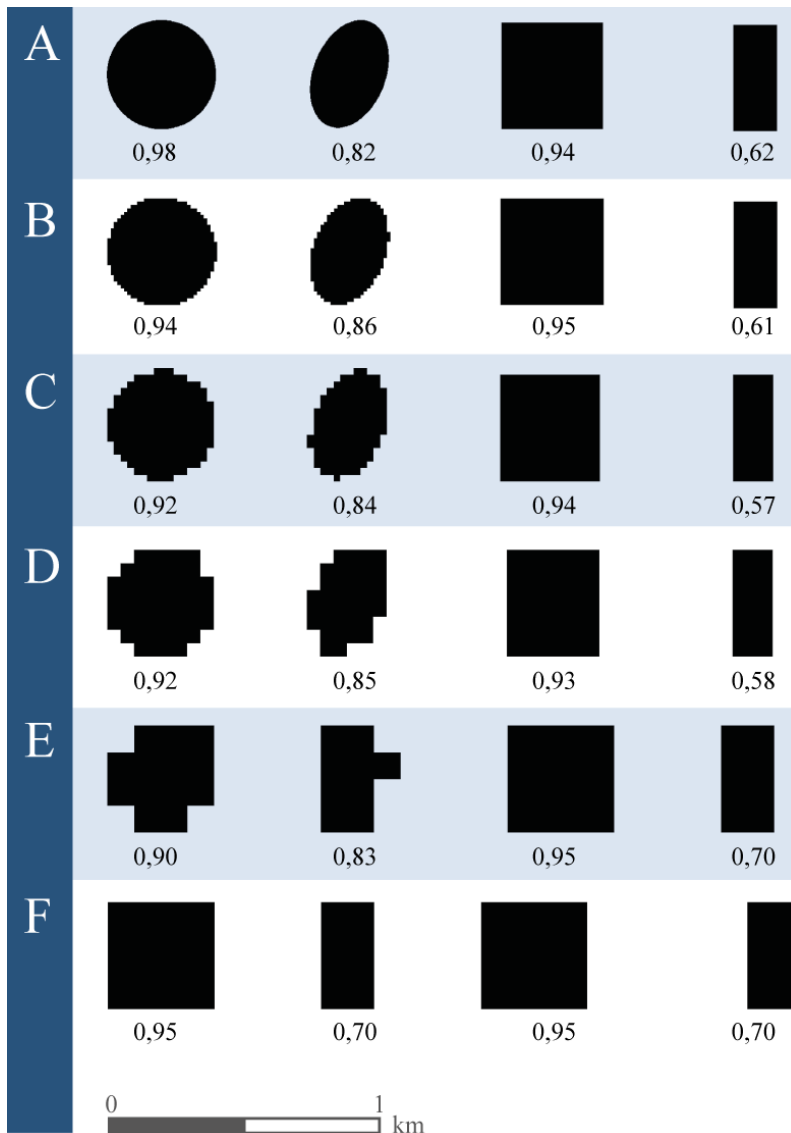


Abbildung 9-1: Generalisierung der Objekte. Die Erkennung der Form ist stark abhängig von der Auflösung. Vier Polygon-Objekte wurden im GIS in Raster umgewandelt um die Abhängigkeit der Objektform von der DEM-Auflösung zu zeigen.

A: Originalformen.
Rasterweite 1 m.

B: Rasterweite
12,5 m.

C: Rasterweite
25 m.

D: Rasterweite
50 m.

E: Rasterweite
100 m.

F: Rasterweite
200 m.

Liegt also im Gelände eine runde Form vor, ist die tatsächlich runde Darstellung innerhalb des Datensatzes von der Objektgröße abhängig. Im Rahmen dieses Tests wurden vier Objekte von je 500 m Radius gewählt. Selbst eine Rasterweite von 25 m zeigt Veränderungen der Formparameter von einem Wert bis zu 0,6. Folglich muss bei der Abfrage wesentlich mehr Spielraum um den „idealen“ Rundungswert angelegt werden als bei höherer Auflösung.

Ein weiteres Detail ist die Entscheidung bei grob aufgelösten Höhenmodellen, welche Form noch als natürlich und rund gewählt werden sollte. Die beiden Quadrate in F können theoretisch beide aus einer runden Form generalisiert worden sein. Hinzu kommt, dass durch die Wahl verschiedener Rasterweiten die Objektlokation geändert werden kann. Dies ist abhängig von der Rastereinteilung. Das ursprüngliche Rechteck (A) liegt z.B. bei einer Auflösung von 200 m bereits um mehrere 10er Meter versetzt nach Osten, während das Quadrat stark nach Westen verschoben wird (F).

Bei einer rasterdatenabhängigen Verarbeitung sollten daher Objekte unter einem bestimmten Größenschwellwert ausgeschlossen werden. In 5.4 und 6.3, also der Bearbeitung des Gebiets Amelinghausen wurden Senken ≤ 3 Pixeln ausgeschlossen. Eventuell sollte dieser Schwellwert jedoch sogar höher gewählt werden. Sinnvoll wäre z.B. ein Schwellwert von etwa 15 Pixeln bei einem DEM von 12,5 m Auflösung. Dies ist jedoch stark abhängig vom verfolgten Ziel. Bei der Erfassung von Toteislöchern müssen z.B. auch Depressionen im kleineren 10er-Meter-Bereich eingeschlossen werden. Die Verwendung besser aufgelöster DEMs wäre demnach wünschenswert, doch in hohem Maße auch Kosten-Nutzen abhängig.

9.1 Abflusslose Hohlformen als Instrument in der Analyse glazial geprägter Landschaften

Durch die unterstützende Verwendung von MATLAB ist es möglich, Methoden der Fernerkundung und Bildanalyse mit den Vorteilen datenbankbasierter GIS-Anwendungen zu kombinieren. Die Untersuchung der räumlichen Senkenverteilung über Detektionszellen erwies sich als leistungsstarkes Instrument für vereinfachte Klassifizierungen geologischer und landschaftlicher Einheiten.

Die Ergebnisse zeigen, dass eine Klassifikation postglazialer Landschaften durch den Einbezug von topographischen Depressionen mit Gesamtgenauigkeiten von bis zu 71,4% möglich ist, obwohl mit dem 2×2 km-Netz nur ein relativ grobes *fishnet* gewählt wurde. Dies bedeutet folglich, dass drei von vier Detektionszellen korrekt klassifiziert werden können (Tab. 2).

Hohlformen können demnach auch außerhalb von Karstlandschaften (Antonić et al. 2001) von der (sub-) arktischen Regionen (Frohn et al. 2005, Hinkel et al. 2005, van der Werff & van der Meer 2008), von vulkanischen Gebieten (Seib et al. 2008) oder in von Subrosion geprägten Regionen, als Instrument der Landschaftsanalyse genutzt werden. Schleswig-Holstein steht in dieser Studie exemplarisch für die Verwendung topographischer Hohlformen als prägendes Landschaftscharakteristikum im Bereich postglazialer, ehemals von Eisschilden beeinflusster Gebiete. Die landschaftlichen und geologischen Haupteinheiten können selbst bei einer DEM-Auflösung von 50 m vereinfacht wiedergegeben werden. Darüber hinaus ist es, mittels der vorgestellten Methoden, möglich, Senken soweit zu differenzieren, dass der Ursprung der Hohlformen sowie die jeweiligen Erosionsspannen grob rekonstruiert werden können. Zusätzlich sind Trendanalysen möglich und besonders jüngere Eisvorstoßgrenzen können grob rekonstruiert werden.

Die Methode ist jedoch, besonders aufgrund des mit 50 m relativ grob aufgelösten DEMs, nicht geeignet, um die Entstehung aller Senken zu analysieren und mögliche Kopplungen aufzuzeigen. Ob die Hohlformen z. B. auf Störungsaktivität, Subrosion, aquatische Einflüsse oder auf kryogene Entstehung zurückgehen, ist nicht weiter differenzierbar. Dennoch kann die Genese mit Hilfe von Senkeneigenschaften wie Dichte, Umfang und Senkengröße auf Umwegen rekonstruiert werden. Sehr große, un-

regelmäßig geformte Hohlformen sind z. B. sind häufig an subglaziale Prozesse (Tunneltäler) gebunden und können gut von gemeinen Toteislöchern unterschieden werden (vgl. Abb. 8-2).

Dass die Hügelländer der Jungmoränen über Hohlformen $\leq 250 \text{ m}^2$ mit einer Nutzergenauigkeit von $> 80\%$ eingegrenzt werden können, unterstützt Aussagen früherer Arbeiten (z. B. Garleff 1968, Liedtke 1981): Die Anzahl der erhaltenen Toteislöcher korreliert direkt mit der im Periglazialen verbundenen Senkenentstehung in ehemaligen Grundmoränen und daher mit der Verortung der Moränenlandschaften selbst. Diese Information kann, wie die Ergebnisse zeigen, dazu genutzt werden, Eisrandlagen einzugrenzen und die entsprechende Landschaftseinheit zu charakterisieren. Jedoch sind Gebiete geringer Relieffenergie, wie z. B. die Insel Fehmarn im Osten, nur schwer mit diesen Kriterien zu erfassen.

Kleine, flache Depressionen sind typisch für die Altmoränen und müssen demnach als verfüllte Reste ehemaliger Toteislöcher betrachtet werden. Dies erklärt auch die hohen Rundungswerte, die die Senken dieser Region erreichen. Eine weitere Differenzierung zwischen saalezeitlichen Flächen und weichselzeitlichen Periglazialräumen ist über die Verwendung der vorgestellten Parameter jedoch nicht möglich, da ihre Ausprägungen sehr ähnlich sind. Die beste Möglichkeit, die beiden Klassen voneinander zu trennen, ist eine optische Beurteilung über die Rundheit, bzw. die Hangneigung im DEM (vgl. Abb. 7-2).

Die Hohlformen innerhalb der Marschländer parallel zur Westküste und zur Elbe sind, wie auch die großen Rinnenseen im Hügelland (z. B. Plöner See), die größten Senken, die detektiert wurden. Sie decken meist mehr als eine Detektionszelle ab und können Größen von über 50 km^2 erreichen (vgl. Abb. 7-2B). Die holozän entstandenen Marschen weisen über ihr ganzes Erstreckungsgebiet unterschiedliche Senkentypen auf. Viele der großen, unregelmäßigen Formen sind Zeugen bereits pleistozän oder holozän verfüllter Tunneltäler. Daneben existieren jedoch auch Altarme, gerade im Mündungsbereich der größeren Flüsse oder auch Depressionen, die auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen sind. Dazu zählen unter anderem Deichbau und Meliorationsmaßnahmen wie Drainage (vgl. 4.1.7). Die meist holozän entstandenen Hohlformen der Marschen sind optisch gut zu erfassen und gegenüber anderen Strukturen durch ihre unregelmäßige bis eckige Form und ihre flache Topographie zu differenzieren (vgl. Abb. 7-2C und D).

9.2 Senken als Anzeiger von Neotektonik oder rezenter Krustenbewegung?

Negative Landformen sind seit längerer Zeit von Interesse für geomorphologische und geologische Fragestellungen. Sie werden genutzt, um glaziale Einflüsse, ehemalige vulkanische Aktivität, hydrologische Fragestellungen und Karstprozesse zu untersuchen (Antonić et al. 2001, Garleff 1968, Schumann 1968, Seib et al. 2008 oder Semmel 1990).

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass die in ArcGIS implementierte Fill-Funktion auch innerhalb ehemaliger Glazialgebiete als automatisierte Methode zur Senkendetektion genutzt werden kann. Toteislöcher und andere glazial geprägte Hohlformen können mit dieser Methode identifiziert werden. Im Gegensatz zu anderen Studien, die derartige Strukturen im arktischen Bereich zum Thema haben (z. B. Allard 1998, Harris 2002 oder Hinkel et al. 2005), zeigt diese Arbeit, dass Senken auch in gemäßigten, ehemals glazial geprägten Gebieten, wie z. B. Norddeutschland, mit denselben oder ähnlichen Methoden identifiziert werden können. Die Senkenidentifikation richtet sich hierbei nach dem jeweiligen Entstehungsalter: Während Jungmoränenlandschaften eine höhere Anzahl konkaver Formen aufweisen, sind in saalezeitlichen Gebieten aufgrund von Erosion und Verfüllung weniger Senken erhalten.

Die Detektionsmethode zeigt jedoch eine Limitierung: Die Detektion der Strukturen ist direkt von der DEM-Auflösung abhängig. Um kleinräumigere Formen zu untersuchen, ist es notwendig, auf Daten mit höherer Auflösung zurückzugreifen. Ein weiterer Punkt ist, dass bei der Verwendung grober DEMs häufig große Wasserflächen mit erfasst werden. Dies liegt daran, dass die Drainage in der Realität genau zwischen zwei Rasterpunkten verläuft, was durch ein engmaschigeres Datennetz umgangen werden kann.

Während Jungmoränen hügelig sind und durch glaziale Landformen wie Drumlins, Oser, Sander, Rinnenseen oder Toteislöchern geprägt sind, sind Altmoränenlandschaften durch Verfüllung und Erosion schon weitgehend überprägt (Walter & Dorn 2007). Toteislöcher, typische Landschaften für ehemalige Glazial- und Periglazialräume, wurden während allen drei Eiszeiten gebildet (Ehlers et al. 2004). Es ist bereits bekannt, dass die räumliche Verbreitung solcher Hohlformen direkt mit den verschiedenen Eisvorstößen korreliert werden kann (Liedtke 1981). Die neuen Ergebnisse zeigen, dass die Jungmoränengebiete mit Hilfe von Senken unter einem bestimmten Größenschwellwert ein-

gegrenzt werden können. 25.349 (63,88%) aller detektierten Senken sind kleiner als 10.000 m² und dominieren klar in Gebieten jüngerer Vereisungen (7.1.2). Für diese Formen ist eine glaziale Genese anzunehmen. Für die größeren Formen, besonders für elongierte Hohlformen, können zusätzlich auch glaziofluviale oder tektonobedingte Einflüsse für die Entstehung möglich sein.

Hohe Subsidenzraten bis zu -24 mm/a und mehr (Abb. 3-2B, bzw. Lehné & Sirocko 2010) innerhalb der Marschgebiete können zudem nicht unbedingt nur durch tektonische Aktivität oder die allgemeine Subsidenz innerhalb der Mitteleuropäischen Subsidenzzone erklärt werden. Die negativen Bewegungsraten innerhalb des Westens Schleswig-Holstein liegen bei bis zu -2 mm/a (Frischbutter 2001) – diese Werte werden jedoch durch die Nivellementdaten wesentlich überschritten. Oberflächennahe Störungen, die die schnellen Absenkungsraten erklären könnten, sind ebenfalls in dieser Region nicht vorhanden. Der Abwärtstrend kann jedoch zusätzlich verstärkt werden durch künstliche Bewässerung und durch den Abbau organischen Materials in Folge des Wasserentzugs. Dieser Zusammenhang könnte auch erklären, warum gerade elbparallel und im Bereich der Marschen ausgedehnte Hohlformen an der heutigen Oberfläche ausgeprägt sind, deren Größe die Senken der Glaziallandschaften mit bis zu 120 km² deutlich übersteigt. 1.529 Depressionen wurden innerhalb der Subsidenzgebiete lokalisiert, davon allein 1.033 Senken innerhalb der Marschländer im Westen. 919 dieser Hohlformen sind größer als 1 km im Durchmesser.

Wie in Kap 3 bereits beschrieben, können aquatische Senken auch auf andere Ursachen, wie z. B. anthropogene Einflüsse, zurückgeführt werden (Lehné 2005). Dazu zählen z.B. die Entwässerung von Hochmoorgebieten und verstärkte Meliorationsmaßnahmen der letzten Jahrzehnte, die zu einem fast völligen Fehlen ungestörter Niedermoore führten (Küster 2010, Schrautzer & Trepel 1997). Drainierung und Eindeichung ursprünglich tidal und periodisch überschwemmter Gebiete stellen signifikante Eingriffe in die lokalen, hydrologischen und bodenphysikalischen Verhältnisse dar. Durch das Absenken des Grundwasserspiegels verringert sich der hydrostatische Porendruck, die Spannungsverteilung im Boden wird dadurch stark verändert. Die Folge sind das Zurückgehen der Grobporen, Wasserentzug, und schließlich Mineralisierung und Vererdung organischen Materials bedingt durch die dabei entstehenden, aeroben Einflüsse. Aktive Torfbildung wird somit ebenfalls unterbunden. Die Folge sind Sackungen, Schrumpfung und schließlich die Entstehung offener Wasserlandschaften, insofern die

Sedimentakkumulation nicht mit der Absenkung mithält. In den liegenden organikreichen Schichten überwiegt der Prozess der Autokompaktion, im aeroben Bereich eher die Degradation. Bodenkompaktion, z.B. durch Beweidung oder auch Düngung können zudem den Prozess der Volumenreduktion verstärken. Eine erhöhte Sedimentaflast durch Verfüllung der abgesenkten Oberfläche kann die Kompaktion schließlich zusätzlich fördern (z.B. van Asselen 2011, Schrautzer & Trepel 1997, Turner et al. 2006).

Turner (2004) konnte an einem Beispiel aus England zeigen, dass die Autokompaktion von Mooren durch Drainagierung sogar Raten von über 35 mm/a Absenkung zur Folge haben kann. In organikreichen Delta-Bereichen können Meliorationsmaßnahmen allein durch die Verringerung des hydrostatischen Porendrucks in den ersten Jahrzehnten zu einer Kompaktion von bis zu 16,7 mm/a führen (van Asselen 2011). Tidal beeinflusste Feuchtgebiete (Salzmarschen) erreichen in den 155 Jahren nach dem ersten Dränen eine geringere Subsidenzrate von 6,7-10 mm/a (Turner 2004).

Für die Entwässerung von Salzmarschen geben Turner (2004) den Richtwert von über 100 mm Kompaktion für das erste Jahr an. In den folgenden 50 Jahren nimmt diese ab, kann aber immer noch Werte von 10-50 mm/a erreichen. Nach etwa 50 Jahren gehen die Werte zurück, der Prozess kann aber Jahrhunderte anhalten, wie ein Beispiel in Holland zeigt: Einige Gebiete sanken um 1-2 m in den letzten 8-10 Jahrhunderten und zeigen heute noch negative Bewegungsraten von 1,7 mm/a. Dass Marschen weniger starke Senkungsraten zeigen als Moore, liegt daran, dass die Dichte der Marschböden wesentlich höher ist. Die Minerale der tonreichen Marschen sind zudem weniger raumfüllend und unterliegen daher auch weniger Kompaktion (Hartge & Horn 1999). Am Beispiel des organikreichen Rhein-Maas-Deltas zeigt van Asselen (2011) sogar eine Gesamtkompaktion von 3 m innerhalb 10 m mächtiger holozäner Sedimente mit einer absoluten Absinkrate von 0,62 mm/a. In den Everglades wurden seit 1924 lokal sogar bis zu 3 m Absenkung festgestellt. In Süßwasser-Mooren errechnete Turner (2004) mit Hilfe von Radiokarbondatierungen Raten von 550 mm/a vier Monate nach dem Eingriff und 1,7 mm/a nach 950 Jahren. In Marschländern, die seit etwa 1.100 Jahren von Gräben, Deichen und Entwässerungskanälen stark beeinflusst werden, werden zwar niedrigere Werte verzeichnet, jedoch können drainierte Gebiete auch ein Jahr nach Beginn der Entwässerung immer noch Senkungsraten von 16,7 mm/a und 1 mm/a nach 150 Jahren erreichen (Turner 2004 und van Asselen 2011).

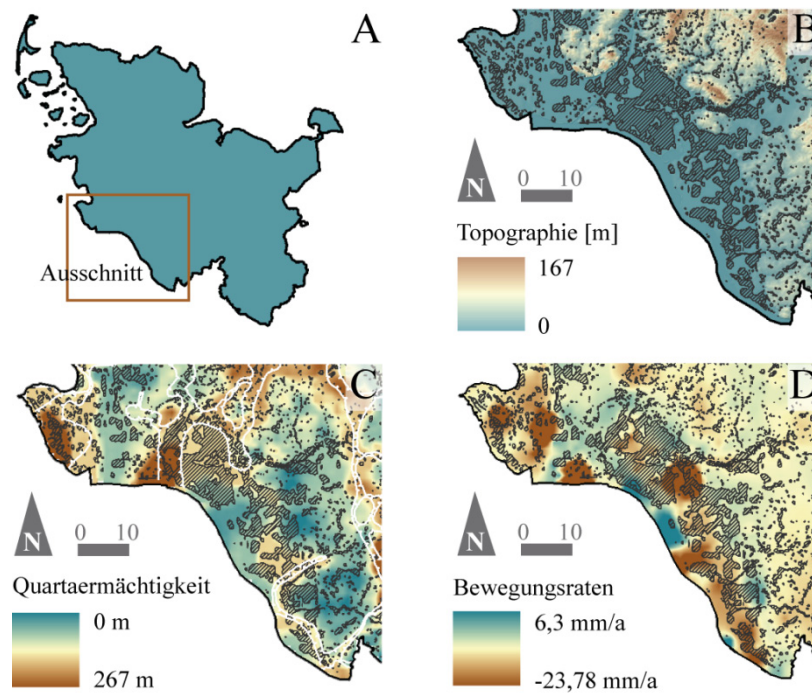


Abbildung 9-2: Großräumige Senke (grau schraffiert) in Bezug zur heutigen Topographie (B), zur Tunneltalverteilung (C, weiß umrandet) und zu den rezenten Bewegungsraten (D). Daten nach Lehné & Sirocko (2010), Stackebrandt (2009) und LANU.

Zusätzlich sind 344 der ausgedehnten Senkenbereiche innerhalb der Subsidenzgebiete im Westen zugleich an Tunneltäler im Untergrund gebunden. Gerade in den tiefen Tunneltälern wurden im Holozän organikreiche Torfsedimente in großer Mächtigkeit abgelagert, insofern die meist noch Pleistozän verfüllten Täler postglazial wieder Sackungen unterlagen oder nicht vollständig verfüllt wurden. Die Parallelität der Verbreitung dieser Akkumulationen und den Depressionen an der Oberfläche ist ein zusätzlicher Hinweis für Sedimentkompaktion und Sackungen innerhalb der ehemaligen Subglazialrinnen, die selbst die neotektonischen Bewegungen übersteigen können. Die höchsten Subsidenzraten können auf die Bereiche eingegrenzt werden, in denen Holozäne Marschsedimente, Moore oder Tunneltäler verortet sind.

Dies heißt auch, dass durch die hohe Parallelität von Bewegungsraten und großer Hohlformen an der Oberfläche bisher unbekannte Subglazialrinnen eingegrenzt werden können: Im SW des Untersuchungsgebiets ist eine der großen Senken innerhalb eines

Subsidenzgebiets verortet. Laut den Angaben von Hinsch (1991) und Stackebrandt et al. (2001b) liegt in diesem Bereich jedoch keine Subglazialrinne. Die Form der Senke jedoch, die Quartärmächtigkeiten sowie die heutigen Bewegungsraten liefern Hinweise auf ein zusätzliches Tunneltal, das parallel zum Elbe-Urstromtal verlaufen sein muss (Abb. 9-2). Auffällig ist die hohe Übereinstimmung des grau schraffierten Senkengebiets mit den Subglazialrinnen und den Quartärmächtigkeiten.

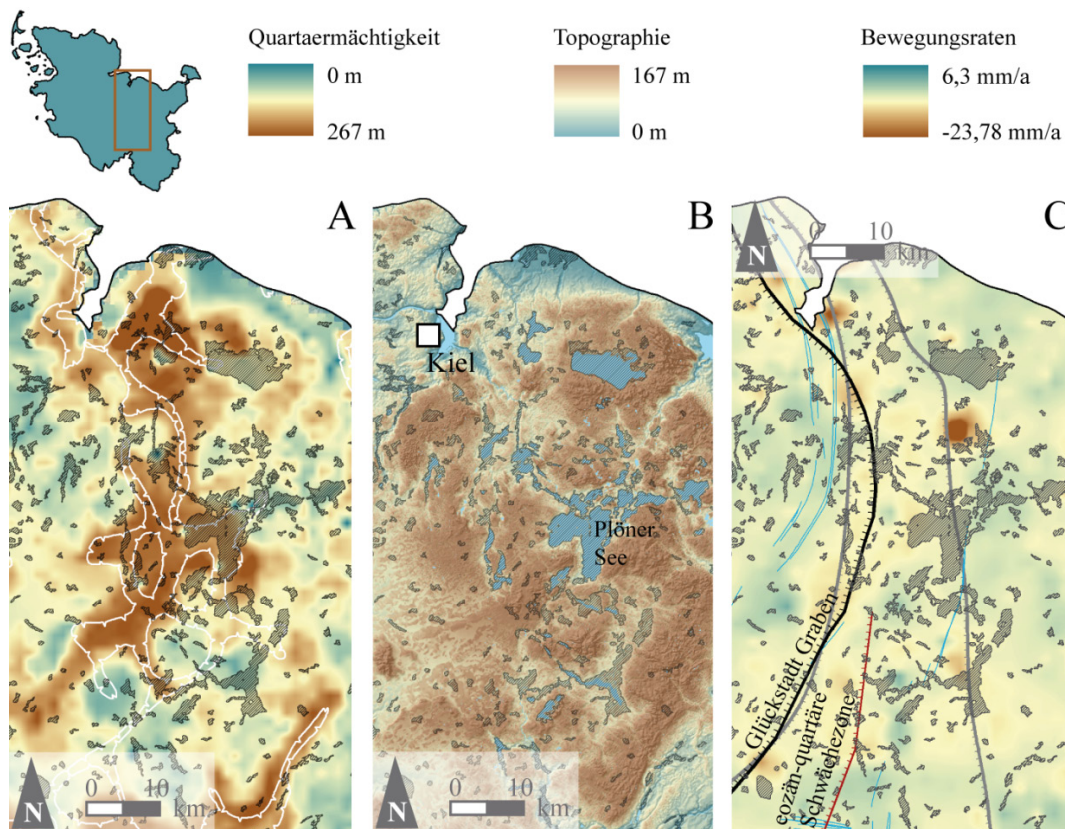


Abbildung 9-3: Detail der detektierten Depressionen entlang der Ostflanke des Glückstadt-Grabens. Dargestellt sind die Senken > 75 Pixel. A – Die Karte der Quartärmächtigkeiten und die Verortung der Tunneltäler (weiß) zeigt die Anbindung an den pleistozänen Untergrund. Gerade der Plöner See ist morphologisch stark an diesen Strukturen orientiert. B – Rezente Topographie mit Gewässern. Viele der Senken sind heute Wasserkörper. C – Die detektierten Depressionen in Bezug zur Flanke des Glückstadt-Grabens und oberflächennahen Störungen (blau), grau eingezeichnet sind die Grenzen des eozänen Subsidenzgebiets, in dem auch noch heute leichte Senkungstendenzen einzugrenzen sind (hellgelb). Daten nach Baldschuh et al. (2001), Kley et al. (2008), Ludwig (2001b).

Im Gegensatz zu den Tunneltälern im Westen Schleswig-Holsteins zeigen größere Strukturen, wie z. B. die WNW-ESE-gerichtete Subglazialrinne bei Fehmarn, keine Parallelität zu rezenten Abwärtstrends innerhalb der eigenen Rinnenstruktur, was darauf zurückzuführen ist, dass diese nicht von marinen, organikreichen Sedimenten aufgefüllt wurde und ebenfalls nicht an Störungen gebunden ist. Es findet also weder Kompaktion innerhalb des Objekts statt, noch eine Subsidenz. Das Gebiet ist im Allgemeinen eher vom uplift Skandinaviens beeinflusst, wodurch die Ablagerung mariner, organikreicher Sedimente innerhalb der Rinne nicht stattfand.

Diese Strukturen sind ein Zeichen dafür, dass Senken auch einfach Reste ehemaliger Hohlformen an der Oberfläche darstellen können, wenn die Verfüllung noch nicht vollständig erfolgt ist. Die flache Senke südlich von Fehmarn ist zwar ebenfalls an Subsidenz und ein Tunneltal im Untergrund gekoppelt, allerdings verläuft das Subsidenzgebiet nicht homolog zum Depressionsgebiet. Es handelt sich vielmehr um eine allgemeine Absenkung, die für Mitteleuropa und das ehemalige Gletschervorfeld typisch ist (Ekman 1996, Frischbutter 2001, Garetsky et al. 2001 und Stackebrandt 2005).

29 große Depressionen > 5 km Größe, die eine hohe Parallelität und Gleichläufigkeit zur NNE-SSW-orientierten, mesozoisch definierten östlichen Flanke und zu oberflächennahen Störungen aufweisen, konnten in einer Distanz von 10 km um den Glückstadt-Graben erfasst werden (vgl. Abb. 9-3). Dies ist ein eindeutiges Anzeichen dafür, dass tektonische Einflüsse und Störungsreaktivierung des Grabens während des letzten Glazials und des Holozäns Einflüsse auf die Entstehung dieser Oberflächenstrukturen hatten. Die meisten der großen Senken an der Ostflanke liegen auch im Bereich von Tunneltälern. Demnach ist von drei zusammenspielenden Einflüssen auszugehen, die mit der Senkenbildung in Verbindung gebracht werden können: Die Ostflanke reagierte auf die Eisauflast und wurde reaktiviert, was sich wiederum auf den Verlauf der Tunneltäler im Untergrund auswirkte, die meist an Störungs- und Blockstrukturen orientiert sind (vgl. dazu Sirocko et al. 2008 oder Stackebrandt 2009). Diese, meist elsterzeitlich angelegten Täler, wurden post-saalezeitlich und im Holozän mit feinem Material verfüllt. Laut Lehné (2005) sind die Täler so steil, dass innerhalb dieser Rinnen auch nach einer Verfüllung rezente Bewegungspotentiale aufgrund von Sackungen zu erwarten sind. Das weiche Sediment wurde zudem weichselzeitlich exariert, wodurch heute die Rinnenseen um den Plöner See an der Topographie von der komplexen Entstehung zeugen.

Die großen, flachen Hohlformen an der Westflanke des Glückstadt-Grabens zeigen keine eindeutige Kopplung an die triassisch angelegten und eozän reaktivierten Störungen der tektonischen Großstruktur. Jedoch stimmt die Verortung der Gebiete mit negativen Bewegungsraten, mit denen die Strukturen homologisiert werden können, eindeutig mit dem Verlauf und den Grenzen der Tunneltäler im Untergrund überein. Daher ist die räumliche Verteilung negativer Bewegungsraten generell in diesem Bereich eher an quartäre Erscheinungen als an frühere Kinematik oder Reaktivierung gebunden. Wie oben bereits erwähnt, geht die rezente Subsidenz eher auf Sedimentkompaktion und Sackungen im Bereich der ehemaligen elsterzeitlichen Rinnen zurück.

Die Ergebnisse zeigen, dass großräumige Depressionen im Allgemeinen auf andere Entstehungsprozesse zurückgeführt werden können als auf Grund- und Toteis. Senken, die mit hoher Wahrscheinlichkeit mit rezenten Krustenbewegungen in Verbindung stehen, sind meist wesentlich größer als Toteislöcher. Mit Hilfe dieser Information ist es möglich, Gebiete für weitere Untersuchungen über rezente Bewegungen und Störungskopplung einzugrenzen. Im Gegensatz zu Lineamentkartierungen (Jäger et al. 2004) oder der Berechnung von Bewegungspotentialen (Lehné & Sirocko 2005) erlaubt die Methode direkt, Senken ortsgenau einzuschließen. Dies ist für Untersuchungen abflussloser Senken, wie Subrosionssenken oder Depressionen, die potentiell mit oberflächennahen Störungen gekoppelt sind, wesentlich zielführender als „nur“ statistisch berechnete potentielle Bewegungsraten einzubeziehen. Die Verschneidung von Senkenflächen mit anderen Geoinformationen kann dazu genutzt werden Gebiete auszuweisen, in denen eine potentielle Kopplung zwischen Tiefengeologie und Hohlformen an der Oberfläche vorliegt. Wie die Ergebnisse zeigen, kann bestätigt werden, dass Hohlformen der Toteislochgröße mit Jungmoränenlandschaften korreliert werden können. Auch die Kopplung von Senken und Rinnenseen im Osten Schleswig-Holsteins an neotektonisch aktive Tiefenstrukturen, ist ein Beweis für neotektonische Reaktivierung, bzw. anhaltende Aktivität der östlichen Grabenflanke des Glückstadt-Grabens. Diese Zusammenhänge konnten bereits durch Jäger et al. (2004) und Sirocko et al. (2008) belegt werden.

Generell ist es schwierig zwischen subsidenzbedingten Phänomenen, wie Kompaktion, isostatischen Bewegungen im Fernfeld ehemaliger Gletscher oder Störungsaktivität zu unterscheiden. Nähere Untersuchungen über die Volumenreduktion holozäner Sedimente für Norddeutschland sollten daher, auch in Bezug auf langfristige

Deichbaumaßnahmen und Küstenmanagement, ein künftiges Ziel im Untersuchungsgebiet sein, um auch Gefahrenpotentiale richtig einschätzen zu können. Durch weitere Forschung über die Auslöser negativer Bewegungsraten in Norddeutschland könnten zudem Subsidenzmodelle für das CEBS kleinräumig verbessert und überprüft werden.

Bei der Verwendung von Penetrationspunkten (Lehné 2005) ist zusätzlich zu beachten, dass es sich nur um potentielle Ausstreichbereiche handelt. Oberflächennahe Störungen werden mit Hilfe dieser Methode einfach auf die Topographie projiziert. Dies ist notwendig, da Reflexionsflächen in Nähe der Geländeoberkante aufgrund ausgeprägter Oberflächenwellen nicht abgebildet werden können. Störungen nehmen jedoch beim Ausstreichen häufig andere, meist flachere Winkel an als in der Tiefe, weshalb die Verortung der Penetrationswerte nur als Richtwert in Betracht gezogen werden sollte.

Insgesamt ist die Methode der einfachen räumlichen Verschneidung jedoch ein guter und wenig zeitaufwendiger Weg, um großmaßstäbige Tendenzen zu zeigen.

9.3 Senken-Klassifikation mittels Formfaktoren

Die Ergebnisse zeigen, dass es möglich ist, Senkenstrukturen aufgrund ihrer Formfaktoren nach potentiell künstlichen, glazigenen oder fluviatilen Strukturen zu unterscheiden. Da die Ergebnisse im Altmoränengebiet der saalezeitlichen Vereisung verortet sind, ist es jedoch schwierig, Strukturen auszumachen, die auf den Einfluss strukturgeologischer Rahmenbedingungen zurückzuführen sind (vgl. Kap. 8.3).

Frühere Studien in Schleswig-Holstein, Mecklenburg-Vorpommern und Niedersachsen (z. B. Jäger 2003, Jäger 2004, Frischbutter 2001, Krauss & Möbus 1981, Lehné 2005, Lehné 2007, Möbus 1996, Picard 1964, Reicherter et al. 2005, Sirocko 1998, Sirocko et al. 2002, Sirocko et al. 2008), zeigten bereits, dass Schwächezonen im Untergund Seen, Seenketten oder die Ausbildung von Flüssen an der Oberfläche beeinflussen (vgl. Kap. 7.2). Es ist nach den Untersuchungen und der eingehenden Analyse der Hohlformen im Untersuchungsgebiet davon auszugehen, dass es sich im Raum Amelinghausen in den meisten Fällen innerhalb des untersuchten Ausschnitts um kryogen entstandene Hohlformen handelt. Dies entspricht im Allgemeinen den Ergebnissen, die Garleff (1968) und Hagedorn bereits (1965) für das gleiche Gebiet erzielten. Insofern tatsächlich einige Depressionen auf tektonische Einflüsse zurückzuführen sind, ist dies ebenfalls schwer anhand der rezenten Topographie zu erfassen, da weichselzeitlich er-

hebliche Mengen an Material in den Altmoränenbereichen ab- und umgelagert wurde. Da es sich bei den eiszeitlichen Ablagerungen um Lockersedimente handelt, konnte das Material ohne einen vorgeschalteten Verwitterungsprozess periglazial, durch Prozesse wie Solifluktion oder äolischen Transport, umgelagert werden. Die Ergebnisse entsprechen vielmehr den Untersuchungen von Garleff (1968), der die einige der in dieser Studie untersuchten Hohlformen als kryogene Formen erfasst hat. Zu den von ihm beobachteten Formen zählen jedoch nur die Senken im äußersten SW des Untersuchungsgebiets. Auch eine Einsicht der Industrieseismiken im Bereich Nordniedersachsens spricht für diese Ergebnisse: Störungen lassen sich in der Region Amelinghausen nicht bis an die Oberfläche nachverfolgen. Eine Kopplung der Senken mit dem strukturgeologischen Rahmen kann also weitgehend ausgeschlossen werden. Dies entspricht auch der Studie von Winsemann et al. (2010), die davon ausgehen, dass selbst oberflächennahe Störungsstrukturen und syn-sedimentäre Aktivität nicht zwingend Auswirkungen an der rezenten Topographie zeigen. Die aktuellen Ergebnisse der hier vorgelegten Arbeit zeigen vielmehr, dass rezente Bewegungspotentiale, die in vielen Fällen rein statistisch festgelegt werden nicht in jedem Fall Auswirkungen an der Oberfläche zu bedeuten haben.

Die vorgestellte Klassifizierungsmethode über Formfaktoren zeigt, dass es sinnvoll und zielführend für weitere Untersuchungen ist, detektierte Hohlformen weiter zu gliedern. Eine Einteilung nach Formen der potentiellen Genese ist möglich und erzielte gute Ergebnisse. Potentiell natürliche, nicht-fluviatil entstandene Senken, konnten gegenüber linearen Strukturen sowie angularen Formen abgegrenzt werden.

Fehldetektionen aufgrund suboptimaler Datengrundlagen („Brückenfehler“) können bereits vor der Weiterverarbeitung zu großen Teilen bestimmt und ausgeschlossen werden. An Flussläufen orientierte Senken, die meist interpolationsbedingt sind, sind als lineare Strukturen auszumachen. Auch anthropogene Strukturen, wie z. B. Mergel- und Sandgruben, die förderungsbedingt eher eckige Formen aufweisen, können als potentiell künstlich erkannt und vorgefiltert werden. Es sollte jedoch in Erwägung gezogen werden, alle Senken < 10 Pixel bei der Analyse auszuschließen, da gerade kleine Senken zu angularen Formen neigen und das Ergebnis verzerren. Die Formen werden daher durch die Nutzung von Formfaktoren nicht erfasst und sind somit nicht präzise klassifizierbar. Des Weiteren sollten zu kleine und somit unterrepräsentierte Klassen (Klasse 4) zu Gunsten allgemeinerer Abfragen eher vernachlässigt werden.

Für eine generelle Eingruppierung erwies sich die Methode als geeignet. Für Spezialfragestellungen sollten jedoch Lidardaten oder tachymetrische Messungen im Meter- bis Zentimeter-Bereich bevorzugt werden. Es gilt jedoch zu bedenken, dass die Einteilung in „künstliche“ und „natürliche“ Senken nicht plakativ vorgenommen werden kann. Es gibt durchaus längliche, natürliche Strukturen, wie z.B. im Bereich von Altarmen, Flussauen oder im Bereich aktiver Störungssysteme. In diesen Fällen muss dann eine zusätzliche Untergruppierung der länglichen Folgen erfolgen.

Eine Möglichkeit lineare Strukturen besser und vollständiger zu erfassen, die beispielsweise in Form von Einzelsenken fragmentiert sind wäre, die detektierten Bildsegmente zu vergrößern, gemeinsam zu labeln und sie dann – wieder auf Originalgröße zugeschnitten – zu untersuchen. Dies würde den in 5.5 verwendeten Zusatzberechnungen entsprechen, bezöge sich jedoch dann auf jeweils größere Gebiete. Unzusammenhängende, lineare Objekte könnten somit ebenfalls erfasst werden.

10 Schlussfolgerungen

10.1 Abflusslose Hohlformen als Instrument in der Analyse glazial geprägter Landschaften

Postglaziale Landschaften, die in den letzten Glazialen von Eisschilden überlagert oder geprägt waren, können durch die Verwendung abflussloser Hohlformen in die entsprechenden Landschaftseinheiten unterteilt und klassifiziert werden.

Flache Depressionen innerhalb der saalezeitlichen Flächen sowie der Ebenen, zu denen Teile der Grundmoränen aber auch die weichselzeitlichen Periglazialflächen zählen, zeigen beispielhaft, wie sich mit der Verlängerung der Erosionszeit auch die Formparameter der Depressionen verändern. Sie gehen, bedingt durch Erosion, wie Verfüllung und abluale Prozesse, während der Kaltzeiten von unregelmäßiger geformten Strukturen in gerundete Objekte über, während die Hohlformen der Hügelländer, die jungeiszeitlich geprägt sind, noch tiefer in die Oberfläche eingeschnitten sind und noch wesentlich unregelmäßigere Formen besitzen. Jungmoränenlandschaften können durch eine hohe Senkendichte eingegrenzt werden, was besonders für die kleinen Hohlformen der Toteislochgröße gilt. Für holozäne Gebiete hingegen sind sehr große, flache Depressionen typisch, was auf die brackisch-marine Entstehung der Marschen in Kombination mit älteren Strukturen, wie den Subglazialrinnen, zurückzuführen ist.

Langfristiges Ziel soll es sein, mit Hilfe der vorgestellten Herangehensweise eine semi-automatisierte Methode der Landschaftsklassifikation durch Senken zu verfeinern. Diese Anwendung wäre dann im Besonderen geeignet für Areale, die nur schwer für Forschungsvorhaben zugänglich sind.

10.2 Senken als Anzeiger von Neotektonik und rezenter Krustenbewegung oder „nur“ Toteislöcher?

Die im ArcGIS Spatial Analyst enthaltene Methode der mathematischen Senkenverfüllung ist ein leistungsstarkes Instrument, um negative Strukturen mit ausschließlich internen Drainagesystemen an der rezenten Topographie zu erfassen. Insgesamt konnten 39.712 negative Landformen mit der vorgestellten Methode eingegrenzt werden.

Kleinere topographische Depressionen $< 10.000 \text{ m}^2$ konnten bei der vorliegenden DEM-Auflösung von 50 m als Toteislöcher identifiziert und eindeutig den Moränenlandschaften zugeordnet werden. Während die Jungmoränenlandschaften eine hohe Dichte topographischer Depressionen aufweisen, zeigen die saalezeitlichen Altmoränengebiete aufgrund erosionsbedingter Verfüllung eine wesentlich geringere Senkendichte. Gebiete, deren Fläche größer als vier oder weniger Pixel ist, zeigen keine ausgeprägte Anlehnung an Eisvorstöße und deren Glazialgebiete. Diese größeren Depressionen gehen demnach vermehrt auf nicht-glaziale oder periglaziale Prozesse zurück.

Die Verortung großer, flächiger Negativformen, wie im SW Schleswig-Holsteins, ist häufig auch an rezente Subsidenz gekoppelt, was besonders für Bereiche gilt, in denen der Untergrund durch elsterzeitliche Tunneltäler vorbestimmt ist. Gerade in diesen Bereichen ist eine große Übereinstimmung zwischen Senken und negativen Bewegungsraten festzustellen (vgl. Abb. 9-2). Dies kann darauf zurückgeführt werden, dass in den mächtigen, holozänen Sedimentkörpern der Tunneltäler Sedimentkompaktion – besonders im Rinnenzentrum, Degradation organikreichen Materials und Sackungen bis heute anhaltende Prozesse sind, die sich in Form von Depressionen an der Oberfläche durchpausen können. Diese Prozesse untermauern die Aussagen früherer Studien, die den Tunneltal-Bereichen aufgrund deren steiler Flanken ($10\text{-}25^\circ$) hohe Bewegungspotentiale zuwiesen (Hönemann et al. 1995, Lehné 2005).

Topographische Senken können jedoch auch Indikatoren für neotektonische Aktivität sein. Linienhaft angeordnete Großstrukturen entlang der östlichen Grabenflanke des Plöner Sees sind Zeugen der komplexen Interaktion zwischen bereits bestehenden Schwächezonen, glazialer Störungsreaktivierung und periglazialen Einflüssen. Die Orientierung dieser Kette aus Rinnenseen im Tunneltalbereich zeigt auch Anbindung an Subsidenzvorgänge innerhalb der eozän aktiven Absenkungsregion des Hamburger Trogs: Die heutigen Subsidenzmuster folgen den von Ludwig (2001b) einge-

grenzten Regionen eozän aktiver Gebiete. Die räumliche Orientierung der Senken und Wasserflächen zwischen Giekau und Bad Segeberg entlang der Westflanke des Glückstadt-Grabens folgt zudem der Orientierung des Plön-Segeberg-Südfeld-Salzwalls, dessen Entstehung ebenfalls den bereits triassisch vordefinierten Schwächezonen folgt. Diese Seenkette reflektiert drei Phänomene, die sich auf die Gestaltung der heutigen Oberfläche auswirkten: Störungsaktivität, anhaltende, wenn auch geringe Subsidenz der eozän dynamischen Gebieten, Halokinese im Untergrund sowie die Verortung elsterzeitlicher Tunneltäler. 29 große Depressionen > 5 km können so identifiziert werden, deren Entstehung zumindest partiell auf die allgemeine Beckensubsidenz, -dynamik und die anhaltende Aktivität des Glückstadt-Grabens zurückzuführen sind.

Die Methode ist nützlich, um topographische Depressionen einzugrenzen. Inwieweit jedoch Senken tatsächlich mit Subsidenz, Kompaktion, oder Tunneltälern in Verbindung gebracht werden können, sollte im Einzelfall näher untersucht werden. Geophysikalische und Fernerkundungsmethoden wären eine gute und notwendige Ergänzung in Form weitergehender Studien im Gebiet Schleswig-Holstein.

10.3 Senken-Klassifikation mittels Formfaktoren

Senken verschiedener Genese können mit Hilfe der vorgestellten, halb-automatisierten Methode nach Form und potentieller Genese differenziert werden.

Nicht-lineare, potentiell natürliche Formen, bzw. glaziale Strukturen, weisen im Allgemeinen gute Rundungswerte sowie rundliche Elongations- und Exzentrizitätswerte auf und sind eher kompakt. Senken unterhalb eines gewissen Schwellwerts sollten im Rahmen von Formfaktor-Analysen aufgrund der fehlerhaften Detektion und des schlechten Flächen-Umfang-Verhältnisses nicht einbezogen werden. Lineare Hohlformen orientieren sich an Flussläufen und Tälern. Sie können mittels der vorgestellten Methode für die Untersuchungen von runden Depressionen, wie Subrosionssenken, Tot-eislöchern und anderer nicht-fluviatiler Strukturen ausgeschlossen werden. Elongation und Exzentrizität erreichen in diesen Fällen hohe Werte.

Potentiell künstliche Senken, die detektiert wurden, sind angularer, bzw. weniger kompakt als natürliche Formen. Falsche Ausweisung potentiell natürlicher Senkengebiete können, unter Ausschluss dieser Kriterien, für weitere Untersuchungen ebenfalls ausgeschlossen werden.

Potentiell glazigene Hohlformen liegen im Untersuchungsgebiet innerhalb der flachen, saalezeitlichen Hochflächen. Dies kann ein Hinweis auf die langsamere Verschüttung innerhalb von Gebieten geringer Reliefenergie sein.

Ein großer Vorteil der vorgestellten Methode ist, dass für folgende Landschaftsklassifikationen alle Senken natürlichen Ursprungs eingegrenzt werden können. In Kombination mit der in 5.3 vorgestellten Methode können Strukturen identifiziert werden, die auf unterschiedliche Genese natürlicher Hohlformen schließen lassen und nicht nur die Phänotypen einbeziehen. Würden zusätzlich Bewegungsraten und -potentiale in die Daten eingepflegt, könnten Gebiete bestimmt werden, die nicht nur nach Form klassifiziert werden, sondern die auch mit rezenten Bewegungen in Zusammenhang stehen. Dies ermöglicht eine bessere Bestimmung konkreter Untersuchungsgebiete als grobmaschige Bewegungspotential-Berechnungen.

Ausblick

Mit der vorgestellten Methode können einzelne Eisvorstöße oder eine feinere Unterteilung der geologischen, bzw. der Landschaftseinheiten noch nicht differenziert werden. Ein Ziel ist die Nutzung höher aufgelöster Daten, um postglaziale Landschaften noch wesentlich feiner aufzulösen und eine vollständig automatisierte Landschaftsgliederung möglich zu machen.

Die Nutzung hoch aufgelöster Daten hätte ebenfalls den Vorteil, dass Senken untereinander, beispielsweise durch die interne Hangneigung, differenziert werden können. In der Geländearbeit wird dieser Parameter häufig zur Differenzierung verwendet, ist jedoch z. B. bei Senken einer Größe von einem Pixel ausgeschlossen. Generell sollten, wie Abb. 9-1 zeigt, bei weiteren Arbeiten alle Senken unter einer gewissen Mindestauflösung im DEM nicht für die Verarbeitung genutzt werden. Zumindest Hohlformen unter 10 Pixeln Größe innerhalb des Graustufen-Rasters sollten ausgeschlossen werden. Dies gilt jedoch nur als allgemeiner Richtwert – die genaue Einteilung sollte je nach eingehendem Datenmaterial individuell gewählt werden.

Des Weiteren soll es möglich sein, abgelegene Regionen, in denen bisher nur wenig Untersuchungen möglich waren, wie z.B. im Norden Russlands, mit Hilfe von Fernerkundungsdaten besser untersuchen zu können und ohne eine vorherige, aufwändige Bearbeitung vor Ort bereits erste Ergebnisse zu erzielen.

Die in 6.1 und den jeweils folgenden zweiten Unterkapiteln vorgestellte Methode der Landschaftsanalyse über Detektionszellen soll insoweit verbessert werden, dass auch die großen Wasserflächen in die Detektion einbezogen werden können. Bisher gibt nur das Fehlen der entsprechenden Flächen einen Hinweis auf deren Verortung, bzw. potentielle Genese und Zugehörigkeit zur entsprechenden Landschaftseinheit. Bisher ist auch die Differenzierung saalezeitlicher und weichselzeitlicher Periglazialgebiete anhand der Hohlformen noch nicht möglich. Die zusätzliche Verwendung anderer Parameter, wie Höhe, Steilheit, Gewässerdichte und auch der Einbezug von Satellitenbilddaten

würden zur Verbesserung der Methode beitragen und sollten daher im nächsten Schritt einbezogen werden.

Generell ist es nicht eindeutig möglich, zwischen den verschiedenen rezenten Bewegungen zu unterscheiden. Kompaktion, Subsidenz im Gletschervorland (*glacial forebulge collapses*), Kopplung an rezente Störungsaktivität oder allgemeine negative Bewegungsraten des mitteleuropäischen Raumes können nicht differenziert werden, ohne weitere Untersuchungen im Gelände vorzunehmen. Inwieweit daher die Übereinstimmung der Hohlformen allein mit Störungskopplung oder Sackungen in Einklang gebracht werden kann, muss durch weitere Arbeiten im Raum Schleswig-Holstein belegt werden. Besonders die Abwärtstrends der holozänen Marschsedimente im Westen des Bundeslandes und deren Kompaktion sind wichtige künftige Untersuchungsräume für Küsten- und Siedlungsmanagement vor allem im Bereich der dicht besiedelten Ostküste entlang der Nordsee. Weitere Untersuchungen gerade zur Senkenbildung in diesem Bereich wären auch notwendig, um Subsidenzmodelle innerhalb des gesamten Zentral-europäischen Beckensystems zu verbessern.

Ein weiterer Schritt ist die weitere Verschneidung von Geodaten mit den bereits existierenden Modellen dieser Studie, um die automatisierte Identifikation von geologisch definierten Naturräumen mittels Formfaktoren und der Dichte der Strukturen zu verbessern.

Geplant ist auch, die Differenzierung der Senken innerhalb der einzelnen Naturräume und generelle Unterschiede herauszuarbeiten und somit auch die Wahl von Schwellwerten zu verbessern. Dazu sind innerhalb der Einzeleinheiten Abfragen zu Faktoren wie Elongation, Rundheit, Kompaktheit, Größe etc. ein wichtiger Schritt (vgl. van der Werff & van der Meer 2008).

Zur erweiterten Analyse höher aufgelöster Daten und zur gezielteren Unterscheidung der Hohlform-Genese bietet sich ebenfalls eine Studie über die Verwendung residualer Reliefdaten für den Postglazialbereich an (z.B. Seib et al. 2008). Zur weiteren Differenzierung von Subrosionssenken, Toteislöchern, Rinnenformen oder äolisch entstandener Schlatts kann sowohl die Hangneigung schrittweise einbezogen werden, als auch die maximale Krümmung des Bodens unter der Hohlform. Die Arbeit von Seib et al. (2008) zeigt z. B., dass Höhenmodelle sehr gut mit der Information von Satellitendaten kombinierbar sind. In Kombination mit diesen Daten kann zusätzlich eine Haupt-

achsen-Orientierung der größeren Strukturen verwendet werden, um Eisbewegungen oder Störungskopplung tiefergehend zu untersuchen.

Für alle genannten, weiterführenden Studien ist es zudem unerlässlich, intensive Geländearbeiten mit einzubeziehen, um Morphologie und Charakteristik von Senken besser zu verstehen und um das finale Ziel der vollständig automatisierten Landschaftsklassifikation mittels Depressionen in postglazialen Landschaften erreichen zu können.

Literatur

- Aizberg, R.Y. & Garetsky, R. (2001): Depth of Mohorovičić discontinuity (map 7). *Neogeodynamica Baltica* IGCP-Project 346. – Brandenburgische geowiss. Beitr., 8: 39–41, Kleinmanchow.
- Allard, M. (1998): Geomorphological changes and permafrost dynamics: key factors in changing arctic ecosystems. An example from Bylot Island, Nunavut, Canada. – *Geosci. Can.*, 23: 205–212, Waterloo.
- Allen, J.R.L. (1995): Salt-marsh growth and fluctuating sea level: implications of a simulation model for Flandrian coastal stratigraphy and peat-based sea-level curves. – *Sediment. Geol.*, 100: 21–45, Amsterdam.
- Antonić, O., Hatic, D. & Pernar, R. (2001): DEM-based depth in sink as an environmental estimator. – *Ecological Modelling*: 247–254, Amsterdam.
- Arrighi, P. & Soille, P. (1999): From scanned topographic maps to digital elevation models. In: Jongmans, D., Pirard, E. & Trefois, P. (Hrsg.): *Proceedings of Geovision '99. International Symposium on Imaging Applications in Geology*, Lüttich. Internet: < <http://ams.egeo.sai.jrc.it/soille/arrighi-soille99.pdf> > (Stand: 27.03.2012).
- Bahlmann, C., Zhu, Y., Visvanathan Ramesh, Pellkofer, M. & Koehler, T. (2005): A system for traffic sign detection, tracking, and recognition using color, shape, and motion information: 255–260, *Proceedings of 2005 IEEE Intelligent Vehicles Symposium*, Las Vegas.
- Baldschuhn, R., Binot, F., Fleig, S. & Kockel, F (2001): 2001. Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor. Strukturen, Strukturentwicklung, Paläogeographie: *Geol. Jb.*, A 153: 1–44 (3 CD-ROMs), Hannover (Schweizerbart).
- Baldschuhn, R. (1993a): Jura. In: Meyer, K.-D. (Hrsg.): *Erläuterungen zu Blatt Nr. 2827 Amelinghausen*: 32–38, Hannover (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung).
- Baldschuhn, R. (1993b): Gebirgsbau. In: Meyer, K.-D. (Hrsg.): *Erläuterungen zu Blatt Nr. 2827 Amelinghausen*: 79–85, Hannover (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung).
- Bayer, U., Scheck, M., Rabbel, W., Krawczyk, C.M., Götze, H.-J., Stiller, M., Beilecke, T., Marotta, A.-M., Barrio-Alvers, L. & Kuder, J. (1999): An integrated study of the NE German Basin. – *Tectonophysics*, 314: 285–307, Amsterdam.
- Behre, K.-E. (2004a): Die Schwankungen des mittleren Tidehochwassers an der deutschen Nordseeküste in den letzten 3000 Jahren nach archäologischen Daten. – *Coastline Reports*, 1: 1–7, Warnemünde.
- Behre, K. (2004b): Coastal development, sea-level change and settlement history during the later Holocene in the Clay District of Lower Saxony (Niedersachsen), Northern Germany. – *Quatern. Int.*, 112: 37–53, Amsterdam.

- Blakey, R. (2009): Global Paleogeography. Internet: <<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/globaltext2.html>> (Stand: 27.03.2012).
- Boettger, T., Junge, F.W. & Litt, T. (2000): Stable climatic conditions in central Germany during the last interglacial. – *J. Quaternary Sci.*, 15: 469–473, New York.
- Bonk, R. (2007): Scale-Dependent Effect of Input Data Design on DEM Accuracy. In: Peckham, R.J. & Jordan, G. (Hrsg.): *Digital Terrain Modelling. Development and applications in a policy support environment*: 83–98, Berlin (Springer).
- Bosch, J.H.A., Bakker, M.A., Gunnik, J.L. & Paap, B.F. (2009): Airborne electromagnetic measurements as basis for a 3D geological model of an Elsterian incision. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 160: 249–258, Stuttgart.
- Boulton, G.S. & Hindmarsh, R.C.A. (1987): Sediment deformation beneath glaciers: Rheology and geological consequences. – *J. Geophys. Res.*, 92: 9059–9082, Washington.
- Brandes, C., Polom, U. & Winsemann, J. (2010): Reactivation of basement faults: interplay of ice-sheet advance, glacial lake formation and sediment loading. – *Basin Res.*: 1–12, Oxford.
- Breitkreuz, C. & Kennedy, A. (1999): Magmatic flare-up at the Carboniferous/Permian boundary in the Northeast German Basin revealed by SHRIMP zircon ages. – *Tectonophysics*: 307–326, Amsterdam.
- Brink, H.-J. (2005): Liegt ein wesentlicher Ursprung vieler großer Sedimentbecken in der thermischen Metamorphose ihrer Unterkruste? Das Norddeutsche Permbecken in einer globalen Betrachtung. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 156: 275–290, Stuttgart.
- Bungenstock, F., Mauz, B. & Schäfer, A. (2004): The late Holocene sea level rise at the East Frisian coast (North Sea): New time constraints provided by optical ages of coastal deposits. – *Coastline Reports*, 1: 37–41, Warnemünde.
- BURVAL Working Group (2009): Buried Quaternary valleys a geophysical approach. *Verborgene eiszeitliche Täler im geophysikalischen Abbild*. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 160: 237–247, Stuttgart.
- Cacace, M., Bayer, U. & Marotta, A.M. (2008): Strain localization due to structural in-homogeneities in the Central European Basin System.– *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch.)*, 97: 899–913, Berlin.
- Cheng-Jin, D. & Da-Wen, S. (2004): Recent developments in the applications of image processing techniques for food quality evaluation. – *Trends in Food Science & Technology*: 230–249, Amsterdam.
- Cohen, J. (1960): A coefficient of agreement for nominal scales. – *Educ. Psychol. Meas.*, 20: 37–46, New York.
- Congalton, R.G. (1991): A Review of Assessing the Accuracy of Classifications of Remotely Sensed Data. – *Remote Sens. Environ.*, 37: 35–46, Amsterdam.
- Cuffey, K.M. & Marshall, S.J. (2000): Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet. – *Nature*, 406: 591–594, London.
- Dansgaard, W.J.S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J. & Bond, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. – *Nature*, 364: 218–220, London.

- Dietrich, S. (2006): Spektroskopische Untersuchungen und Partikelanalyse an Ozeansedimenten. Methodenentwicklung an Dünnschliffen des Bohrkerns SO-147/106KL (peruanischer Schelf, MIS 5e): 127, Diplomarbeit, Johannes Gutenberg-Universität Mainz.
- Drozdowski, G., Henscheid, S., Hoth, P., Junch, D., Littke, R., Vieth, A. & Wrede, V. (2009): The pre-Permian of NW-Germany – structure and coalification map. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 160: 159–172, Stuttgart.
- DSK – Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002, Potsdam.
- Ehlers, J. (1990): Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen in Norddeutschland. In: Liedtke, H. (Hrsg.): *Eiszeitforschung: 159–172*, Darmstadt (WBG).
- Ehlers, J. (1994): *Allgemeine und historische Quartärgeologie: 358*, Stuttgart (Enke).
- Ehlers, J., Eissmann, L., Lippstreu, L., Stephan, H.-J. & Wansa, S. (2004): Pleistocene glaciations of North Germany. In: Ehlers, J. & Gibbard, P.L. (Hrsg.): *Quaternary glaciations extent and chronology. Part I: Europe: 135–146*, Amsterdam (Elsevier).
- Eissmann, L. (1981): Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs. Ein Beitrag zur Periglazialgeologie aus der Sicht des Elbe-Saale-Gebietes: 171, Altenburg (Naturkundliches Museum Altenburg).
- Eissmann, L. (1990): Die Eemwarmzeit und die frühe Weichselzeit im Saale-Elbe-Gebiet: Geologie, Paläontologie; Palökologie. Ein Beitrag zum jüngeren Quartär in Mitteleuropa: 301, Altenburg (Naturkundliches Museum Altenburg).
- Eissmann, L. & Litt, T. (1994): Klassische Quartärfolge Mitteldeutschlands von der Elsterzeit bis zum Holozän unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie, Paläoökologie und Vorgeschichte (Exkursion B1). In: Eissmann, L. & Litt, T. (Hrsg.): *Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes: 250–357*, Altenburg (Naturkundliches Museum Altenburg).
- Eklundh, L. & Mårtensson, U. (1995): Rapid generation of Digital Elevation Models from topographic maps. – *Int. J. Geogr. Inf. Syst.*, 9: 329–340, London.
- Ekman, M. (1996): A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia. – *Terra Nova*, 8: 158–165, London.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwart, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K. & Chappell, J. (1998): Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. – *Earth Planet. Sc. Lett.*, 163: 327–342, Amsterdam.
- Frisch, W. & Meschede, M. (2009): Plattentektonik. Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung: 196, Darmstadt (WBG).
- Frischbutter, A. (2001): Recent vertical movements (map 4). *Neogeodynamica Baltica IGCP-Project 346*. – *Brandenburg. geowiss. Beitr.*, 8: 27–31, Kleinmanchow.

- Frohn, R.C., Hinkel, K.M. & Eisner, W.R. (2005): Satellite remote sensing classification of thaw lakes and drained thaw lake basins on the North Slope of Alaska. – *Remote Sens. of Environ.*, 97: 116–126, Amsterdam.
- Fuchs, K. & Müller, B. (2001): World Stress Map of the Earth: a key to tectonic processes and technological applications. – *Naturwissenschaften*, 88: 357–371, Rheinfelden.
- Gallant, J.C. & Wilson, J.P. (2000): Primary Topographic Attributes. In: Wilson, J.P. & Gallant, J.C. (Hrsg.): *Terrain analysis. Principles and applications*: 51–85, New York (Wiley).
- Garetsky, R., Aizberg, R.Y., Karabanov, A., Kockel, F., Ludwig, A.O., Lykke-Andersen, H., Ostaficzuk, S., Palijenko, V.P., Sim, L.S., Šliaupa, A. & Stackebrandt, W. (2001): The neogeodynamic state of the Baltic Sea depression and adjacent areas. Some conclusions from the IGCP-Project 346: "Neogeodynamica Baltica". – *Brandenburg. geowiss. Beitr.*, 8: 43–47, Kleinmanchow.
- Garleff, K. (1968): Geomorphologische Untersuchungen an geschlossenen Hohlformen ("Kaven") des Niedersächsischen Tieflandes: 142, Göttingen (Göttinger Geographische Abhandlungen).
- Gemmer, L., Nielsen, S.B. & Bayer, U. (2003): Late Cretaceous-Cenozoic evolution of the North German Basin. Results from 3-D geodynamic modelling. – *Tectonophysics*: 39–54, Amsterdam.
- Grandjean, G. & Leparoux, D. (2004): The potential of seismic methods for detecting cavities and buried objects: experimentation at a test site. – *J. of Appl. Geophys.*: 93–106, Amsterdam.
- Greenlee, D.D. (1987): Raster and Vector Processing for Scanned Linework. – *Photogramm. Eng. Rem. S.*, 53: 1383–1387, Bethesda.
- Gregory, M.S. & Vitek, J.D. (1989): Hydrologic modeling through the integration of remotely sensed data in a geographic information system: 30, Stillwater (Oklahoma State University).
- Grim, S. & Sirocko, F. (submitted): Natural depressions on modern topography in Schleswig-Holstein (Northern Germany) – indicators for recent movements or 'only' kettle holes? – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, Stuttgart.
- Grim, S., Seelos, K. & Sirocko, F. (submitted): Recent landscape analysis by natural depressions of cold period origin within Northern Germany based on GIS- and MATLAB-analysis. – *Comput. & Geosci.*, Amsterdam.
- Grollmund, B. & Zoback, M.D. (2000): Post glacial lithospheric flexure and induced stresses and pore pressure changes in the northern North Sea. – *Tectonophysics*, 327: 61–81, Amsterdam.
- Grube, F. & Ehlers, J. (1975): Pleistozäne Flußsedimente im Hamburger Raum. – *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, 44: 353–382, Hamburg.
- Grünthal, G. & Stromeyer, D. (2001): Direction of recent maximal stress and epicenter map of tectonic earthquakes (maps 5 and 6). *Neogeodynamica Baltica IGCP-Project 346*. – *Brandenburg. geowiss. Beitr.*, 8: 33–37, Kleinmanchow.
- Haase, D., Fink, J., Haase, G., Ruske, R., Pécsi, M., Richter, H., Altermann, M. & Jäger, K.-D. (2007): Loess in Europe—its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000. – *Quaternary Sci. Rev.*, 26: 1301–1312, Amsterdam.

- Hagedorn, J. (1965): Die Umgestaltung des glazigenen Reliefs der norddeutschen Altmoränengebiete am Beispiel des Uelzener Beckens. – *Quaternary Science Journal*, 16: 116–120, Greifswald.
- Hallik, R. (1960): Die Vegetationsentwicklung der Holstein-Warmzeit in Nordwestdeutschland und die Altersstellung der Kieselgurlager der südlichen Lüneburger Heide. – *Mitteilung aus dem Geologischen Landesamt Hamburg*, 32: 326–333, Hamburg.
- Hansen, M.B., Scheck-Wenderoth, M., Hübscher, C., Lykke-Andersen, H., Dehghani, A., Hell, B. & Gajewski, D. (2007): Basin evolution of the northern part of the Northeast German Basin. Insights from a 3D structural model. – *Tectonophysics*, 437: 1–16, Amsterdam.
- Harris, S.A. (2002): Causes and consequences of rapid thermokarst development in permafrost or glacial terrain. – *Permafrost Periglac.*, 13: 237–242, New York.
- Hartge, K.H. & Horn, R. (1999): *Einführung in die Bodenphysik*: 304, Stuttgart (F. Enke).
- Herbst, R., Kapp, I., Krummel, H. & Lück, E. (1998): Seismic sources for shallow investigations: A field comparison from Northern Germany. – *J. Appl. Geophys.*: 301–317, Amsterdam.
- Hermes, T. (2005): *Digitale Bildverarbeitung. Eine praktische Einführung*: 230, München (Hanser).
- Hinkel, K.M., Frohn, R.C., Nelson, F.E., Eisner, W.R. & Beck, R.A. (2005): Morphometric and spatial analysis of thaw lakes and drained thaw lake basins in the western Arctic Coastal Plain, Alaska. – *Permafrost Periglac.*, 16: 327–341, New York.
- Hinsch, W. (1979): Rinnen an der Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein. – *Quaternary Science Journal*, 29: 173–178, Greifswald.
- Hinsch, W. (1991): Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein (bzw. Oberkante des Präquartärs) 1:250000. – *Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Flintbek*.
- Höfle, H.C. & Lade, U. (1983): The stratigraphic position of the Lamstedter Moraine within the Younger Drenthe substage (middle Saalian). In: Ehlers, J. (Hrsg.): *Glacial deposits in North-West Europe*: 343–346, Rotterdam (Balkema).
- Höfle, H.-C., Merkt, J. & Müller, H. (1985): Die Ausbreitung des Eem-Meeres in Nordwestdeutschland. – *Quaternary Science Journal*, 35: 49–59, Greifswald.
- Hönemann, G., Küstermann, W. & Meyer, W. (1995): Reflexionsseismische Kartierung von Tieflagen der Pleistozänbasis in Nordostdeutschland. – *Z. geol. Wiss.*, 23: 261–275, Stuttgart.
- Hoselmann, C. (2004): Holocene sea-level rise and its effect on the mass balance of coastal deposits. – *Quatern. Int.*, 112: 89–103, Amsterdam.
- Huber, O., Klaus, H., Dallner, R., Bartl, F., Eigenfeld, K., Kovacs, B. & Godehardt, M. (2006): Herstellung und Eigenschaften syntaktischer Metallschäume mit unterschiedlichen Matrix- und Füllmaterialien. Einfluss unterschiedlicher Matrix- und Füllmaterialien auf die mechanischen Eigenschaften des syntaktischen Schaums. – *Druckgusspraxis 2*: 69–75, Berlin.
- Hutchinson, M.F. & Gallant, J.C. (2000): Digital Elevation Models and Representation of Terrain Shape. In: Wilson, J.P. & Gallant, J.C. (Hrsg.): *Terrain analysis. Principles and applications*: 29–51, New York (Wiley).

- Ismail-Zadeh, A.T., Talbot, C.J. & Volozh, Y.A. (2001): Dynamic restoration of profiles across diapiric salt structures: numerical approach and its applications. – *Tectonophysics*, 337: 23–38, Amsterdam.
- Jäger, K. (2003): Fernerkundliche und linearanalytische Untersuchungen an tektonischen und geologischen Strukturen in Ostholstein: 63, Diplomarbeit, Johannes Gutenberg-Universität Mainz.
- Jäger, K., Lehné, R., Sirocko, F. & Rein, B. (2004): Linearanalytische Untersuchungen an fernerkundlichen Strukturen in Ostholstein. – *Z. geol. Wiss.*: 413–416, Berlin.
- Jaritz, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands: 77, *Geol. Jb.* 10, Stuttgart (Schweizerbart).
- Jaritz, W. (1992): Fortschritte und offene Fragen zur Entstehung der Salzstrukturen NW-Deutschlands. In: Niedersächsische Akademie der Geowissenschaften (Hrsg.): 16–24, Hannover (Schweizerbart).
- Jenson, S.K. & Domingue, J.O. (1988): Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. – *Photogramm. Eng. Rem. S.*, 54: 1593–1600, Bethesda.
- Jordan, G. (2007): Digital Terrain Analysis in a GIS Environment. Concepts and Development. In: Peckham, R.J. & Jordan, G. (Hrsg.): Digital terrain modelling. Development and applications in a policy support environment: 1–43, Berlin (Springer).
- Kaiser, A. (2005): Neotectonic modelling of the North German Basin and adjacent areas – a tool to understand postglacial landscape evolution? – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 156: 357–366.
- Kaiser, A., Reicherter, K., Hübscher, C. & Gajewski, D. (2005): Variation of the present-day stress field within the North German Basin – insights from thin shell FE modeling based on residual GPS velocities. Integration of Geophysical and Geological Data and Numerical Models in Basins. – *Tectonophysics*, 397: 55–72, Amsterdam.
- Kaye, C.A. & Barghoorn, E. (1964): Late Quaternary sea-level change and crustal rise at Boston, Massachusetts, with notes on the autocompaction of peat. – *GSA Bulletin*, 75: 63–80, Reston.
- Keilhack, K. (1910): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und Benachbarten Bundesstaaten. GK25 Blatt Teltow, Königlich Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- Kirsch, R. (2004): Wenn der Boden einbricht – Erdfälle in Schleswig-Holstein. In: Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein (Hrsg.): Jahresbericht 2004: 201–210, Flintbek.
- Klemann, V. & Wolf, D. (1998): Modelling of stresses in the Fennoscandian lithosphere induced by Pleistocene glaciations. – *Tectonophysics*, 294: 291–303, Amsterdam.
- Kley, J., Franzke, H.-J., Jähne, F., Krawczyk, C.M., Lohr, T., Reicherter, K., Scheck-Wenderoth, M., Sippel, J., Tanner, D., van Gent, H. & the SPP Structural Geology Group (2008): Strain and Stress. In: Littke, R. (Hrsg.): Dynamics of complex intracontinental basins. The central European basin system: 97–124, Berlin (Springer).
- Kockel, F. (2002): Rifting processes in NW-Germany and the German North Sea Sector. – *Neth. J. Geosci.*, 81: 149–158, Utrecht.

- Kockel, F. (2003): Inversion structures in Central Europe. Expressions and reasons, an open discussion. – *Neth. J. Geosci.*, 82: 367–382, Utrecht.
- Köppen, W. (1936): Das geographische System der Klimate. In: Köppen, W. & Geiger, R. (Hrsg.): *Handbuch der Klimatologie: C1-C44*, Berlin (Borntraeger).
- Kossow, D. & Krawczyk, C.M. (2002): Structure and quantification of processes controlling the evolution of the inverted NE-German Basin. – *Mar. Petrol. Geol.*, 19: 601–618, Amsterdam.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. & Rubel, F. (2006): World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. – *Meteorol. Z.*, 15: 259–263, Berlin.
- Krauss, M. & Möbus, G. (1981): Korrelation zwischen der Tektonik des Untergrunds und den geomorphologischen Verhältnissen im Bereich der Ostsee. – *Z. geol. Wiss.*, 9: 255–267, Berlin.
- Krawczyk, C.M., Eilts, F., Lassen, A. & Thybo, H. (2002): Seismic evidence of Caledonian deformed crust and uppermost mantle structures in the northern part of the Trans-European Suture Zone, SW Baltic Sea. – *Tectonophysics*: 215–244, Amsterdam.
- Krawczyk, C.M., Rabbel, W., Willert, S., Hese, F., Götze, H.-J., Gajewski, D. & the SPP Geophysics Group (2008): Crustal structures and properties in the Central European Basin System from geophysical evidence. In: Littke, R. (Hrsg.): *Dynamics of complex intracontinental basins. The central European basin system: 67–96*, Berlin (Springer).
- Krige, D.G. (1951): A Statistical Approach to Some Basic Mine Valuation Problems on the Witwatersrand. – *J. Chem. Metall. Min. Soc. S. Af.*, 52: 119–139, Johannesburg.
- Kukla, P.A., Urai, J.L. & Mohr, M. (2008): Dynamics of salt structures. In: Littke, R. (Hrsg.): *Dynamics of complex intracontinental basins. The central European basin system: 291–306*, Berlin (Springer).
- Küster, H. (2010): *Geschichte der Landschaft in Mitteleuropa. Von der Eiszeit bis zur Gegenwart: 447*, München (Beck).
- Landesbetrieb für Statistik und Kommunikationstechnologie Niedersachsen (2011): *Statistische Berichte Niedersachsen: 54*, Internet: <http://www.lskn.niedersachsen.de/portal/live.php?&article_id=99785&navigation_id=25666&psmand=40> (Stand: 27.03.2012).
- Landis, J.R. & Koch, G.G. (1977): The Measurement of Observer Agreement for Categorical Data. – *Biometrics*, 33: 159–174, Washington, DC.
- LANU – Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume: *Digitale topographische Karte von Schleswig-Holstein 1: 50 000*, Flintbek.
- LBEG – Landesamt für Bergbau, E.u.G. (2009): *Subrosion*. Internet: <http://www.lbeg.niedersachsen.de/portal/live.php?navigation_id=806&article_id=600&psmand=4> (Stand: 27.03.2012).
- Lehné, R. (2005): *Rezente Bodenbewegungspotenziale in Schleswig-Holstein (Deutschland). Lokalisierung und Quantifizierung durch GIS-Analysen, seismische Interpretation, Fernerkundung, statistische Auswertung und Feldarbeit: 231*, Dissertation, Johannes Gutenberg-Universität Mainz.

- Lehné, R. (2007): GIS gestützte Lokalisierung und Quantifizierung von rezenten vertikalen Krustenbewegungen in Schleswig-Holstein (Deutschland). In: TU Bergakademie Freiberg (Hrsg.): 58. Berg- und Hüttenmännischer Tag: Behandlungstechnologien für bergbaubeeinflusste Wässer, GIS – Geowissenschaftliche Anwendungen und Entwicklungen: 201–207, Freiberg.
- Lehné, R. & Sirocko, F. (2005): Quantification of recent movement potentials in Schleswig-Holstein (Germany) by GIS-based calculation of correlation coefficients. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 94: 1094–1102, Berlin.
- Lehné, R. & Sirocko, F. (2007): Rezente Bodenbewegungspotenziale in Schleswig-Holstein (Deutschland) – Ursachen und ihr Einfluss auf die Entwicklung der rezenten. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 158: 329–347, Stuttgart.
- Lehné, R. & Sirocko, F. (2010): Recent vertical crustal movements and resulting surface deformation within the North German Basin (Schleswig-Holstein) derived by GIS-based analysis of repeated precise leveling data. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 161: 175–188, Stuttgart.
- Leser, H. (2001): *Diercke-Wörterbuch allgemeine Geographie: 1037*, Braunschweig (Westermann).
- LGBR – Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (2000): GÜK 300. Tiefenlinienkarte der Zechsteinoberfläche, Landesvermessungsamt Brandenburg, Land Brandenburg, Potsdam.
- LGLN – Landesamt für Geoinformation und Landentwicklung Niedersachsen: DEM12,5. Digitales Höhenmodell für Amelinghausen.
- Liedtke, H. (1981): *Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa: 160*, Trier (Zentralausschuß für Dt. Landeskunde).
- Liedtke, H. (1990): Abluale Abspülung und Sedimentation in Nordwestdeutschland während der Weichsel- (Würm-) Eiszeit. In: Liedtke, H. (Hrsg.): *Eiszeitforschung: 261–269*, Darmstadt (WBG).
- Lillesand, T.M., Kiefer, R.W. & Chipman, J.W. (2008): *Remote sensing and image interpretation: 756*, New York (Wiley).
- Litt, T., Brauer, A., Goslar, T., Merkt, J., Balaga, K., Müller, H., Ralska-Jasiewiczowa, M., Stebich, M. & Negendank, J.F.W. (2001): Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. – *Quaternary Sci. Rev.*, 20: 1233–1249, Oxford.
- Litt, T., Behre, K.-E., Meyer, K.-D., Stephan, H.-J. & Wansa, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – *Quaternary Science Journal*, 56: 7–65, Greifswald.
- Littke, R. (Hrsg.) (2008): *Dynamics of complex intracontinental basins. The central European basin system: 519*, Berlin (Springer).
- Ludwig, A.O. (2001a): Recent position of surfaces of Holsteinian interglacial marine and limnic sediments, and of Saalian glacial river terraces (Explanatory notes to map 3). *Neogeodynamica Baltica IGCP-Projekt 346*. – *Brandenburgische geowiss. Beitr.*, 8: 21–25, Kleinmanchow.
- Ludwig, A.O. (2001b): Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (map 1). *Neogeodynamica Baltica IGCP-Projekt 346*. – *Brandenburgische geowiss. Beitr.*, 8: 5–12, Kleinmanchow.

- Lutz, R., Kalka, S., Gaedicke, C., Reinhardt, L. & Winsemann, J. (2009): Pleistocene tunnel valleys in the German North Sea: spatial distribution and morphology. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 160: 225–235, Stuttgart.
- Mark, D.M. (1988): Network models in geomorphology. In: Anderson, M.G. (Hrsg.): *Modelling Geomorphological Systems*: 73–99, Chichester (Wiley).
- Marks, D., Dozier, J. & Frew, J. (1984): Automated basin delineation from digital elevation data. – *Geo-Processing*, 2: 299–311, Amsterdam.
- Marotta, A.-M., Bayer, U., Scheck, M. & Thybo, H. (2001): The stress field below the NE German Basin: effects induced by the Alpine collision. – *Geophys. J. Int.*, 144: F8-F12, Oxford.
- Marotta, A.-M., Bayer, U., Thybo, H. & Scheck, M. (2002): Origin of the regional stress in the North German basin: results from numerical modelling. – *Tectonophysics*, 360: 245–264, Amsterdam.
- Maystrenko, Y., Bayer, U. & Scheck-Wenderoth, M. (2005a): Structure and evolution of the Glueckstadt Graben due to salt movements. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*: 799–814, Berlin.
- Maystrenko, Y., Bayer, U. & Scheck-Wenderoth, M. (2005b): The Glueckstadt Graben, a sedimentary record between the North and Baltic Sea in north Central Europe. – *Tectonophysics*: 113–126, Amsterdam.
- Maystrenko, Y., Bayer, U., Brink, H.-J. & Littke, R. (2008): The Central European Basin System – an Overview. In: Littke, R. (Hrsg.): *Dynamics of complex intracontinental basins. The central European basin system*: 15–34, Berlin (Springer).
- Meier, D. (2004): Man and environment in the marsh area of Schleswig–Holstein from Roman until late Medieval times. – *Quatern. Int.*, 112: 55–69, Amsterdam.
- Menke, B. & Tynni, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstell/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung : 76, Hannover (Schweizerbart).
- Meyer, K.-J. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holstein-zeitlichen Kieselgur von Hetendorf. In: Bundesanstalt für Bodenforschung und den Geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland (Hrsg.): *Allgemeine und regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie*: 87–105, Hannover (Schweizerbart).
- Meyer, K.-D. (1983): Saalian end moraines in Lower Saxony. In: Ehlers, J. (Hrsg.): *Glacial deposits in North-West Europe*: 335–342, Rotterdam (Balkema).
- Meyer, K.-D. (Hrsg.) (1993): *Erläuterungen zu Blatt Nr. 2827 Amelinghausen*, Hannover (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung).
- Meyer, K.-D. (2005): Zur Stratigraphie des Saale-Glazials in Niedersachsen und zu Korrelationsversuchen mit Nachbargebieten. – *Quaternary Science Journal*, 55: 25–42, Greifswald.
- Mitchell, A. (2005): *The ESRI guide to GIS analysis*: 238, Redlands, ESRI Press.
- Möbus, G. (1996): Tektonische Erbanlagen im Quartär des südlichen Ostseeraumes – eine Richtungsanalyse. – *Z. Geol. Wiss.*, 24: 325–334, Berlin.

- Mohr, M., Kukla, P.A., Urai, J.L. & Bresser, G. (2005): Multiphase salt tectonic evolution in NW Germany: seismic interpretation and retro-deformation. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 94: 917–940, Berlin.
- Mühlenberg, M. & Bogenrieder, A. (1989): *Freilandökologie*: 430, Heidelberg (Quelle und Meyer).
- Müller, H. (1974a): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holstein-zeitlichen Kieselgur von Munster-Breloh. In: Bundesanstalt für Bodenforschung und den Geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland (Hrsg.): *Allgemeine und regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie*: 107–140, Hannover (Schweizerbart).
- Müller, H. (1974b): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. In: Bundesanstalt für Bodenforschung und den Geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland (Hrsg.): *Allgemeine und regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie*: 149–169, Hannover (Schweizerbart).
- Muir-Wood, R. (2000): Deglaciation Seismotectonics: a principal influence on intraplate seismogenesis at high latitudes. – *Quaternary Sci. Rev.*, 19: 1399–1411, Amsterdam.
- O’Callaghan, J.F. & Mark, D.M. (1984): The extraction of drainage networks from digital elevation data. – *Lect. Notes Comput. Sc.*: 328–344, Amsterdam.
- Picard, K. (1964): Der Einfluß der Tektonik auf das pleistozäne Geschehen in Schleswig-Holstein. – *Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein* 35: 99–113, Kiel.
- Piotrowski, J.A. (1994): Tunnel-valley formation in northwest Germany. Geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. – *Sediment. Geol.*, 89: 107–141, Amsterdam.
- Piotrowski, J.A. (1997): Subglacial Hydrology in North-West Germany during the last Glaciation: Groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles. – *Quaternary Science Reviews*, 16: 165–185, Greifswald.
- Polom, U. (2005): United States Application Publication – Pub. No. US 2005/0102105 A1: 5. Internet: <<http://ip.com/patent/US7136325>> (Stand: 27.03.2012).
- Quinton, W., Hayashi, M. & Chasmer, L. (2011): Permafrost-thaw-induced land-cover change in the Canadian subarctic: implications for water resources. – *Hydrol. Process*, 25: 152–158, New York.
- Reicherter, K., Kaiser, A. & Stackebrandt, W. (2005): The post-glacial landscape evolution of the North German Basin: morphology, neotectonics and crustal deformation. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*: 1083–1093, Berlin.
- Röckel, T. & Lempp, C. (2003): Der Spannungszustand im Norddeutschen Becken. *Erdöl, Erdgas, Kohle*, 119: 73–80, Hamburg.
- Rodon, S. & Littke, R. (2005): The influence of extension and inversion events on the burial, thermal and maturity history of the Glueckstadt Graben and adjacent areas, North German Basin. – *Geophys. Res. Abstracts*, Wien.
- Rothe, P. (2006): *Die Geologie Deutschlands. 48 Landschaften im Portrait*: 240, Darmstadt (WBG).
- Scheck, M. & Bayer, U. (1999): Evolution of the Northeast German Basin – inferences from a 3D structural model and subsidence analysis. – *Tectonophysics*, 313: 145–169, Amsterdam.

- Scheck, M., Bayer, U. & Lewerenz, B. (2003a): Salt movements in the Northeast German Basin and its relation to major post-Permian tectonic phases. Results from 3D structural modelling, backstripping and reflection seismic data. – *Tectonophysics*, 361: 277–299, Amsterdam.
- Scheck, M., Bayer, U. & Lewerenz, B. (2003b): Salt redistribution during extension and inversion inferred from 3D backstripping. – *Tectonophysics*, 373: 55–73, Amsterdam.
- Scheck-Wenderoth, M. & Lamarche, J. (2005): Crustal memory and basin evolution in the Central European Basin System. New insights from a 3D structural model. – *Tectonophysics*, 397: 143–165, Amsterdam.
- Scheck-Wenderoth, M., Maystrenko, Y., Hübscher, C., Hansen, M.B. & Mazur, S. (2008): Dynamics of salt basins. In: Littke, R. (Hrsg.): *Dynamics of complex intracontinental basins. The central European basin system*: 307–322, Berlin (Springer).
- Scheffer, F., Schachtschabel, P. & Blume, H.-P. (2002): *Lehrbuch der Bodenkunde*: 593, Heidelberg (Spektrum).
- Schermer, E.R., Howell, D.G. & Jones, D.L. (1984): The origin of allochthonous terranes. Perspectives on the Growth and Shaping of Continents. – *Earth. Plan. Sci.*, 12: 107–131, Nagoya.
- Schirrmeister, L. (1999): Die Positionen weichselzeitlicher Eisrandlagen in Norddeutschland und ihr Bezug zu unterlagernden Salzstrukturen. – *Z. geol. Wiss.*, 27: 111–120, Berlin.
- Schrautzer, J. & Trepel, M. (1997): Wechselwirkungen zwischen bodenphysikalischen Parametern, Grundwasserdynamik und der Vegetationszusammensetzung in unterschiedlich stark genutzten Niedermoor-Ökosystemen. – *Feddes Repert*, 108: 119–137, Berlin.
- Schumann, D. (1968): Zur Definition, Verbreitung und Entstehung der Binnenentwässerungsgebiete. – *Geographische Berichte*, 46: 22–32, Berlin.
- Schwab, G. (1985): Paläomobilität der Norddeutsch-Polnischen Senke: 196, Habilitation, Potsdam (Akademie der Wissenschaften der DDR).
- Scotese, C.R. (2002): PALEOMAP Project. Internet: <<http://www.scotese.com>> (Stand: 27.03.2012).
- Scotese, C.R. (2004): A Continental Drift Flipbook. – *J. Geol.*, 112: 729–741, Chicago.
- Seelos, K. (2000): Einfluß halokinetischer Prozesse auf die Landschaftsformung im Projektgebiet Völkersen-Verden, Niedersachsen: 121, Diplomarbeit, Johannes Gutenberg-Universität Mainz.
- Seelos, K. & Sirocko, F. (2005): RADIUS – rapid particle analysis of digital images by ultra-high-resolution scanning of thin sections. – *Sedimentology*, 52: 669–681, Oxford.
- Seib, N. & Kley, J. (2010): Generalized and residual landscape relief as a tool in geological studies. In: Hoppe, A., Röhlings, H.-G. & Schüth, C. (Hrsg.): *Geo Darmstadt 2010. Geosciences Secure the Future*: 508–509, Hannover (Schweizerbart).
- Seib, N., Kley, J., Torizin, J., Zander, I., Goepel, A. & Büchel, G. (2008): Identifikation vulkanischer Formen in einem digitalen Höhenmodell (DGM) der Westeifel. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 159: 657–670, Stuttgart.
- Semmel, A. (1990): Periglaziale Formen und Sedimente. In: Liedtke, H. (Hrsg.): *Eiszeitforschung*: 250–260, Darmstadt (WBG).

- Sirocko, F. (1998): Die Entwicklung nordostdeutscher Ströme unter Einfluß jüngster tektonischer Bewegungen. – Brandenburg. geowiss. Beitr., 5: 75–80, Kleinmanchow.
- Sirocko, F., Reicherter, K., Lehné, R., Hübscher, C., Winsemann, J. & Stackebrandt, W. (2008): Glaciation, salt and the present landscape. In: Littke, R. (Hrsg.): Dynamics of complex intracontinental basins. The central European basin system: 233–245, Berlin (Springer).
- Sirocko, F., Szeder, T., Seelos, K., Lehné, R., Rein, B., Schneider, W.M. & Dimke, M. (2002): Young tectonic and halokinetic movements in the North-German-Basin: its effect on formation of modern rivers and surface morphology. – Neth. J. Geosci., 81: 431–441, Utrecht.
- Soille, P. (2007): From Mathematical Morphology to Morphological Terrain Features. In: Peckham, R.J. & Jordan, G. (Hrsg.): Digital terrain modelling. Development and applications in a policy support environment: 45–82, Berlin (Springer).
- Stackebrandt, W. (pers. Mitt.): Zur Neotektonik in Norddeutschland. Ehrenkolloquium zum 80ten Geburtstages von Professor Dr. Günter Möbus – zum 80ten Geburtstag gewidmet: 9. Gekürztes Manuskript.
- Stackebrandt, W. (2004): Zur Neotektonik in Norddeutschland. – Z. geol. Wiss., 32: 85, Berlin.
- Stackebrandt, W. (2005): Neotektonische Aktivitätsgebiete in Brandenburg (Norddeutschland). – Brandenburg. geowiss. Beitr., 12: 165–172, Kleinmanchow.
- Stackebrandt, W. (2008): Neotectonics of the Niederlausitz area, Eastern Germany. – Z. dt. Ges. Geowiss., 159: 117–122, Stuttgart.
- Stackebrandt, W. (2009): Subglacial channels of Northern Germany – a brief review. – Z. dt. Ges. Geowiss., 160: 203–210, Stuttgart.
- Stackebrandt, W., Garetsky, R., Atzberger, R., Karabanov, A., Ludwig, A.O. & Ostaficzuk, S. (2001a): Zur Neogeodynamik des nördlichen Mitteleuropas - Ergebnisse aus dem IGCP-Projekt 346 "Neogeodynamica Baltica". – Z. geol. Wiss.: 13–16, Berlin.
- Stackebrandt, W., Ludwig, A.O. & Ostaficzuk, S. (2001b): Base of Quaternary deposits of the Baltic Sea depression and adjacent areas (map 2). - Brandenburg. geowiss. Beitr., 8: 13–19, Kleinmanchow.
- Statistisches Amt für Hamburg und Schleswig-Holstein (2009): Bodenflächen in Hamburg und Schleswig-Holstein am 31.12.2009 nach Art der tatsächlichen Nutzung: 81, Internet: <<http://www.statistik-nord.de/publikationen/publikationen/statistische-berichte/bevoelkerung-und-gebiet/>> (Stand: 23.03.2012).
- Statistisches Amt für Hamburg und Schleswig-Holstein (2011): Bevölkerungsentwicklung in den Gemeinden Schleswig-Holsteins 2010. Gemeinden und Bevölkerung in Schleswig-Holstein nach Größenklassen: 58, Internet: <<http://www.statistik-nord.de/publikationen/publikationen/statistische-berichte/bevoelkerung-und-gebiet/>> (Stand: 16.12.2011).
- Stephan, H.-J. (1998): Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1: 500.000. – LANU – Landesamt für Natur und Umwelt, Flintbek.
- Stewart, I.S., Sauber, J. & Rose, J. (2000): Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. – Quaternary Sci. Rev., 19: 1367–1389, Amsterdam.

- Stille, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik: 443, Berlin (Borntraeger).
- Stollhofen, H., Bachmann, G.H., Barnasch, J., Bayer, U., Franz, M., Kästner, M., Legler, B., Mutterlose, J. & Radies, D. (2008): Upper Rotliegend to Early Cretaceous basin development. In: Littke, R. (Hrsg.): Dynamics of complex intracontinental basins. The central European basin system: 181–210, Berlin (Springer).
- Strahler, A.H. & Strahler, A.N. (2002): Physische Geographie: 686, Stuttgart (Ulmer).
- Streif, H. (2001): Klima- und Meeresspiegelschwankungen. Einflüsse der jüngsten Erdgeschichte auf die Entwicklung des südlichen Nordseegebietes. In: Huch, M., Warnecke, G. & Germann, K. (Hrsg.): Klimazeugnisse der Erdgeschichte – Perspektiven für die Zukunft : 109-150., Berlin (Springer).
- Streif, H. (2004): Sedimentary record of Pleistocene and Holocene marine inundations along the North Sea coast of Lower Saxony, Germany. – Quatern. Int., 112: 3–28, Amsterdam.
- Szedler, T. & Sirocko, F. (2005): Evidence for active tilting of the NW-German Basin from correlations between fluvial landscape and geological subground. – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.): 66–93, Berlin.
- Tarboton, D.G., Bras, R.L. & Rodriguez-Iturbe, I. (1991): On the extraction of channel networks from digital elevation data. – Hydrol. Process.: 81–100, Chichester.
- The MathWorks, Inc. (2010): MATLAB User's Guide. Regionprops, The MathWorks.
- Törnqvist, T.E., Wallace, D.J., Storms, J.E.A., Wallinga, J., van Dam, R.L., Blaauw, M., Derksen, M.S., Klerks, C.J.W., Meijneken, C. & Snijders, E.M.A. (2008): Mississippi Delta subsidence primarily caused by compaction of Holocene strata. – Nature Geosci., 1: 173–176, London.
- Trusheim, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., 109: 111–151, Stuttgart.
- Turner, R.E. (2004): Coastal Wetland Subsidence Arising from Local Hydrologic Manipulations. – Estuaries, 27: 265–272, Solomons.
- Turner, R.E., Milan, C.S. & Swenson, E.M. (2006): Recent volumetric changes in salt marsh soils. – Estuar., Coast. Shelf Science, 69: 352–359, London.
- Ulrich, M., Grosse, G., Chabrillat, S. & Schirmer, L. (2009): Spectral characterization of periglacial surfaces and geomorphological units in the Arctic Lena Delta using field spectrometry and remote sensing. – Remote Sens. Environment, 113: 1220–1235, Amsterdam.
- van Asselen, S. (2011): The contribution of peat compaction to total basin subsidence: implications for the provision of accommodation space in organic-rich deltas. – Basin Res., 23: 239–255, Oxford.
- van der Werff, H.M.A. & van der Meer, F.D. (2008): Shape-based classification of spectrally identical objects. – ISPRS J. Photogramm., 63: 251–258, Amsterdam.
- van Wees, J., Stephanson, R.A., Ziegler, P.A., Bayer, U., McCann, T., Dadlez, R., Gaupp, R., Narkiewicz, M., Bitzer, F. & Scheck, M. (2000): On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe. – Mar. Petrol. Geol., 17: 43–59, Amsterdam.

- Vendeville, B.C. & Jackson, M.P.A. (1992): The rise of diapirs during thin-skinned extension. – *Mar. Petrol. Geol.*, 9: 331–354, Amsterdam.
- Vrščaj, B., Daroussin, J. & Montanarella, L. (2007): SRTM as a Possible Source of Elevation Information for Soil-landscape Modelling. In: Peckham, R.J. & Jordan, G. (Hrsg.): *Digital terrain modelling. Development and applications in a policy support environment*: 99–120, Berlin (Springer).
- Walter, R. & Dorn, P. (2007): *Geologie von Mitteleuropa*: 511, Stuttgart (Schweizerbart).
- Warren, J.K. (2008): Salt as sediment in the Central European Basin System as seen from a deep time perspective. In: Littke, R. (Hrsg.): *Dynamics of complex intracontinental basins. The central European basin system*: 247–276, Berlin (Springer).
- Wiederhold, H., Agster, G., Gabriel, G., Kirsch, R., Schenk, P.-F., Scheer, W. & Voss, W. (2002): Geophysikalische Erkundung eiszeitlicher Rinnen im südlichen Schleswig-Holstein. – *Z. Angew. Geol.*, 1/2001: 13–26.
- Wilson, J.P. & Gallant, J.C. (2000): *Digital Terrain Analysis*. In: Wilson, J.P. & Gallant, J.C. (Hrsg.): *Terrain analysis. Principles and applications*: 1–27, New York (Wiley).
- Winsemann, J., Brandes, C. & Polom, U. (2010): Response of a proglacial delta to rapid high-amplitude lake-level change: an integration of outcrop data and high-resolution shear wave seismics. – *Basin Research*, Oxford. doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00465.x.
- Woldstedt, P. (1927): Die Gliederung des Jüngeren Diluviums in Norddeutschland und seine Parallelisierung mit anderen Glazialgebieten. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 79: 51–52, Stuttgart.
- Woldstedt, P. (1929): *Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums*: 406, Stuttgart (Enke).
- Yoon, M.-K., Baykulov, M., Dümmong, S., Brink, H.-J. & Gajewski, D. (2008): New insights into the crustal structure of the North German Basin from reprocessing of seismic reflection data using the Common Reflection Surface stack. – *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 97: 887–898, Berlin.
- Zepp, H. (2002): *Geomorphologie – Eine Einführung*: 354, Paderborn (Schöningh).
- Ziegler, P.A. (1990): *Geological atlas of western and central Europe 1990*: 239, Den Haag (Shell Internationale Petroleum Maatschappij BV).

Anhang

Verwendeter MATLAB-Code zur Senken-Erkennung

Um mit MATLAB arbeiten zu können ist zunächst eine Konversion von GIS-gestützten Rasterdaten in einfache ASCII-Daten notwendig. Die Höhendaten werden daher bereits im GIS in reine Textdaten konvertiert. Der Header muss zuvor händisch gelöscht und Punkte gegen Kommata ersetzt werden. Die Daten der beiden Grids entsprechen 'dem_fill_point.txt' (bearbeitetes, aufgefülltes DEM) und 'dem_point.txt' (original DEM).

```
1 %% Programm zum Import von ASCII-DGM-Daten und Berechnung der Formparameter für das
2   Projektgebiet Amelinghausen
3
4 cd('D:\Dissertation\MATLAB_Amelinghausen_Diss\dem_point');
5
6 %   Datenimport des DEM und des DEMfill (Dazu müssen die Datenkacheln vorher mit „Mosaic to
7   Raster“ kombiniert und als ASCII-aus ArcGIS exportiert werden.
8 dem_fill=load('dem_fill_point.txt', '-ascii');
9 dem=load('dem_point.txt', '-ascii');
10
11 %   Drehen des Datensatzes
12 dem_fill=flipud(dem_fill);
13 dem=flipud(dem);
14
15 %   Senkendetektion
16 sinks =(dem_fill-dem);
17
18 %   Schleife zum Herausfiltern falscher Werte, wie z. B. negativer
19 %   Senkentiefe, die eigentlich nicht vorkommen kann
20 k=sinks;
21 for i=1:size(sinks,1)
22   for j=1:size(sinks,2)
23     if k(i,j)<=0
24       sinks_correct(i,j)=0;
25     else sinks_correct(i,j)=k(i,j);
```

```
26 end
27 end
28 end
29
30 clear i;
31 clear j;
32
33 sinks=sinks_correct;
34 clear sinks_correct;
35 clear k;
36 clear sinks_correct;
37
38 % Sicherungskopie von sinks erstellen
39 sinks_copy=sinks;
40
41 % Berechnung des logical Arrays. Nur so ist die bwlabel-Funktion
42 % möglich
43 BW=sinks>0;
44 BW=flipud(BW);
45
46 % Regionprops aus dem Binärbild rauslesen
47 S3=bwlabel(BW);
48 S4=regionprops(S3,'MinorAxisLength','MajorAxisLength',...
49 'Area','Perimeter','centroid','Eccentricity');
50
51 % Schwerpunkte auslesen
52 centroids=cat(1,S4.Centroid);
53 % centroids=round(centroids);
54
55 % Berechnung von „Rundheit I“
56 for cnt=1:length(S4)
57     score1(cnt)=abs(1-(S4(cnt).MajorAxisLength-...
58     S4(cnt).MinorAxisLength)/max([S4(cnt).MajorAxisLength]));
59
60     score2(cnt)=abs(1-bs(pi*((mean([S4(cnt).MajorAxisLength,...
61     S4(cnt).MinorAxisLength])/2)^2-...
62     S4(cnt).Area/S4(cnt).Area));
63
64     score3(cnt)=abs(1-abs(pi*(max([S4(cnt).MajorAxisLength,...
65     S4(cnt).MinorAxisLength]))-...
66     S4(cnt).Perimeter)/S4(cnt).Perimeter);
67 end
68 score=mean([score1;score2;score3]);
69 score=score';
```

```
70 % Berechnung von „Rundheit II“
71 for x=1:length(S4)
72 roundness(x)=abs((S4(x).Area)/((pi*((mean...
73 ([S4(x).MajorAxisLength,S4(x).MinorAxisLength])/2)^2)));
74 end
75 roundness=roundness';
76
77 % Berechnung von „Formfaktor I“
78 for x=1:length(S4)
79 formf_img(x)=abs(((S4(x).Perimeter)^2)/(4*pi*S4(x).Area));
80 end
81 formf_img=formf_img';
82
83 % Berechnung von „Formfaktor2“
84 for x=1:length(S4)
85 formf_img_zwei(x)=(S4(x).Perimeter)/...
86 (pi*((mean([S4(x).MajorAxisLengt...
87 S4(x).MinorAxisLength]))));
88 end
89 formf_img_zwei=formf_img_zwei';
90
91 % Berechnung von „Elongation“
92 for x=1:length(S4)
93 elongation(x)=S4(x).MajorAxisLength/...
94 S4(x).MinorAxisLength;
95 end
96 elongation=elongation';
97
98 % Berechnung von "Exzentrizität"
99 for x=1:length(S4)
100 eccentricity(x)=S4(x).Eccentricity;
101 end
102 eccentricity=eccentricity';
103
104 % Reimport der Daten in GIS - Koordinatenberechnung
105 X_SENKEN=(3573993.75-6.25)+(12.5 * centroids(:,1));
106 Y_SENKEN=(5896006.25+6.25)-(12.5 * centroids(:,2));
107
108 % Berechnung der verwendeten Parameter: Mittlere, max., min.
109 % Senkentiefe und Median, sowie max. Achsenlänge, min.
110 % Achsenlänge, Umfang, Fläche
111 sinks=flipud(sinks);
112
113 for i=1:max(max(S3));
114 mean_depth_sinks(i)=mean(sinks(find(S3==i)));
115 end
```

```
116 for i=1:max(max(S3));
117     max_depth_sinks(i)=max(sinks(find(S3==i)));
118 end
119
120 for i=1:max(max(S3));
121     min_depth_sinks(i)=min(sinks(find(S3==i)));
122 end
123
124 for i=1:max(max(S3));
125     median_depth_sinks(i)= median(sinks(find(S3==i)));
126 end
127
128 for x=1:length(S4)
129     MajorAxisLength(x)=S4(x).MajorAxisLength;
130 end
131
132 for x=1:length(S4)
133     MinorAxisLength(x)=S4(x).MinorAxisLength;
134 end
135
136 for x=1:length(S4)
137     Perimeter(x)=S4(x).Perimeter;
138 end
139
140 for x=1:length(S4)
141     Area(x)=S4(x).Area;
142 end
143
144 %   Drehen des Arrays für den horzcat_Befehl
145 mean_depth_sinks=mean_depth_sinks';
146 median_depth_sinks=median_depth_sinks';
147 max_depth_sinks=max_depth_sinks';
148 min_depth_sinks=min_depth_sinks';
149 MajorAxisLength=MajorAxisLength';
150 MinorAxisLength=MinorAxisLength';
151 Perimeter=Perimeter';
152 Area=Area';
153
154 %   Excel-Datei zusammenstellen und exportieren
155 sinks=horzcat(X_SENKEN, Y_SENKEN, centroids, score, roundness, formf_img,...
156 formf_img_zwei, elongation, eccentricity, MajorAxisLength,...
157 MinorAxisLength, Perimeter, Area, mean_depth_sinks,...
158 median_depth_sinks, max_depth_sinks, min_depth_sinks);
```

```
159 % Erstellen und speichern eines xls-Files zum Importieren in GIS  
160 xlsxwrite('Senken_Amelinghausen.xls', sinks);
```

MapAlgebra-Syntax zur Schließung von Datenlücken in Rasterdatensätzen

Zum Schließen von Datenlücken (*gaps*) in den Mächtigkeits- und Toplagen wurde folgende Funktion verwendet:

$$\text{Con}(\text{IsNull}([\text{GRID}]), \text{Focalmean}([\text{GRID}], \text{rectangle}, 3, 3), [\text{GRID}]) \quad (1)$$

Die Funktion berechnet einen neuen Rasterdatensatz ohne Datenlücken, indem NaNs aus einer rechteckigen, neunzelligen Nachbarschaft mittels eines fokalen Mittelwerts berechnet werden. Vorhandene Werte bleiben, im Gegensatz zur vorgefertigten *Focal Mean*-Funktion (*Spatial Analyst*), unverändert (Vrščaj et al. 2007). Dabei dient das interpolierte DEM nur als *intermediate grid*, also nur als Zwischenfunktion, um dann das *gap*-freie Grid zu berechnen.

Die Formel wurde für die Mächtigkeitskarten und DEMs verwendet, die noch mit ArcGIS9 bearbeitet wurden (DGM Schleswig-Holstein, Kap. 5.1.2). Für die Bearbeitung mit ArcGIS10 ist eine andere Syntax notwendig s. *MapAlgebra* zur Flächenvergrößerung).

MapAlgebra-Syntax zur Flächenvergrößerung

Mit der Einführung von ArcGIS10 änderten sich einige Syntaxen, da die Map Algebra wesentlich mehr python-gestützte Programmierung (*Python Programming Language*) bevorzugt als noch die Rasterkalkulationen der 9er Version. Statt des *gap-fill*-tools musste eine neue Konditionalabfrage gewählt werden:

```
arcpy.sa.Con(arcpy.sa.IsNull("sinks_resamp"),  
arcpy.sa.FocalStatistics("sinks_resamp",  
arcpy.sa.NbrRectangle(3,3,"CELL"), "MEAN"), "sinks_resamp")      (2)
```

Das Prinzip folgt jedoch der bereits erwähnten fokalen Neuberechnung. Die Formel wurde genutzt, da GIS bei der Konversion von Rasterflächen in Polygone (*Raster to Point*) keine 8-konnektiven Nachbarschaften zulässt. Dadurch wurden die Rasterflächen nur minimal erweitert um bei der Konversion zusammenhängende Flächen zu gewährleisten (vgl. Kap. 5.4, Abb. 5-9).

Index

- Abflusslose Senke *Siehe* Senken
Abfrage 65, 72, 73, 75, 76, 78, 79, 84,
87, 88, 91, 92, 93, 95, 96, 98, 100,
102, 105, 108, 128
Absenkung *Siehe* Subsidenz
Add X-Y Data-Funktion *Siehe* GIS-
Funktionen und Befehle
Alpidische Orogenese 117
Altmoränenlandschaften *Siehe*
Moränenlandschaften
anthropogene Einflüsse 46, 81, 133, 140
Meliorationsmaßnahmen 31, 109,
115, 133, 134
Arkona-Hoch 5
arktisch-nordatlantisches Riftsystem 18
Atlantik-Drift *Siehe* Atlantik-Rift
Atlantik-Rift 34
Atlantik-Drifts 38
Nordatlantik-Rift 2, 117
Zentralatlantik-Rift 19
Autun *Siehe* Stratigraphie
Bajoc *Siehe* Stratigraphie
Baltischer Schild 7
Basement 6, 7, 10, 15, 17, 23
Beckensubsidenz *Siehe* Subsidenz
Beckenzentrum *Siehe* CEBS
Bewegungsraten *Siehe* Neotektonik
Bildanalyse 3
Graustufenbild 61
marker image 64
Rasterzelle 63
Schwellwert 64, 129
Binnenentwässerungsgebiet *Siehe*
Senken
Bodenkompaktion 134
Kompaktion 2, 33, 115, 117, 134, 148
Buntsandstein *Siehe* Stratigraphie
bxlabel-Funktion *Siehe* GIS-Funktionen
und Befehle
CEBS
Beckenzentrum 14, 17, 18, 21, 35
CEBS XV, 5, 6, 7, 10, 12, 13, 18, 19,
20, 23, 32, 33, 34, 35
Intrakontinentalbecken 5, 6, 12, 32
NEGB XVI, 6, 20, 21
NGB XVI, 5, 8, 10, 14, 15, 18, 22,
31, 32, 34, 35, 36
Niedersächsisches Becken XVI, 6,
19, 23, 34
Norddeutsches Becken XVI, 1, 5, 7,
8, 15, 22, 32
Nördliches Permbecken 13
Nordostdeutsches Becken XVI, 6
Nordseebecken 22
Nordwestdeutsches Becken XVI
NWGB XVI, 6, 7, 21, 22
Permbecken 5, 6, 13, 14, 15
Polnische Senke 12, 34
Südliches Permbecken 12
Westniederländisches Becken 19
Zentraleuropäisches Beckensystem 5,
13, 148
DEM *Siehe* Höhenmodelle
Dammuferflüsse 31
Deminutionskaven *Siehe* Senken
Detektionsnetz 73, 75, 91, 108
fishnet 73
Devon *Siehe* Stratigraphie

- Diapir *Siehe* Salz
 Diapirismus *Siehe* Salz
 Drainage 33, 63, 109, 117
 Drainagesystem 44, 63, 64
 Drainagesystem *Siehe* Drainage
 Dryas *Siehe* Stratigraphie
 Dünkirchen Transgression 31
 Dyas *Siehe* Stratigraphie
 Eem *Siehe* Stratigraphie
 Eisschild 29, 39, 42
 Elbe-Faltensystem
 Elbe-Faltensystem 12, 15
 Elbe-Faltensystem
 Elbe-Odra-Linie 9, 12
 Elbe-Odra-Linie *Siehe* Elbe-
 Faltensystem
 Elongation *Siehe* Formfaktoren
 Elster-Kaltzeit *Siehe* Stratigraphie
 Elsterzeitliche Rinnen *Siehe* Tunneltäler
 Endmoränen *Siehe*
 Moränenlandschaften
 Eozän *Siehe* Stratigraphie
 Erdgas 5
 Erdöl 5
 Evaporitzyklen *Siehe* Salz
 Extension 12, 15, 16, 17, 18, 22, 33, 35,
 36, 39, 63, 65
 Exzentrizität *Siehe* Formfaktoren
 Fehlermatrix 76, 92, 93
 Fenoskandisch-Baltischer Kraton 8
 Fernerkundung 3
fishnet *Siehe* Detektionsnetz
 Formfaktor 61, 68, 69, 80, 81, 85, 91,
 96, 102, 120, 127, 139, 140, 145, 148
 Formfaktor I *Siehe* Formfaktoren
 Formfaktoren
 Elongation 70, 75, 86, 91, 102, 103,
 105, 148, 167
 Exzentrizität 68, 71, 86, 102, 103,
 105
 Formfaktor I 70, 86, 103, 105, 167
 Formfaktor II 70, 105
 Objektfläche 68, 85
 Objektumfang 69
 Rundheit I 70, 86, 89, 91, 103, 104,
 105, 127, 166
 Rundheit II 70, 86, 90, 103, 104, 105,
 167
 Zentroide 68, 71, 72, 85, 88, 95
 Genauigkeit
 Genauigkeit 76, 93
 Gesamtgenauigkeit 76, 77, 95
 Herstellergenauigkeit 76, 95, 96
 Kappa-Korrelationskoeffizient 76
 Kommissionsfehler 77
 Nutzergenauigkeit 76, 95, 96
 Omissionsfehler 76, 77
 Zufallszahlen 76
 Geologische Einheiten 92, 93
 Gesamtgenauigkeit *Siehe* Genauigkeit
 Geschiebelehm *Siehe*
 Moränenlandschaften
 Gewässernetz 40
 GIS-Funktionen und Befehle
 Add X-Y Data-Funktion 71
 bxlabel- Funktion 67
 fill-Funktion 63, 81, 83
 pour point 63, 64, 81
 Query-Builder 75, 78
 Region group-Funktion 84, 85
 regionprops-Funktion 68, 71
 Glazial
 glazial 2, 44, 73, 87, 117, 130, 143
 Glaziation 2, 38, 40, 77
 Gleitkommazahlen 62, 63, 127
 Gletscherfront 2
 Glückstadt-Graben *Siehe* Gräben
 Gondwana 8, 9
 Gräben
 Glückstadt-Graben XVI, 6, 15, 16, 19
 Gräben XV, 10, 15, 16, 17, 19, 20,
 21, 22, 41, 134
 Horngraben XVI, 6, 15, 18
 Graustufenbild *Siehe* Bildanalyse

- Grundmoränen *Siehe*
Moränenlandschaften
- Halokinese *Siehe* Salz
- Hamburger Loch 41, 118
- Hangneigung 75, 91, 96, 110, 147, 148
- Hebungsdom 38
- Herstellergenauigkeit *Siehe* Genauigkeit
- Hohe Geest 53, 54, 90
- Höhenmodelle
DGM XV, 3, 61, 63, 65, 66, 67, 71,
72, 75, 78, 80, 81, 82, 83, 91, 96, 97,
120, 127, 129, 147, 165, 169
Höhenmodelle 63, 64
- Hohlformen *Siehe* Senken
- Holozän *Siehe* Stratigraphie
- Horngraben *Siehe* Gräben
- Hügelland 53, 54
- Industrieseismik 79
- Inlandeis 27
- Interpolationsmethode 63
Kriging 61, 62
- Intrakontinentalbecken *Siehe* CEBS
- Inversion 20, 22, 23
Iaramische Beckeninversion 23
- Isostasie *Siehe* Neotektonik
- Jungmoränenlandschaften *Siehe*
Moränenlandschaften
- Jura *Siehe* Stratigraphie
- kaledonische Orogenese 8
- Känozoikum *Siehe* Stratigraphie
- Kappa-Korrelationskoeffizient *Siehe*
Genauigkeit
- Karbon *Siehe* Stratigraphie
- Klassifikation 3, 76, 80, 92, 95, 102,
103, 120, 121, 139, 145
- Klassifikationsergebnisse 76, 92, 93,
122
- Kommissionsfehler *Siehe* Genauigkeit
- Kompaktion *Siehe* Bodenkompaktion
- Konnektivität
8-konnektiv 83, 84, 170
Konnektivität 68, 69
- Kreide *Siehe* Stratigraphie
- Kriging *Siehe* Interpolationsmethode
- Krustenausdehnung 15
- Krustenbewegungen *Siehe* Neotektonik
- Krustenlineamente 8
- Landschaftsanalyse 1, 73, 75, 77, 87,
120, 147
- Iaramischen Beckeninversion *Siehe*
Inversion
- Lauenburger Ton 24
- Lias *Siehe* Stratigraphie
- Lithosphäre 12, 13, 34, 38
- Luftbildlineare 2
- Mächtigkeiten 5, 15, 18, 28, 50
- Mantel-Lithosphären-Ausdünnung 12
- marine Sedimente 16
- marker image *Siehe* Bildanalyse
- Marsch 53, 54, 90, 98
- maximaler horizontaler Stress XVII
- Meliorationsmaßnahme *Siehe*
anthropogene Einflüsse
- MESZ *Siehe* Neotektonik
- Mitteldevon *Siehe* Stratigraphie
- Mitteuropäische Hebungszone *Siehe*
Neotektonik
- Mitteuropäische Subsidenzzone *Siehe*
Neotektonik
- Mittelkreide *Siehe* Stratigraphie
- Møn-Hoch 5
- Moor XVI, 16, 21
Torf 30, 45, 115
Torfbildung 30, 31, 133
Verlandungsmoor 31
- Moränengebiet *Siehe*
Moränenlandschaften
- Moränenlandschaften
Altmoränenlandschaften 23, 29, 32,
78, 108, 112
Endmoränen 28, 29, 39, 46, 91
Geschiebelehm 24, 26, 27
Grundmoränen 24, 28, 49, 95, 96,
107, 110

- Jungmoränenlandschaften 3, 23, 32,
 38, 49, 107, 108, 113, 138, 144
 Moränengebiete 54, 92
 Muschelkalk *Siehe* Stratigraphie
 Naturräume 148
 negative Landformen *Siehe* Senken,
Siehe Senken
 NEGB *Siehe* CEBS
 Neogen *Siehe* Stratigraphie
 Neotektonik
 Bewegungsraten 33, 37, 38, 42, 79,
 80, 114, 115, 116, 118, 119, 134,
 148
 Isostasie 34
 Krustenbewegungen 1, 33, 34, 38, 80,
 87, 101, 116
 MESZ XVI, 24, 34, 38, 117
 Mittleuropäische Hebungszone 34
 Mittleuropäische Subsidenzzone 34
 Neotektonik 33, 77, 97, 113, 132, 144
 oberflächennahe Störungen 40, 100
 postglazialer Uplift 1
 rezente Bewegung 2, 115, 119
 rezente Krustenbewegung 116
 Zentraleuropäische Subsidenzzone 24
 NGB *Siehe* CEBS
 Niedersächsisches Becken *Siehe* CEBS
 Niedersächsisches Tektogen 20, 23
 Nivellementdaten 33, 38, 42, 79, 114
 Nordatlantik-Rift *Siehe* Atlantik-Rift
 Norddeutsche Tiefebene 31, 53
 Norddeutsches Becken *Siehe* CEBS
 Norddeutsch-Polnische Kaledoniden 8,
 9
 Nördliches Permbecken *Siehe* CEBS
 Nordostdeutsches Becken *Siehe* CEBS
 Nordseebecken *Siehe* CEBS
 Nordseedom 18, 19
 Nordwestdeutsches Becken *Siehe* CEBS
 NWGB *Siehe* CEBS
 oberflächennahe Störungen *Siehe*
 Neotektonik
 Oberjura *Siehe* Stratigraphie
 Oberkambrium *Siehe* Stratigraphie
 Oberkarbon *Siehe* Stratigraphie
 Oberkreide *Siehe* Stratigraphie
 Oberordovizium *Siehe* Stratigraphie
 Oberpaläozän *Siehe* Stratigraphie
 Objektfläche *Siehe* Formfaktoren
 Old-Red-Kontinent XVI, 8, 9
 Oligozän *Siehe* Stratigraphie
 Omissionsfehler *Siehe* Genauigkeit
 Pangäa 9, 13, 15
 Periglazialablagerungen 54, 96
 Perm *Siehe* Stratigraphie
 Permbecken *Siehe* CEBS
 Pleistozän *Siehe* Stratigraphie
 pleistozäne Täler *Siehe* Tunneltäler
 Polnische Senke *Siehe* CEBS
 Pompeckjsche Scholle 19
 Posidonienschiefer 18
 postglazialer Uplift *Siehe* Neotektonik
pour point *Siehe* GIS-Funktionen und
 Befehle
Query-Builder *Siehe* GIS-Funktionen
 und Befehle
 Randsenken *Siehe* Salz
 Rasterzelle *Siehe* Bildanalyse
 Reaktivierung 1, 15, 39, 119
Region group-Funktion *Siehe* GIS-
 Funktionen und Befehle
regionprops-Funktion *Siehe* GIS-
 Funktionen und Befehle
 rezente Bewegungen *Siehe* Neotektonik
 rezente Krustenbewegung *Siehe*
 Neotektonik
 Rhät *Siehe* Stratigraphie
 Rheiische Sutur 9
 Rhenohertzynisches Beckens 9
 Riftsysteme 22
 Ringkøbing-Fyn-Hoch XVI, 5, 6, 15, 19
 Rinnen *Siehe* Tunneltäler
 Rinnenseen *Siehe* Tunneltäler
 Rotliegend *Siehe* Stratigraphie

- Rundheit I *Siehe* Formfaktoren
Rundheit II *Siehe* Formfaktoren
Saalezeit 28, 92, 98
Sackungen 43, 45, 46, 114, 117, 133, 148
Salinar *Siehe* Salz
Salz
 Diapir 14, 17, 18, 35, 37, 38, 39, 41, 47
 Diapirismus 1, 2, 17, 22, 35, 36, 37, 39
 Evaporitzyklen 14
 Halokinese 17, 18, 19, 20, 35, 36, 37
 Randsenken 2, 17, 20, 22, 23, 25, 35, 36, 37, 39
 Salinar 2, 17, 36, 37, 41
 Salzkissen 14
 Salzmauer 42
 Salzstrukturen 2, 18, 22, 23, 35, 41
 Salzwälle 19
 Subrosion 2, 3, 33, 37, 43
 Suprasalinar 36
 Zechsteinsalze 35
Salzkissen *Siehe* Salz
Salzmauer *Siehe* Salz
Salzstrukturen *Siehe* Salz
Salzwälle *Siehe* Salz
Sander 25, 27, 44, 91, 92
Saxon *Siehe* Stratigraphie
Saxonische Tektonik 20
Schwächezonen 2, 15, 33, 36, 116
Schwellwert *Siehe* Bildanalyse
Senken
 abflusslos 1, 44, 63, 73, 87, 130, 143
 abflusslose Senke 3, 119
 Binnenentwässerungsgebiet 44
 Deminutionskaven 46
 Hohlformen 3, 25, 45, 47, 48, 49, 63, 64, 69, 73, 77, 79, 81, 87, 88, 90, 91, 95, 96, 97, 98, 99, 100, 108, 109, 112, 113, 114, 115, 116, 117, 120, 127, 130, 138, 140, 143, 147, 148
 negative Landformen 2, 43, 48, 49, 77, 79
 Schlatt 45, 148
 Senken 1, XV, 2, 12, 19, 28, 34, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 48, 49, 50, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 72, 75, 77, 78, 79, 80, 81, 84, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 95, 96, 97, 98, 99, 100, 102, 103, 104, 105, 108, 109, 112, 113, 114, 115, 117, 118, 120, 121, 123, 129, 132, 133, 138, 139, 140, 141, 144, 145, 147, 148, 165, 169
 Subrosionssenken 3, 37, 47, 48, 148
 Toteislöcher 23, 48, 77, 78, 92, 95, 97, 98, 113, 144
Silur *Siehe* Stratigraphie
Sockelstörungen *Siehe* Störungen
Sorgenfrei-Tornquist-Zone XVII, 8, 9
Störungen
 Sockelstörungen 20, 36
 Störungen XV, XVI, 2, 8, 9, 10, 13, 15, 16, 17, 21, 22, 23, 36, 38, 39, 42, 79, 100, 115, 116, 119, 139
 Störungsaktivität 38, 39, 79, 116, 117, 118, 148
 Störungsprojektion 79
 Störungsreaktivierung 3, 33, 37, 39, 40, 41
 Störungssysteme 1, 12, 20, 37, 79, 100, 116, 141
 Störungszonen 16, 21
 Streichrichtungen 2, 12, 40, 116
Störungsprojektion *Siehe* Störungen
Störungsreaktivierung *Siehe* Störungen
Störungssysteme *Siehe* Störungen
Störungszonen *Siehe* Störungen
Strandbarrieren 29

- Stratigraphie
 Autun 10, 12
 Bajoc 19
 Buntsandstein 17
 Devon 6, 8, 9, 13
 Dryas 29
 Dyas 12
 Eem 28
 Elster-Kaltzeit 24
 Eozän 22, 23, 41
 Holozän 29, 30, 44, 46, 47, 50, 53,
 92, 98, 101, 109, 114, 115, 119,
 148
 Jura 16, 18, 19, 36
 Känozoikum 21, 22, 35, 36
 Karbon 10
 Kreide 18, 19, 21, 47
 Lias 18
 Mitteldevon 9
 Mittelkreide 20
 Muschelkalk 14, 15, 17, 36
 Neogen 33
 Oberjura 16, 19
 Oberkambrium 8
 Oberkarbon 1, 6, 7, 9, 10, 12, 15
 Oberkreide 21, 22, 35, 36, 37
 Oberordovizium 8
 Oberpaläozän 23
 Oligozän 22, 23, 34, 79
 Perm 1, 6, 7, 8, 12, 18
 Pleistozän 2, 24, 53
 Rhät 18
 Rotliegend 12, 13, 14, 37
 Saxon 13
 Silur 8
 Unterdevon 8
 Unterjura 18
 Unterkreide 6, 16, 19
 Zechstein 6, 14, 32, 35, 36, 37
 Streichrichtungen *Siehe* Störungen
 Stressfeld 1, 2, 17, 22, 23, 34, 36, 37, 42
 Stressregime 1, 10, 12, 16, 18, 19, 37,
 117
 Subrosion *Siehe* Salz
 Subrosionssenken *Siehe* Senken
 Subsidenz
 Absenkung 7, 13, 19, 22, 34, 38, 45,
 134
 Beckensubsidenz 15, 19, 115
 Subsidenz 1, 2, 7, 10, 12, 13, 15, 17,
 18, 19, 20, 21, 22, 23, 34, 42, 46,
 79, 80, 98, 99, 114, 115, 116, 117,
 118, 148
 Subsidenzphasen 6
 Subsidenzraten 2, 18, 42, 114, 116,
 117, 134
 Subsidenzphasen *Siehe* Subsidenz
 Subsidenzraten *Siehe* Subsidenz
 Südliches Permbecken *Siehe* CEBS
 Suprasalinar *Siehe* Salz
 TESZ *Siehe* Transeuropäische
 Suturzone
 Tethys 17, 18
 thermale Relaxation 12
 Topographie 2, 3, 23, 24, 27, 33, 37, 39,
 48, 77, 87, 101, 139
 Torf *Siehe* Moor
 Torfbildung *Siehe* Moor
 Tornquist Ozean 8
 Tornquist-Teisseyre-Zone
 Tornquist-Teisseyre-Zone XVII, 6, 8,
 12
 TTZ XVII, 6, 8, 9, 15
 Toteis 28, 47, 48, 49, 98
 Toteislöcher *Siehe* Senken
 Transeuropäische Suturzone
 TESZ XVII, 8
 Transeuropäische Suturzone XVII, 8,
 19
 Tunneltäler
 Elsterzeitliche Rinnen 115
 pleistozäne Täler 31

- Rinnen 24, 25, 42, 46, 48, 49, 98,
115, 116, 117
Rinnenseen 39, 48, 49, 112, 138
Tunneltäler 23, 24, 25, 30, 40, 80, 98,
99, 108, 109, 114, 115, 116, 117,
119
Überschwemmungsebenen 18, 31
Unterdevon *Siehe* Stratigraphie
Unterjura *Siehe* Stratigraphie
Unterkreide *Siehe* Stratigraphie
Unterrotliegend-Event 12
Uplift 6, 18, 19, 20, 22, 34, 37, 38, 42,
114
variszische Deformationsfront
variszische Deformationsfront XVII
VDF XVII, 7, 9, 10
VDF *Siehe* Variszische
Deformationsfront
Verlandungsmoor *Siehe* Moor
Vorgeest 53, 54, 90
Vorlandbecken 7
Watt 30
Weichselzeit 25, 39, 42, 46, 49, 78, 88,
90, 91, 92, 93, 95, 97, 107, 108, 110,
112, 113
Westholstein-Trog XVII, 22, 41
Westniederländisches Becken *Siehe*
CEBS
Zechstein *Siehe* Stratigraphie
Zentralatlantik-Rift *Siehe* Atlantik-Rift
Zentraleuropäische Subsidenzzone
Siehe Neotektonik
Zentraleuropäisches Beckensystem
Siehe CEBS
Zentroide *Siehe* Formfaktoren
Zufallszahlen *Siehe* Genauigkeit
8-konnektiv *Siehe* Konnektivität

Eidesstattliche Erklärung

Ich versichere hiermit, die Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel verfasst zu haben.

Ich habe oder hatte die hier als Dissertation vorgelegte Arbeit nicht als Prüfungsarbeit für eine staatliche oder andere wissenschaftliche Prüfung eingereicht.

Ich hatte weder die jetzt als Dissertation vorgelegte Arbeit noch Teile davon bei einer anderen Fakultät bzw. einem anderen Fachbereich als Dissertation eingereicht.

Mainz, März 2012