

Rezente Bodenbewegungspotenziale in Schleswig-Holstein
(Deutschland) – Lokalisierung und Quantifizierung durch
GIS-Analysen, seismische Interpretation, Fernerkundung,
statistische Auswertung und Feldarbeit

Dissertation
Zur Erlangung des Grades
“Doktor der Naturwissenschaften”

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

Rouwen Johannes Lehné
geboren am 11.09.1972
in Bad Sobernheim

Mainz, 2005

Erklärung:

Ich versichere, diese Dissertation nur unter Zuhilfenahme der angegebenen Mittel und ohne unzulässige Hilfe verfasst zu haben.
Alle Quellen und von Dritten durchgeführte Arbeiten sind als solche kenntlich gemacht und vollständig aufgeführt.
Diese Arbeit liegt an keiner anderen Hochschule vor.

Mainz, 04.07.2005

Rouwen Lehné

Inhalt:

	Seite
Abbildungsverzeichnis	6
Tabellenverzeichnis	12
Zusammenfassung der Ergebnisse	14
A) Einleitung	
A.1. Stand der Wissenschaft	16
A.2. Ziel der vorliegenden Arbeit	17
A.3. Geographie Schleswig-Holstein	18
B) Die Entwicklung des Norddeutschen Beckens	
B.1. Überblick Strukturgeologie	22
B.2. Präkambrium – Karbon	25
B.3. Perm	27
B.4. Trias	27
B.5. Jura	30
B.6. Kreide	31
B.7. Tertiär	34
B.8. Quartär	37
B.9. Holozän	44
C) Ursachen für rezente Bodenbewegungspotenziale	
C.1. Rezentes Stressfeld	45
C.2. Tektonische Störungen	46
C.3. Salzstrukturen	48
C.4. Glazio-Isostatische Ausgleichsbewegungen	49
C.5. Depocenter	49
C.6. Elsterzeitliche Rinnen	50
C.7. Lösungsprozesse und Hohlraumbildungen	52
D) Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen in Schleswig-Holstein	
D.1. Einführung	53
D.2. Störungsprojektion	58
D.3. Lineamentkartierung	65

D.4. Tektonische Störungen	71
D.5. Salzdiapire – Salzmauern – Salzdome	77
D.6. Elsterzeitliche Rinnen	83
D.7. Historische Erdbeben	87
D.8. Korrelationskoeffizienten zwischen 6 stratigraphischen Horizonten	90
D.9. Gebiete mit erhöhtem Bodenbewegungspotenzial	109
E) Weitergehende Untersuchungen in ausgewählten Projektgebieten	
E.1. Plön	126
E.2. Lindewitt	140
E.3. Schwarzenbek	144
E.4. Sterup	148
F) Diskussion	
F.1. Interaktion zwischen Eisauflast und Salzmobilität	151
F.2. Die Ausbildung des Gewässernetzes in Schleswig-Holstein in Abhängigkeit von tektonischen Störungen und Salzstrukturen	156
F.3. NW-SE orientierte Korrelationsflächen und Lineamente in Schleswig-Holstein	162
F.4. Ermittelte Bodenbewegungspotenziale im Projektgebiet Munster-Lüneburg (Niedersachsen)	165
F.5. Ausblick: Quantifizierung von Bewegungsraten	177
G) Schlussfolgerungen	179
H) Literatur	181
Lebenslauf	190
Danksagung	191
Anhang	192
I.1. Liste der verfügbaren 2D-seismischen Profile für Schleswig- Holstein	
I.2. Übersicht über die verfügbaren GIS-Layer	
I.3. Stratigraphische Horizonte des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland	
I.4. Übersicht über ausgewertete Luftbilder	
I.5. Übersicht über projizierte oberflächennahe Störungen	

Abbildungsverzeichnis

	Seite
Kapitel A – Einleitung	
Abb. A.1: Geographische Lage Schleswig-Holsteins	18
Abb. A.2: Topographischer Überblick über Schleswig-Holstein	19
Abb. A.3: Flußgebietseinheiten Schleswig-Holsteins	20
Abb. A.4: Naturräumliche Gliederung Schleswig-Holstein	21
Kapitel B – Die Entwicklung des Norddeutschen Beckens	
Abb. B.1: Strukturgeologischer Überblick über das Zentraleuropäische Beckensystem	23
Abb. B.2: Übersichtskarte der Salzstrukturen in Schleswig-Holstein	24
Abb. B.3: Geologische Grundeinheiten für Mitteleuropa	25
Abb. B.4: Paläogeographie Perm	27
Abb. B.5: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Zechstein	28
Abb. B.6: Paläogeographie Trias	28
Abb. B.7: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Buntsandstein	29
Abb. B.8: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Keuper	30
Abb. B.9: Paläogeographie Jura	30
Abb. B.10: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Lias	31
Abb. B.11: Paläogeographie Kreide	31
Abb. B.12: Richtungsanalyse der Störungen der Basis marine Unterkreide	32
Abb. B.13a: Tiefenmodell der Basis Oberkreide mit Salzstrukturen und Störungen	33
Abb. B.13b: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Oberkreide	33
Abb. B.14: Paläogeographie Eozän	34
Abb. B.15a: Tiefenmodell der Basis Oberpaläozän mit Salzstrukturen und Störungen	35
Abb. B.15b: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Oberpaläozän	35
Abb. B.16: Rezente Geographie	37
Abb. B.17: Einteilung des Quartärs	38
Abb. B.18: Ablagerungen des Saale-Glazials in Schleswig-Holstein	40
Abb. B.19: Ablagerungen des Weichsel-Glazials in Schleswig-Holstein	43
Abb. B.20: Holozäne Ablagerungen in Schleswig-Holstein	44
Kapitel C – Ursachen für rezente Bodenbewegungspotenziale	
Abb. C.1: Überblick über tektonische Störungen in Schleswig-Holstein	46
Abb. C.2: Überblick über oberflächennahe, projizierte Störungen	47

Abb. C.3: Salzstrukturen in Schleswig-Holstein, differenziert nach dem Zeitpunkt ihres Durchbruchs	48
Abb. C.4: Überblick über elsterzeitliche Rinnen in Schleswig-Holstein	51

Kapitel D - Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen in Schleswig-Holstein

Abb. D.1: Übersicht Datenquellen	54
Abb. D.2: Detektionsnetz	57
Abb. D.3: Übersicht 2D-seismische Profile für Schleswig-Holstein	58
Abb. D.4: 2D-seismisches Rohprofil	58
Abb. D.5: Lokalisierte Störung im 2D-seismischen Profil	59
Abb. D.6: Projektion der lokalisierten Störung	59
Abb. D.7: Fallrichtung der projizierten, oberflächennahen Störungen	60
Abb. D.8: Lage der Durchstoßpunkte oberflächennaher, projizierter Störungen im Vergleich zur Lage von Salzstrukturen	61
Abb. D.9: Lage der Durchstoßpunkte oberflächennaher, projizierter Störungen im Vergleich zur Lage von Salzkissen und elsterzeitlichen Rinnen	63
Abb. D.10: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale auf Basis des Parameters Störungsprojektion	64
Abb. D.11: Prinzip der Histogrammanpassung	66
Abb. D.12: Satellitenbildszene Schleswig-Holstein mit kartierten Linearen	67
Abb. D.13: Richtungsanalyse der kartierten Satellitenbildlineare	67
Abb. D.14: Geometrischer Vergleich zwischen kartierten Satellitenbildlinearen und Durchstoßpunkten	68
Abb. D.15: Satellitenbildlineare, Salzstrukturen und Durchstoßpunkte im Gebiet Sterup	69
Abb. D.16: Satellitenbildlineare, Salzstrukturen und Durchstoßpunkte im Gebiet Plön	69
Abb. D.17: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale auf Basis des Parameters Lineamentkartierung	70
Abb. D.18: Tektonische Störungen von der Basis Zechstein bis zur Basis Mittelmiozän in Schleswig-Holstein	72
Abb. D.19: Richtungsanalyse aller Störungen von der Basis Zechstein bis zur Basis Mittelmiozän	73
Abb. D.20: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale auf Basis des Parameters tektonische Störungen	76
Abb. D.21: Räumliche Erstreckung der Salzstrukturen an der Basis Zechstein	78

Abb. D.22: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Zechstein	79
Abb. D.23: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Oberpaläozän	79
Abb. D.24: Räumliche Erstreckung der Salzstrukturen an der Basis Oberpaläozän	80
Abb. D.25: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale auf Basis des Parameters Salzstrukturen	82
Abb. D.26: Richtungsanalyse der elsterzeitlichen Rinnen in Schleswig-Holstein	84
Abb. D.27: Geometrischer Vergleich der räumlichen Erstreckung von elsterzeitlichen Rinnen und tektonischen Störungen	85
Abb. D.28: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale auf Basis des Parameters Elsterzeitliche Rinnen	86
Abb. D.29: Erdbebengeographische Einteilung Norddeutschlands	87
Abb. D.30: Übersicht über historische Erdbeben in Norddeutschland	88
Abb. D.31: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale auf Basis des Parameters historische Erdbeben	89
Abb. D.32: Tiefenmodelle der Basis Buntsandstein und Basis Mittelmiozän und schematische Darstellung von linearen Abhängigkeiten	91
Abb. D.33: Schematische Darstellung des „moving window Prinzips“	93
Abb. D.34: Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der Basis Buntsandstein	95
Abb. D.35: Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der Basis Oberkreide	96
Abb. D.36: Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der Basis Oberpaläozän	98
Abb. D.37: Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der Basis Mittelmiozän	100
Abb. D.38: Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der rezenten Topographie	102
Abb. D.39: Korrelation zwischen der Basis Mittelmiozän und der rezenten Topographie	103
Abb. D.40: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale auf Basis des Parameters Korrelationskoeffizienten	105
Abb. D.41: Übersicht über Detektionszellen mit maximal erreichter Punktzahl auf Basis des Parameters Korrelationskoeffizienten	106
Abb. D.42: Differenzierung der Detektionszellen mit dem höchsten Bodenbewegungs- potenzial auf Basis des Parameters Korrelationskoeffizienten nach dem Grad ihrer Korrelation	107
Abb. D.43: Synthese aller Parameter zur Bestimmung von Bodenbewegungs- potenzialen für Schleswig-Holstein	108
Abb. D.44: Übersichtskarte Bodenbewegungspotenziale für das Intervall 33-66 Punkte	110

Abb. D.45: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Gebiet Sterup	111
Abb. D.46: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Gebiet Tellingstedt Nord	112
Abb. D.47: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Gebiet Oldensworth Nord	113
Abb. D.48: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Gebiet Tellingstedt Süd	114
Abb. D.49: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Gebiet Eisendorf Süd	116
Abb. D.50: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Gebiet Warnau Süd	117
Abb. D.51: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Gebiet Schwarzenbek	118
Abb. D.52: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Gebiet Segeberg/Plön Süd	120
Abb. D.53: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Gebiet Segeberg/Plön Mitte	121
Abb. D.54: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Gebiet Warnau Mitte	123

Kapitel E – Weitergehende Untersuchungen in ausgewählten Projektgebieten

Abb. E.1: Lage des Projektgebietes Plön	126
Abb. E.2: Übersicht Projektgebiet Plön	127
Abb. E.3: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Plön	128
Abb. E.4: Geometrische Analyse der Seen und Senken im nördlichen Teil des Projektgebietes Plön	130
Abb. E.5: Geometrische Analyse der Seen und Senken im südlichen Teil des Projektgebietes Plön	130
Abb. E.6: Lage der Störungszone im Projektgebiet Plön	131
Abb. E.7: Richtungsanalyse der Luftbildlineare im nördlichen Teil des Projektgebietes Plön	132
Abb. E.8: Richtungsanalyse der Luftbildlineare im südlichen Teil des Projektgebietes Plön	132
Abb. E.9: Luftbild des Gebietes Kleinneudorf mit sich rezent vergrößernder Senke von 1959	133
Abb. E.10: Luftbild des Gebietes Kleinneudorf mit sich rezent vergrößernder Senke von 1959	133
Abb. E.11: 2D-seismisches Profil 1 im Gebiet Kleinneudorf	135
Abb. E.12: 2D-seismisches Profil 2 im Gebiet Kleinneudorf	136
Abb. E.13: Tomographie der 2D-seismischen Profile 1 und 2	138
Abb. E.14: Lage des Projektgebietes Lindewitt	140
Abb. E.15: Übersicht über das Projektgebiet Lindewitt	140
Abb. E.16: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Lindewitt	141
Abb. E.17: Richtungsanalyse der im Projektgebiet Lindewitt kartierten Luftbildlineare	142

Abb. E.18: Berechnete Korrelationskoeffizienten zwischen der Basis Zechstein und der Basis Oberkreide für das Projektgebiet Lindewitt	143
Abb. E.19: Berechnete Korrelationskoeffizienten zwischen der Basis Zechstein und der rezenten Topographie für das Projektgebiet Lindewitt	143
Abb. E.20: Lage des Projektgebietes Schwarzenbek	144
Abb. E.21: Übersicht über Projektgebiet Schwarzenbek	145
Abb. E.22: Richtungsanalyse der im Projektgebiet Schwarzenbek kartierten Luftbildlineare	146
Abb. E.23: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Schwarzenbek	147
Abb. E.24: Lage des Projektgebietes Sterup	148
Abb. E.25: Übersicht Projektgebiet Sterup	149
Abb. E.26: Richtungsanalyse der im Projektgebiet Sterup kartierten Luftbildlineare	150
Abb. E.27: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Sterup	151

Kapitel F – Diskussion

Abb. F.1: Lage des Profils Rederstall	152
Abb. F.2: Profil Rederstall	153
Abb. F.3: Schematische Darstellung der Interaktion zwischen Eisauflast und Salz- mobilität	154
Abb. F.4: Verlauf der Warthe-Randlage im Projektgebiet Munster-Lüneburg	155
Abb. F.5: Das Gewässernetz Schleswig-Holsteins im Vergleich zur Lage von Störungen und Salzstrukturen	157
Abb. F.6: Das Gewässernetz im Projektgebiet Plön im Vergleich zur Lage von Störungen und Salzstrukturen	158
Abb. F.7: Das Gewässernetz im Projektgebiet Schwarzenbek im Vergleich zur Lage von Störungen und Salzstrukturen	159
Abb. F.8: Der Elbverlauf in Abhängigkeit von oberflächennahen Salzstrukturen	160
Abb. F.9: Korrelationskoeffizienten zwischen der Basis Zechstein und der rezenten Topographie mit der Lage des Glückstadt Grabens und der Schollengrenzen	162
Abb. F.10: Die Lage der Ihde-Lineamente im Gebiet Ostdeutschlands	163
Abb. F.11: Die Verlängerung der Ihde-Lineamente in das Gebiet Schleswig-Holsteins	164
Abb. F.12: Lage des Projektgebietes Munster-Lüneburg	165
Abb. F.13: Übersicht Projektgebiet Munster-Lüneburg	166
Abb. F.14: Richtungsanalyse aller im Projektgebiet Munster-Lüneburg auftretenden	

Störungen	167
Abb. F.15: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Munster-Lüneburg auf Basis des Parameters tektonische Störungen	169
Abb. F.16: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Munster-Lüneburg auf Basis des Parameters Salzstrukturen	170
Abb. F.17: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Munster-Lüneburg auf Basis des Parameters elsterzeitliche Rinnen	172
Abb. F.18: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Munster-Lüneburg auf Basis des Parameters Korrelationskoeffizienten	174
Abb. F.19: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Munster-Lüneburg auf Basis der Synthese aller Parameter	176
Abb. F.20: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für Schleswig-Holstein und daraus resultierende Arbeitsgebiete für die nächste Projektphase	177

Tabellenverzeichnis

Kapitel D - Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen in Schleswig-Holstein

Tab. D.1: Übersicht über integrierte Ebenen innerhalb des GIS Bodenbewegungs- potenziale	55
Tab. D.2: Verteilungsschlüssel zur Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen	56
Tab. D.3: Übersicht der einzelnen Horizonte des „Geotektonischen Atlas von NW- Deutschland“	71
Tab. D.4: Punkteverteilung für den Parameter tektonische Störungen	74
Tab. D.5: Übersicht über auftretende Störungen im Gebiet Schleswig-Holstein	75
Tab. D.6: Übersicht über erreichte Punktezah/Zelle auf Basis des Parameters tektonische Störungen	76
Tab. D.7: Punkteverteilung für den Parameter Salzstrukturen	77
Tab. D.8: Übersicht über auftretende Salzstrukturen in Schleswig-Holstein	81
Tab. D.9: Übersicht über erreichte Punktezah/Zelle auf Basis des Parameters Salzstrukturen	81
Tab. D.10: Punkteverteilung für den Parameter elsterzeitliche Rinnen	83
Tab. D.11: Punkteverteilung für den Parameter Korrelationskoeffizienten	94
Tab. D.12: Übersicht über erreichte Punktezah/Zelle auf Basis des Parameters Korrelationskoeffizienten	104
Tab. D.13: Übersicht über erreichte Punktezah/Zelle auf Basis aller Parameter	109
Tab. D.14: Übersicht über Punkteverteilung für Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Sterup	111
Tab. D.15: Übersicht über Punkteverteilung für Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Tellingstedt Nord	112
Tab. D.16: Übersicht über Punkteverteilung für Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Oldensworth Nord	114
Tab. D.17: Übersicht über Punkteverteilung für Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Tellingstedt Süd	115
Tab. D.18: Übersicht über Punkteverteilung für Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Eisendorf Süd	116
Tab. D.19: Übersicht über Punkteverteilung für Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Warnau Süd	117
Tab. D.20: Übersicht über Punkteverteilung für Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Schwarzenbek	119

Tab. D.21: Übersicht über Punkteverteilung für Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Segeberg/Plön Süd	120
Tab. D.22: Übersicht über Punkteverteilung für Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Segeberg/Plön Mitte	122
Tab. D.23: Übersicht über Punkteverteilung für Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Warnau Mitte	124

Kapitel E – Weitergehende Untersuchungen in ausgewählten Projektgebieten

Tab. E.1: Übersicht über auftretende Störungen im Projektgebiet Plön	126
Tab. E.2: Übersicht über ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Plön	129
Tab. E.3: Aufzeichnungsparameter für 2D-seismische Profile Gebiet Kleinneudorf	134
Tab. E.4: Übersicht über ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Lindewitt	142

Kapitel F – Diskussion

Tab. F.1: Übersicht über auftretende Störungen im Projektgebiet Munster-Lüneburg	167
Tab. F.2: Übersicht über erreichte Punktezahl/Zelle im Projektgebiet Munster- Lüneburg auf Basis des Parameters Störungen	168
Tab. F.3: Übersicht über erreichte Punktezahl/Zelle im Projektgebiet Munster- Lüneburg auf Basis des Parameters Salzstrukturen	171
Tab. F.4: Punkteverteilung für den Parameter Korrelationskoeffizienten	173
Tab. F.5: Übersicht über erreichte Punktezahl/Zelle im Projektgebiet Munster- Lüneburg auf Basis des Parameters Korrelationskoeffizienten	174
Tab. F.6: Verteilungsschlüssel zur Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen auf Basis aller Parameter	175
Tab. F.7: Übersicht über erreichte Punktezahl/Zelle im Projektgebiet Munster- Lüneburg auf Basis aller Parameter	176

Zusammenfassung der Ergebnisse

Mit Hilfe der Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen wurde für Schleswig-Holstein der Einfluß von Tiefenstrukturen (insbesondere Salzstrukturen und tektonische Störungen) auf die Entwicklung der rezenten Topographie in Schleswig-Holstein untersucht. Dabei wurden folgende Parameter berücksichtigt:

- (1) Salzstrukturen;
- (2) Tektonischen Störungen;
- (3) Oberflächennahe Störungen, die mit einer hohen Wahrscheinlichkeit an der Erdoberfläche austreichen;
- (4) Elsterzeitliche Rinnen (tiefer 100 m);
- (5) Historische Erdbeben;
- (6) In Satellitenbildszenen kartierte Lineamente
- (7) Korrelationskoeffizienten, die zwischen 7 stratigraphischen Horizonten des „Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland“ berechnet wurden.

Die Ergebnisse zeigen, dass in Schleswig-Holstein großflächig rezente Bodenbewegungspotenziale auftreten, die auf tektonische Störungen und Salzstrukturen zurückzuführen sind und sich hauptsächlich auf den Bereich des Glückstadt Grabens beschränken. In den 5 Gebieten Sterup, Tellingstedt Nord, Oldensworth Nord, Schwarzenbek und Plön treten die höchsten Bodenbewegungspotenziale auf. Sie dokumentieren rezente Prozesse in diesen Gebieten. In den Gebieten Sterup, Schwarzenbek und Plön sind aktive, an der Erdoberfläche austreichende Störungen lokalisiert, deren Auftreten auch durch kartierte Luft- und Satellitenbildlineare belegt wird. Im Gebiet Plön werden die ermittelten Bodenbewegungspotenziale durch eine, sich rezent vergrößernde Senke bei Kleinneudorf bestätigt. Unterhalb der Senke führen, begünstigt durch tektonische Störungen, Lösungsprozesse in tertiären Sedimenten zu Hohlrumbildungen, die das rezente Absacken der Senke verursachen.

Für Bereiche höchsten Bodenbewegungspotenzials kann ein Einfluß von Tiefenstrukturen auf die Entwicklung der rezenten Topographie nachgewiesen werden. So beeinflussen oberflächennahe Störungen in dem Gebiet Plön die Entwicklung des Plöner Sees. Im Gebiet Schwarzenbek verursacht ein N-S orientiertes Störungsband ein Abknicken des Elbverlaufs. Weiterhin kann ein Einfluß der Entwicklung der rezenten Topographie durch eine Interaktion zwischen Eisauflast und Salzmobilität in den Gebieten Sterup und Oldensworth nachgewiesen werden. Demnach ist die Ablagerung quartärer Sedimente und somit der Grenzverlauf der Flußgebietseinheiten Eider und Schlei-Trave zwischen den

Salzstrukturen Sterup und Meezen beeinflusst durch eine aktive Reaktion beider Salzstrukturen auf Eisauflast. Im Bereich Oldensworth zeigen geologische Schnitte von der Basis Oberkreide bis zur rezenten Topographie, dass die Salzmauern Oldensworth und Hennstedt die Ablagerung quartärer Sedimente aktiv beeinflussten. Weiterhin orientiert sich der Elbverlauf von Hamburg bis zur Mündung an den Randbereichen von Salzstrukturen, die bis in den oberflächennahen Bereich aufgestiegen sind.

A. Einleitung

A.1. Stand der Wissenschaft

Die geologische und geomorphologische Entwicklung Schleswig-Holsteins ist geprägt von einer Vielzahl endogener und exogener Prozesse. Insbesondere Auftreten und Aktivität von tektonischen Störungen und Salzstrukturen im Untergrund (Baldschuhn *et al.* 1996), sowie die Formung der rezenten Oberfläche durch quartärzeitliche Prozesse (Thome 1998, Küster 1999) stehen im Mittelpunkt des wissenschaftlichen Interesses. Picard (1964) untersuchte den Einfluss von Tektonik auf das Pleistozän in Schleswig-Holstein und kam zu dem Schluss, dass die räumliche Erstreckung von glazialen Ablagerungen in Verbindung steht mit dem Auftreten von Salzstrukturen im Untergrund. Junge tektonische und halokinetische Bewegungen mit einer Hebungsrate von ca. 1 mm/a wurden im Bereich des Salzstockes Bad Segeberg mit Hilfe eines geodätischen Fein-Nivellements nachgewiesen (Geodätische Untersuchung in Schleswig-Holstein, zitiert in Ross, 1998). Für den Bereich der früheren Deutschen Demokratischen Republik (DDR) wurden rezente Bewegungsraten mit Hilfe eines wiederholten geodätischen Feinnivellements untersucht. Dabei wurden von der polnischen bis zur ehemals innerdeutschen Grenze 20 großräumige, NW-SE streichende Störungen mit einer Bewegungsrate von 0,5 – 2 mm/a lokalisiert und in Form eines Kartenwerkes veröffentlicht (Ihde *et al.* 1987). Gartzky und Stackebrandt (2001) zeigen rezente und subrezente vertikale Bewegungen in Nordosteuropa mit einer Subsidenz von bis zu 300 m seit dem Rupelium. Die Untersuchung der Entwicklung ostdeutscher Flüsse zeigt einen Zusammenhang zwischen deren Verlauf und dem Auftreten von tektonischen Störungen im Untergrund (Sirocko 1998). Untersuchungen am Fluss Hunte ergaben anhand von GIS-Analysen, dass der Verlauf des Flusses teilweise durch ein aktives Abkippen der Kruste in Richtung des Nordseebeckens beeinflusst ist (Szeder & Sirocko 2005). Eine Auswertung 3D-seismischer Daten für den Bereich des Gasfeldes Völkersen/Verden ergab, dass sich die Flüsse Wümme, Weser und Aller in dem untersuchten Bereich entlang tektonischer Strukturen in den oberen 500 m orientieren (Seelos 2000, Lehné 2001, Sirocko *et al.* 2002). Linearkartierungen anhand von Luft- und Satellitenbildern zeigen, dass die Orientierung von Oberflächenlinearen gut übereinstimmt mit der Orientierung von tektonischen Störungen im Untergrund (Dulce 1982, Jäger 2003). Die Ursache für das Auftreten und die Orientierung von Tiefenstrukturen, sowie deren Einfluss auf die Entwicklung des Norddeutschen Beckens wird in verschiedenen Modellen im Kontext mit einem sich ändernden Stressfeld untersucht (Scheck-Wenderoth & Lamarche 2004, Kaiser *et al.* 2005). Während für das Gebiet Ostdeutschlands konkrete Hinweise auf endogen bedingte rezente Krustenbewegungen vorliegen, gibt es für Schleswig-

Holstein nur vereinzelt Anhaltspunkte, die auf solche Prozesse schließen lassen. Desweiteren sind rezent dokumentierte Bodenbewegungen in Schleswig-Holstein auch auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen. Vor allem die Entwässerung von Hochmoorgebieten begünstigt solche Bewegungen (Küster 1999).

A.2. Ziel der vorliegenden Arbeit

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, unter Berücksichtigung von Ansätzen und Ergebnissen vorangegangener Abhandlungen, für Schleswig-Holstein den Zusammenhang zwischen Tiefenstrukturen und der Entwicklung der rezenten Topographie, sowie daraus resultierenden rezenten Bodenbewegungspotenzialen in Form einer Trend-Analyse zu quantifizieren. Die Ausweisung von Gebieten mit rezenten Bodenbewegungspotenzialen soll eine Abgrenzung zu anthropogen verursachten rezenten Bodenbewegungen, sowie die Quantifizierung von rezenten Bodenbewegungsraten ermöglichen. Entscheidend für das, in Kooperation mit dem Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein durchgeführte, Projekt ist die erstmalige großflächige Verfügbarkeit 2D-seismischer Industriedaten, die eine Untersuchung der oberen 500 m auf oberflächennahe Störungen zulassen. Ergänzend dazu soll die statistische Auswertung des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland, sowie Lineamentkartierungen, Feldarbeit und die Berechnung von Korrelationskoeffizienten weitere Parameter für die Lokalisierung und Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen in Schleswig-Holstein liefern. Eine zentrale Rolle spielt hierbei die Integration aller gewonnenen Daten in das Geowissenschaftliche Informationssystem (GIS) „Bodenbewegungspotentiale“.

A.3. Geographische Lage Schleswig-Holsteins

Mit einer Fläche von 15772 km² grenzt Schleswig-Holstein als nördlichstes Bundesland der Bundesrepublik Deutschland im Norden an Dänemark, im Osten an die Ostsee und Mecklenburg-Vorpommern, sowie im Süden an Hamburg und Niedersachsen (**Abb. A.1**). Die westliche Festlandgrenze verläuft entlang der Nordseeküste, welche von einer 335 km langen Deichanlage geschützt wird. Die Ostküste wird von einem 68 km langen Deich geschützt. Räumlich liegt Schleswig-Holstein nach Gauss-Krüger (Deutschland, Zone 3) in dem Koordinatenfenster 3425688/6103383 (NW), 3650199/6103353 (NE), 3425688/5914389 (SW), 3650199/5914389 (SE) (**Abb. A.1**)

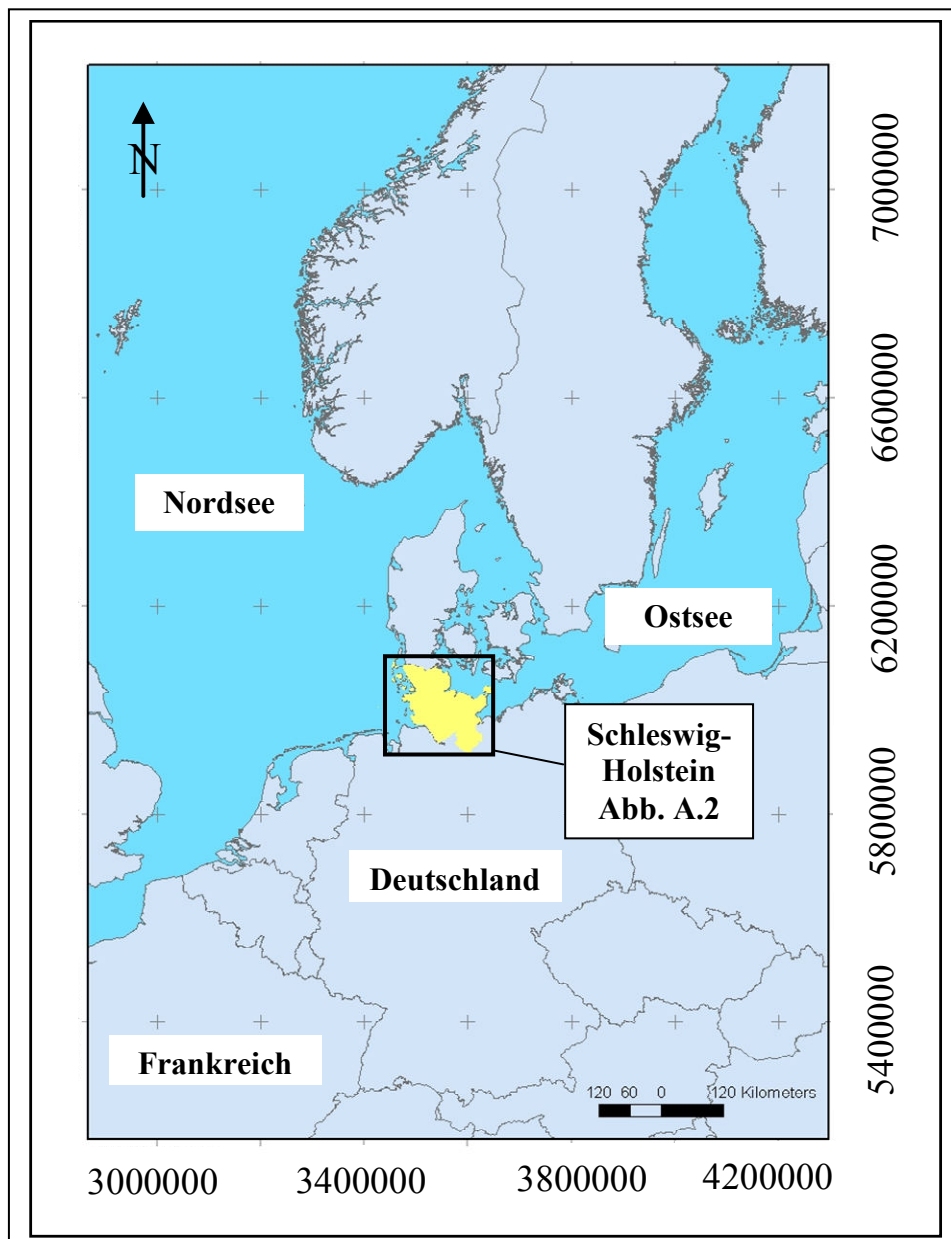


Abb. A.1: Geographische Lage Schleswig-Holsteins

Weiterhin gehören zu Schleswig-Holstein mehrere Halligen, die Ostseeinsel Fehmarn, sowie die Nordseeinseln Amrum, Föhr, Helgoland, Nordstrand, Pellworm und Sylt. Die größte Bodenerhebung innerhalb Schleswig-Holsteins ist mit einer Höhe von 167 m über NN der Bungsborg im Nordosten des Landes (Abb. A.2 I). Die tiefste (deutsche) Landstelle mit 3,54 unter NN liegt in der Gemeinde Neuendorf bei Wilster im Westen (Abb. A.2 II).

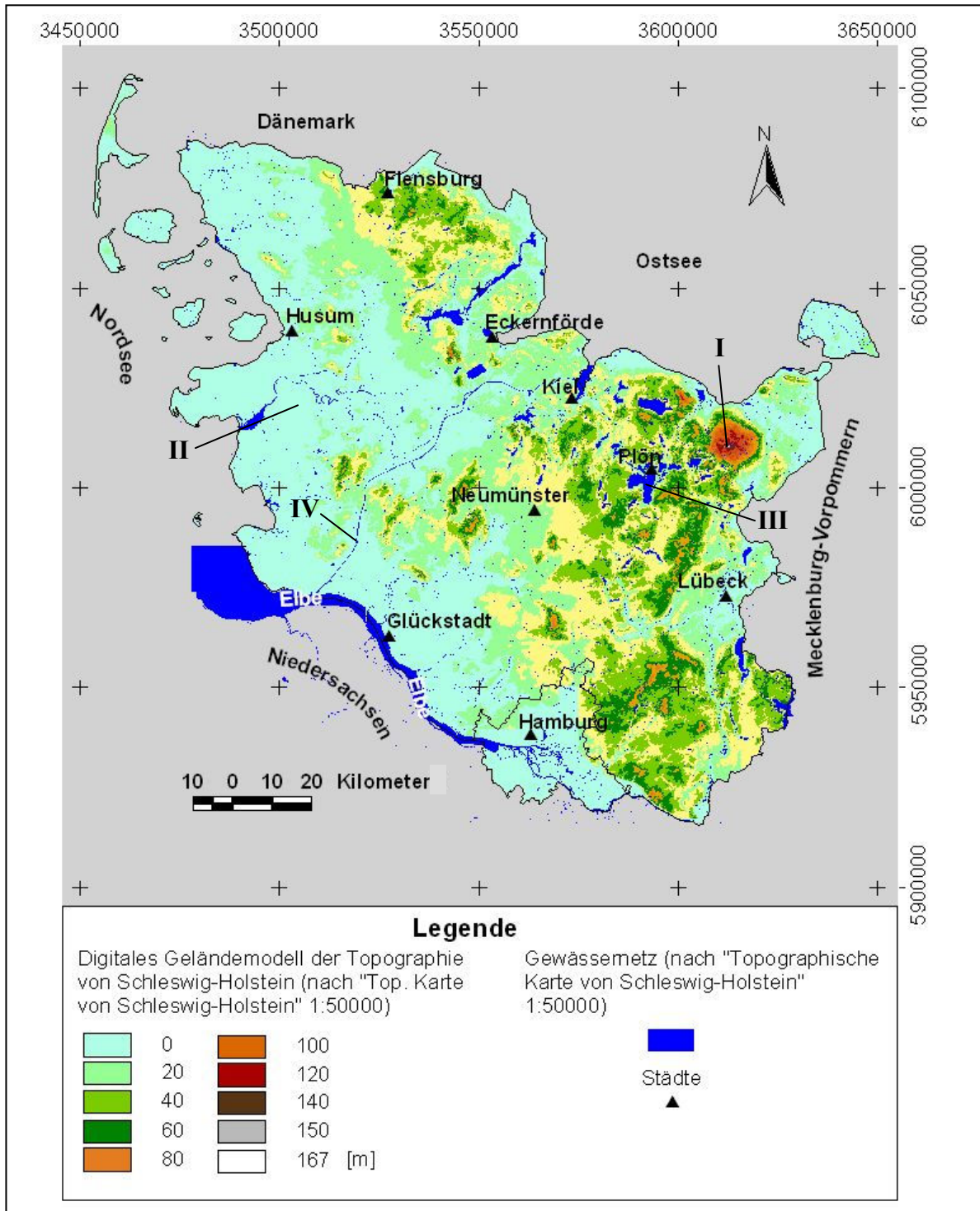


Abb. A.2: Digitales Geländemodell der rezenten Oberfläche von Schleswig-Holstein mit Gewässernetz und Städten (Quelle: „Topographische Karte von Schleswig-Holstein“ 1:50000)

Schleswig-Holstein wird untergliedert in die vier kreisfreien Städte Kiel (Landeshauptstadt), Flensburg, Lübeck und Neumünster, sowie in die elf Kreise Dithmarschen, Stormarn, Herzogtum Lauenburg, Segeberg, Nordfriesland, Steinburg, Ostholstein, Schleswig-Flensburg, Pinneberg, Rendsburg-Eckernförde und Plön. Bei einer Bevölkerung von 2809535 Personen (Stand 2002) errechnet sich eine Bevölkerungsdichte von 178 Einwohnern/km² (Wenzel, 2002).

Die Hydrographie Schleswig-Holsteins ist geprägt von den drei großen Flußgebietseinheiten Elbe (5778 km², Abb. A.3 lila), Schlei-Trave (5299 km², Abb. A.3 grün) und Eider (4695 km², Abb. A.3 rosa). Die wichtigsten Flüsse sind die Eider mit 180 km Länge (110 km schiffbar), die Trave mit 112 km Länge (37 km schiffbar) und die Stör mit 83 km Länge (50 km schiffbar). Die Elbe bildet die natürliche Grenze zwischen Schleswig-Holstein und Niedersachsen. Größte Seen sind der

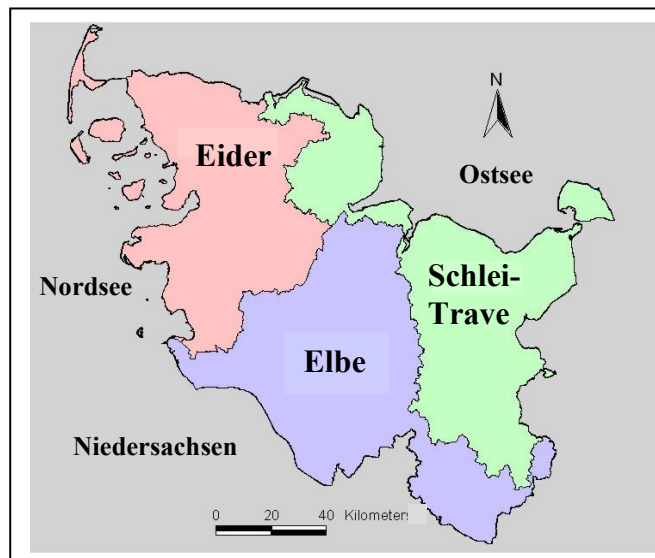
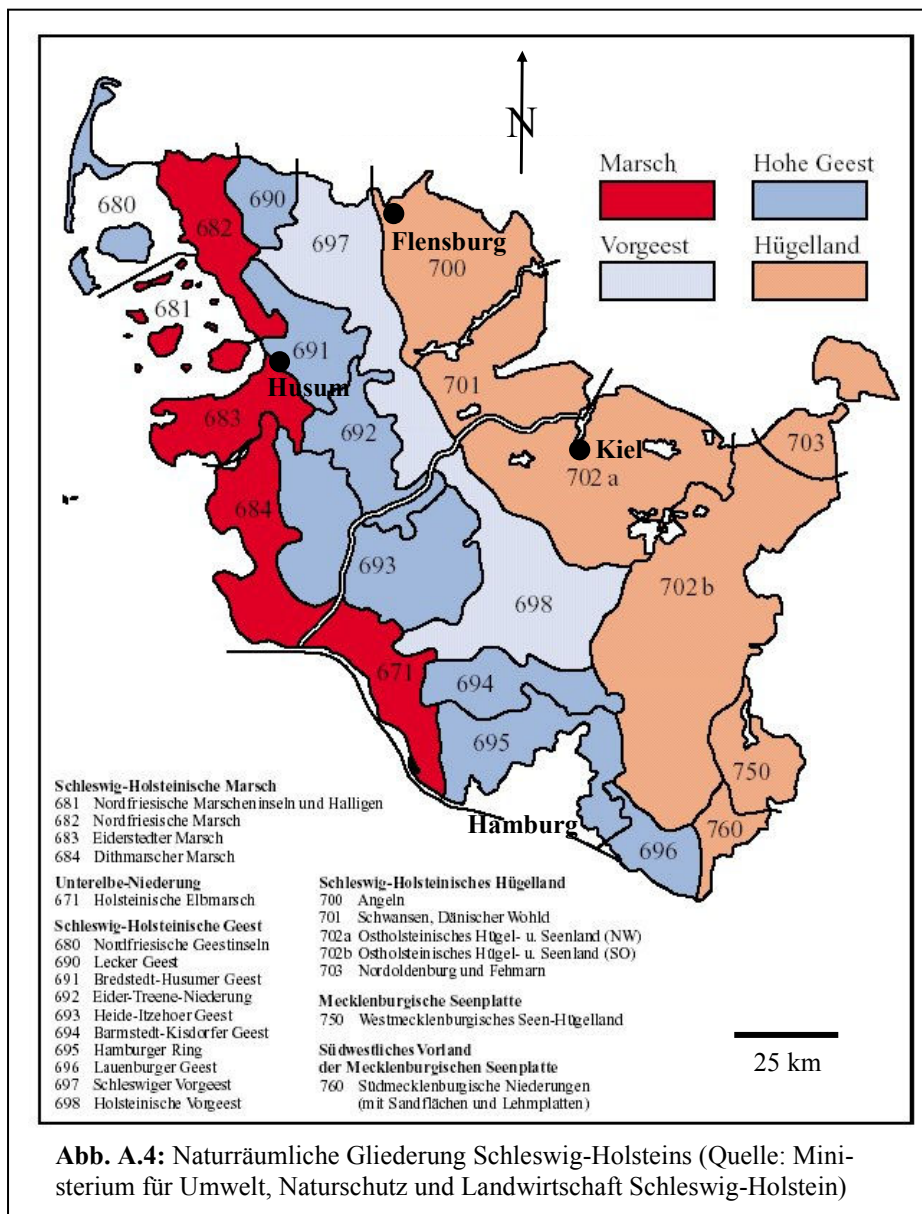


Abb. A.3: Flußgebietseinheiten in Schleswig-Holstein (Quelle: „Topographische Karte von Schleswig-Holstein“ 1:50000)

Große Plöner See mit einer Fläche von 29 km² (Abb. A.2 III), der Selenter See mit einer Fläche von 22 km² und der Große Ratzeburger See mit einer Fläche von 14 km². Die beiden wichtigsten Kanäle sind der Nord-Ostsee-Kanal (Kiel-Kanal) mit 99 km Länge (Abb. A.2 IV) und der Elbe-Lübeck-Kanal mit 59 km Länge.



Naturräumlich wird Schleswig-Holstein in vier Gebiete unterteilt. Die fruchtbare „platte“ Marsch im Westen, das „liebliche“ östliche Hügelland mit vielen Seen und die „sandige“ Hohe Geest und Vorgeest als Mittelrücken (Abb. A.4). Die beschriebenen Landschaftsformen sind das Ergebnis der glazialen Überprägung während des Quartärs (vgl. Kap. B.8.). Aus quartären Sedimenten besteht auch der

überwiegende Teil der verfügbaren und abbauwürdigen Bodenschätze. So werden jährlich ca. 14 Millionen Tonnen Kies-Sand-Produkte produziert und ca. 700000 Tonnen Tone, Geschiebemergel und -lehme abgebaut. Weiterhin werden jährlich ca. 2 Millionen Tonnen Kreidekalke zur Herstellung von Zement, Füllstoffen und Futterkreiden sowie Bau- und Düngekalken abgebaut. Neben diesen Bodenschätzen verfügt Schleswig-Holstein auch über Erdölvorkommen, deren Volumen auf ca. 29 Millionen Tonnen geschätzt wird. Davon wurden im Jahre 2000 1,328 Millionen Tonnen aus den Offshore-Feldern Schwedeneck-See und Mittelplate gefördert.

B) Die Entwicklung des Norddeutschen Beckens

Alle in der Folge gemachten Zeitangaben beruhen auf der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 (DSK 2002).

B.1. Überblick Strukturgeologie

Schleswig-Holstein liegt im westlichen Teil des Norddeutschen Beckens, welches zusammen mit dem Norwegisch-Dänischen Becken im Nordwesten, dem Polnischen Becken im Osten, sowie verschiedenen kleineren Becken das Zentraleuropäische Beckensystem aufbaut (ZEBS). Dieses erstreckt sich von der südlichen Nordsee über Dänemark, Holland und Norddeutschland bis nach Polen und wird im Norden von der NW-SE orientierten Tornquist-Zone (**Abb. B.1 TZ**) begrenzt, die sich aus der Sorgenfrei-Tornquist Zone (**Abb. B.1 STZ**) im Nordwesten und der Teyssere-Tornquist Zone (**Abb. B.1 TTZ**) im Südosten zusammensetzt. Die paläozoische Teyssere-Tornquist Zone trennt das Zentraleuropäische Beckensystem von der präkambrischen Kruste des Baltischen Schildes im Nordosten (Berthelsen 1998). Bei der Sorgenfrei-Tornquist Zone handelt es sich um eine intrakontinentale Störungszone innerhalb Balticas, die das Zentraleuropäische Beckensystem vom Baltischen Schild trennt (**Abb. B.1**). Im Süden wird das Zentraleuropäische Beckensystem von dem Elbe Störungssystem begrenzt, welches sich aus mehreren NW-SE orientierten Störungen zusammensetzt (Berthelsen 1998)(**Abb. B.1**). Die Ausbildung der Becken innerhalb des Zentraleuropäischen Beckensystems erfolgte in Rahmen einer permisch-mesozoischen Absenkung, wobei die einzelnen Becken von Teilblöcken getrennt wurden, die dieser Absenkungstendenz nicht folgten (Walter 1995). So wird das Norddeutsche Becken durch das NW-SE orientierte Ringköbing-Fünen-Hoch vom Norwegisch-Dänischen Becken getrennt. Weitere Hochlagen sind das Texel-Hoch, das Rügener Hoch, sowie das Mittel-Nordsee Hoch (Walter 1995). Trotz der Entwicklung der einzelnen Becken auf unterschiedlich alten Fundamenten (präkambrisch, kaledonisch, variszisch, vgl. Kap. B.2.) ist eine teilweise übereinstimmende Subsidenzgeschichte dokumentiert (Ziegler 1990b).

Während des Mesozoikums entwickelten sich aufgrund von Dehnungsprozessen innerhalb des Zentraleuropäische Beckensystems N-S orientierte Gräben. Die größten Gräben sind der Zentralgraben (**Abb. B.1 CG**) im Westen, der Horn Graben (**Abb. B.1 HG**), sowie der Glückstadt-Graben (**Abb. B.1 GG**). Daneben kam es zur Entstehung von Teiltrögen, die durch NW-SE orientierte Störungen begrenzt wurden (Walter 1995). Dabei handelt es sich unter

anderem um das West- und Zentralniederländische Becken, das Broad Fourteen Becken, das Niedersächsische Becken und den Dänischen Trog.

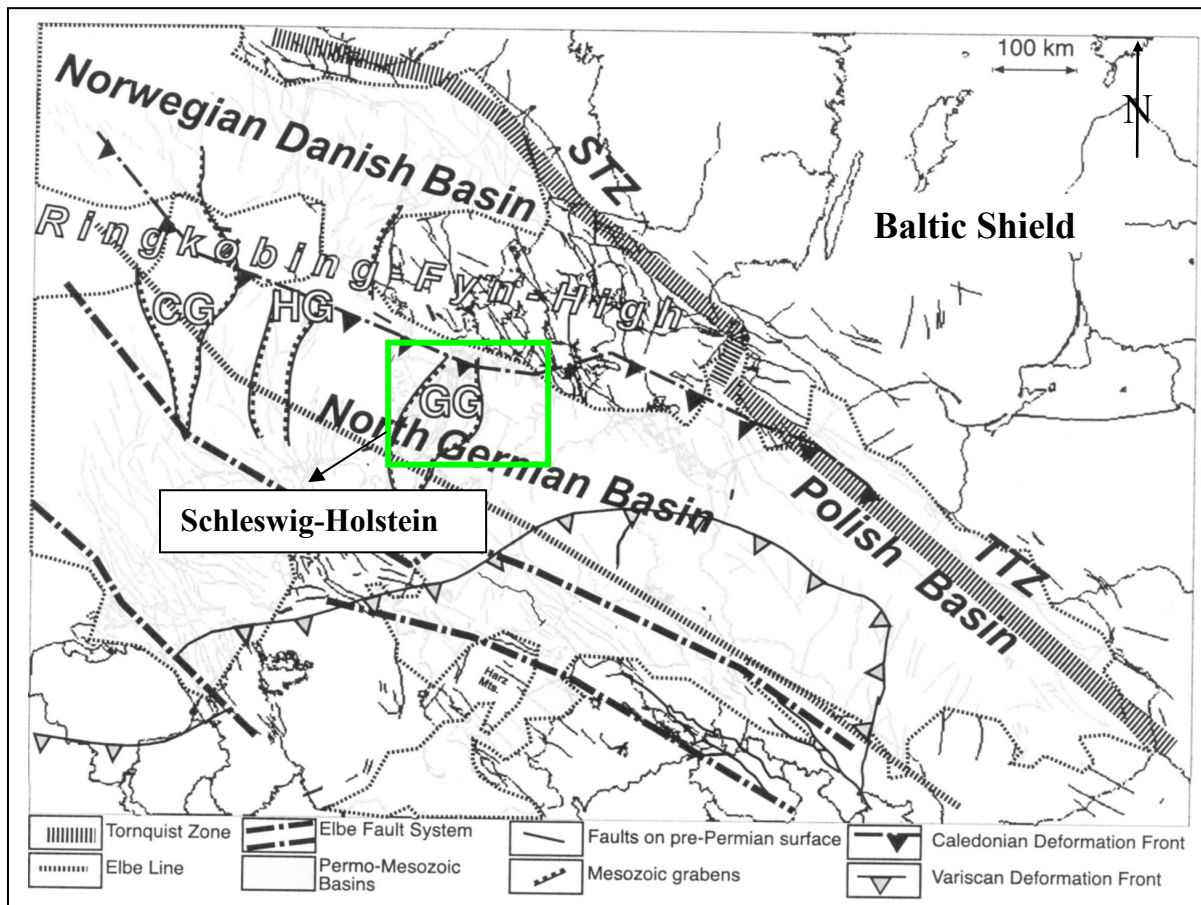


Abb. B.1: Strukturgeologischer Überblick des Zentraleuropäischen Beckensystems (Quelle: Scheck-Wenderoth & Lamarche 2005)

Der Glückstadt Graben erstreckt sich nahezu über die gesamte Fläche Schleswig-Holsteins und hat bis in die Gegenwart einen großen Einfluss auf die Entwicklung des Nordwestdeutschen Beckens. So ist verstärkter Diapirismus innerhalb des Grabens und damit einhergehende Subsidenz in den umliegenden Gebieten von der Trias bis in die Gegenwart dokumentiert (Maystrenko *et al.* 2005). In der Folge kam es in Schleswig-Holstein zur Entstehung von 14 großen Salzstrukturen, die teilweise Längen von 100 km und mehr erreichten und bis in den erdoberflächennahen Bereich aufstiegen (**Abb. B.2**).

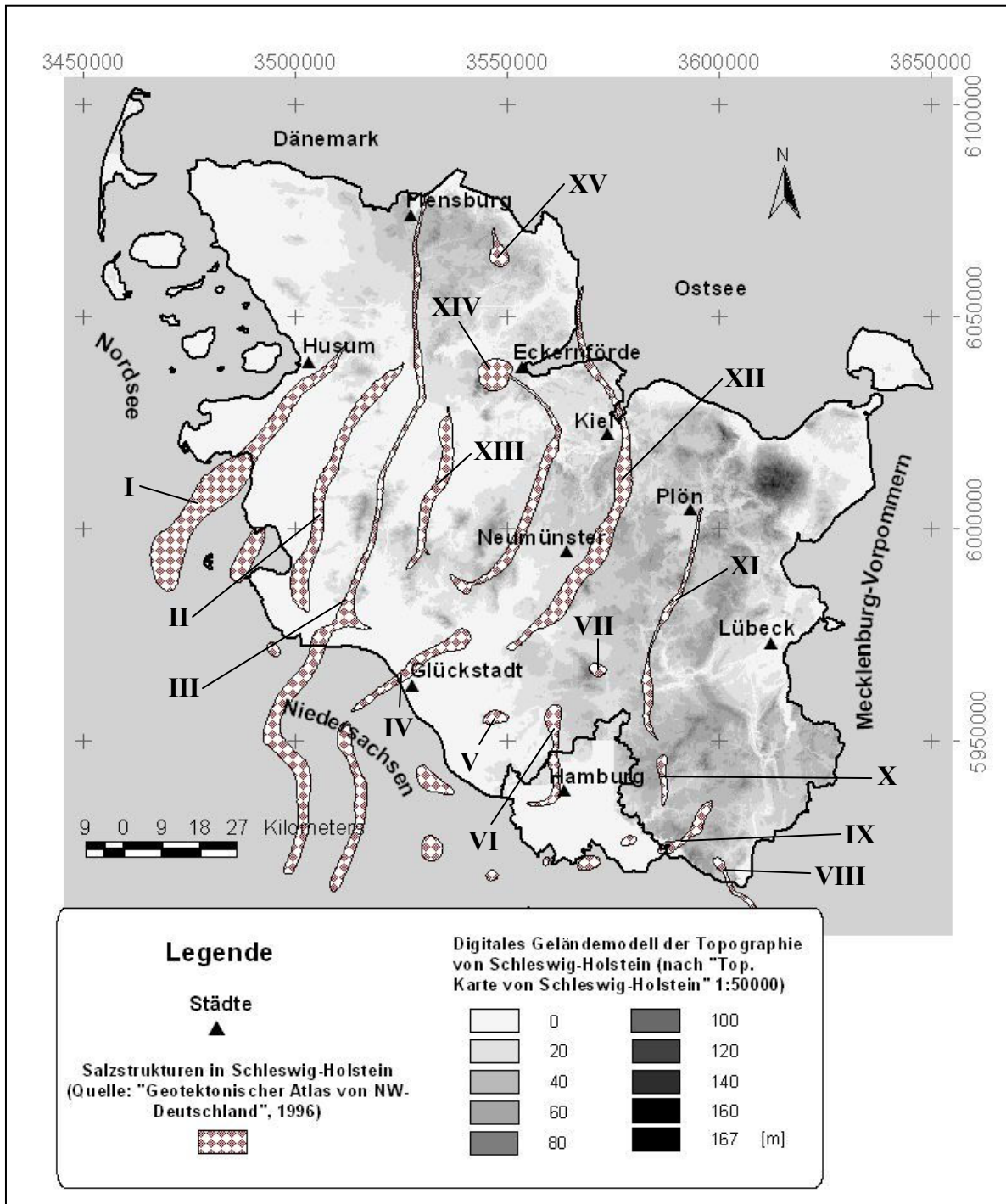


Abb. B.2: Übersichtskarte der Salzstrukturen in Schleswig-Holstein. I = Oldensworth, II = Hennstedt, III = Tellingstedt, IV = Krempe, V = Elmshorn, VI = Quickborn, VII = Sievershütten, VIII = Gülze/Sümte, IX = Geesthacht, X = Siek, XI = Segeberg/Plön, XII = Warnau, XIII = Oldenbüttel/Hamdorf, XIV = Meezen/Eisendorf, XV = Sterup

B.2. Präkambrium – Karbon (3,6 Ga – 296 Ma)

Das Fundament des Zentraleuropäischen Beckensystems besteht aus drei Grundeinheiten. Gesteine des **Präkambriums** (3,6 Ga – 545 Ma) bauen als älteste geotektonische Grundeinheit die Osteuropäische Plattform, den Baltischen Schild, den Ukrainischen Schild, sowie die Russische Tafel auf (Walter 1995).

Zur Bildung der zweiten geotektonischen Grundeinheit kam es während des **Silurs** (443 Ma – 417,5 Ma), als die Kontinente Laurentia und Baltica kollidierten. Die so verursachte kaledonische Orogenese erfasste weite Teile des heutigen West- und Nordeuropas, Nordamerika, Grönland, sowie Spitzbergen und führte zur Entstehung der Britisch-Norwegischen Kaledoniden (Walter 1995). Diese erstrecken sich von Großbritannien über Holland und Norddeutschland bis zu den Karpaten und erfassen somit das gesamte Projektgebiet (**Abb. B.3**). Der Verlauf der kaledonischen Deformationsfront wird bis in die Gegenwart kontrovers diskutiert. Demnach wird die Deformationsfront entweder in der Thor-Naht, südlich des Ringköbing-Fünen Hochs gesehen (Pharaoh *et al.* 1997, Abramovitz & Thybo 2000, Gregersen *et al.* 2002), oder entlang der Elbe-Oder Linie (EOL) (DEKORP-BASIN Research Group *et al.* 1999, Bayer *et al.* 1999, 2002).

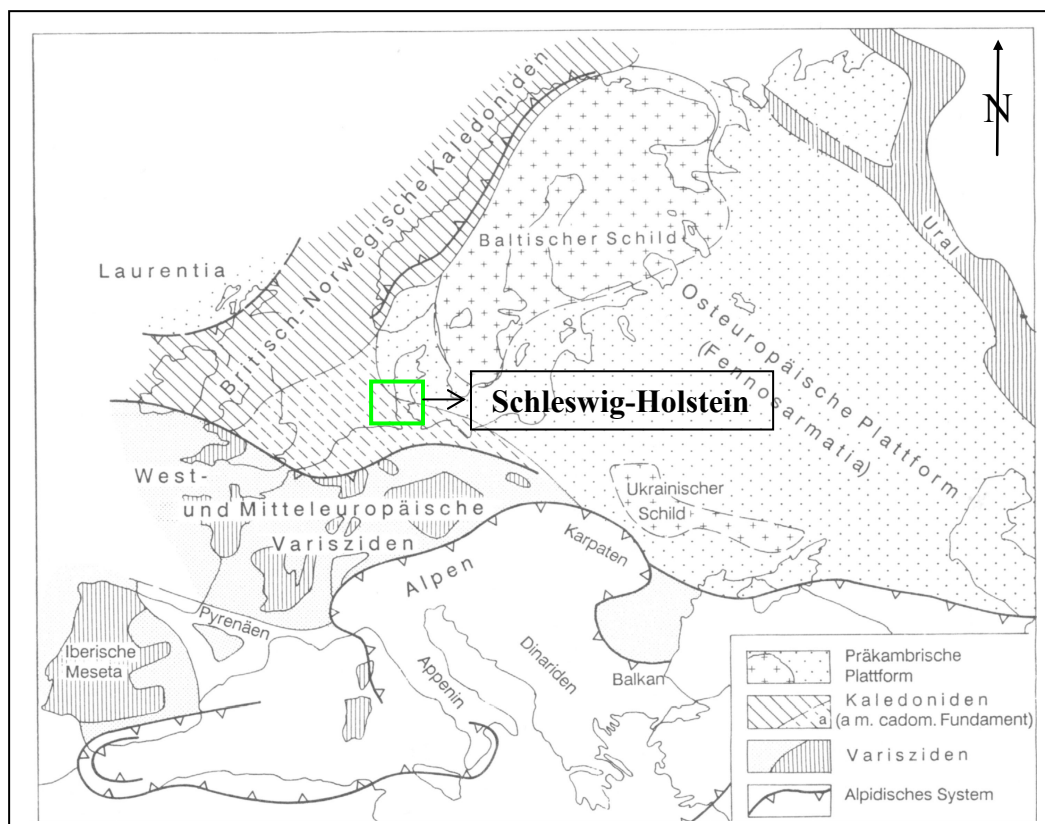


Abb. B.3: Geologische Grundeinheiten für Mitteleuropa (Quelle: Walter 1995)

Die, im Zuge des Zusammenschlusses von Gondwana und Laurussia abgelaufene variszische Orogenese führte mit ihrem Höhepunkt im **Karbon** (358 Ma – 296 Ma) zur Entstehung der dritten geotektonischen Grundeinheit (Mittel-)Europas, den West- und Mitteleuropäischen Varisziden (Walter 1995). Von Südengland bis zu den Pyrenäen im Westen erstrecken sich die Varisziden keilförmig bis zum Nordwestrand der Karpaten an den Rand der Osteuropäischen Plattform (Abb. B.3). Die variszische Deformationsfront erstreckt sich vom Zentrum des Nordostdeutschen Beckens entlang der südlichen Grenze des Nordwestdeutschen Beckens bis zum Atlantischen Ozean (Franke *et al.* 1996). Der Bereich zwischen kaledonischer und variszischer Deformationsfront wird als Avalonia bezeichnet (Pharaoh *et al.* 1997). NW-SE gerichteter kompressiver Stress führte zur Bildung von entsprechend orientierten Störungen (Vejbaek 1997, Lockhorst 1998). Die, das zentraleuropäische Beckensystem im Norden begrenzende Tornquist Zone, sowie das, das Beckensystem im Süden begrenzende Elbe Störungssystem wurden aktiviert (Ziegler 1990b, Mattern 1996, Erlström *et al.* 1997, Berthelsen 1998).

B.3. Perm (296-251 Ma)

Durch die Kollision der Kontinente Laurussia, Sibiria und Kasachstan entstand der Superkontinent Pangäa, der erstmals alle Landmassen vereinigte (Abb. B.4) (Stanley 1994). Aufgrund einer, im Vergleich zur Afrikanischen Platte, ostwärts gerichteten Drift der Eurasischen Platte kam es zur Ausbildung eines

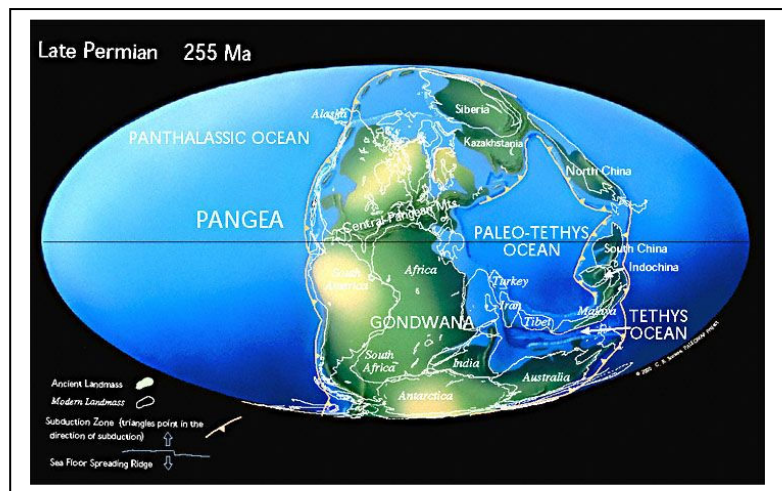


Abb. B.4: Paläogeographie Perm (Quelle: Scotese 2002)

E-W gerichteten Stressfeldes, welches Dehnungsprozesse zur Folge hatte (Ziegler 1990). Diese Prozesse, sowie daraus resultierender Vulkanismus führten zur Bildung mehrerer NW-SE orientierten Becken, die in ihrer Gesamtheit das Zentraleuropäische Beckensystem aufbauen (vgl. Kap. B.1.). Bei den größten Becken handelt es sich um das Norwegisch-Dänische Becken, das Polnische Becken, sowie das Norddeutsche Becken (Walter 1995). Dabei lief die Entwicklung der Becken parallel und gekoppelt ab (Dadlez *et al.* 1995, Plein 1995, Kiersnowski *et al.* 1995, Vejbaek 1997, Scheck & Bayer 1999, Clausen & Pedersen 1999, Hansen *et al.* 2000, Krzywiec 2002, Lamarche *et al.* 2003). Demnach kam es während des frühen **Perm** zu rifting mit einhergehendem Vulkanismus und in der Folge zu thermaler Subsidenz (Scheck-Wenderoth & Lamarche 2005). Teilböcke, die keine Subsidenz erfuhren, bilden die Hochlagen des Mittel-Nordsee-Hochs, des Ringköbing-Fünen-Hochs, des Texel-Hochs und des Rügener Hochs (Walter 1995). Das Ringköbing-Fünen-Hoch trennt das Norwegisch-Dänische Becken vom Norddeutschen Becken (vgl. Abb. B.1). In die Subsidenzbecken wurden permische Sedimente abgelagert.

Im **Oberen Rotliegend** kam es zur Bildung von Steinsalzen, deren Höhepunkt im **Zechstein** erreicht wurde, als die Norddeutsche Senke von Nordwesten durch das Zechstein-Meer überflutet wurde (Walter 1995). Insgesamt kam es zur Ablagerung von bis zu 7 Salinarzyklen. Es handelt sich hierbei um die Werra-Folge (Z1, Kupferschiefer, Zechsteinkalk, Anhydrit, Kalisalz), die Staßfurt-Folge (Z2, Hauptdolomit, Stinkschiefer, Anhydrit, Steinsalz, Kaliflöz Strassfurt), die Leine-Folge (Z3, grauer Salzton, Anhydrit, Steinsalz, Kaliflöze Ronnenberg und Riedel), die Aller Folge (Z4, roter Salzton, Pegmatit-

anhydrit, Steinsalz, 1 Kaliflöz). Im zentralen Beckenteil folgen die Ohre-Folge (Z5), die Friesland-Folge (Z6) und die Mölln-Folge, die alle durch sandige Basisschüttungen, rote Pellite und Anhydrit mit Steinsalz charakterisiert sind. Die Zechsteinsalze wurden ab der Trias durch Auflastdruck mobilisiert und es kam zur Bildung großer Salzdome und Salzmauern, die entlang zuvor angelegter, überwiegend NNE-SSW streichender Störungen, teilweise bis zur heutigen Erdoberfläche aufstiegen (vgl. Kap. B.4. & C.3.). Für den Bereich Schleswig-Holsteins wurden an der Basis Zechstein 266 Störungen kartiert, bei

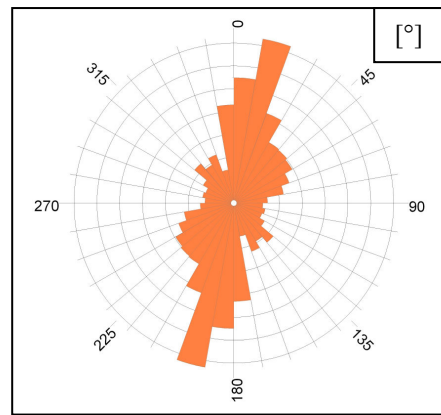


Abb. B.5: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Zechstein (Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996)

denen es sich ausschließlich um Abschiebungen handelt (Baldschuhn *et al.* 1996). Die Richtungsanalyse der Störungen zeigt eine dominierende NNE-SSW Orientierung (**Abb. B.5**).

B.4. Trias (251-200 Ma)

Durch die Entwicklung eines kontinentalen Riftsystems zwischen Nordamerika und Nordwestafrika begann der Superkontinent Pangäa in der Obertrias auseinander zu brechen. Der Nordatlantik begann sich zu öffnen, die äquatoriale Tethys konnte weiter nach Westen vordringen. Nordamerika

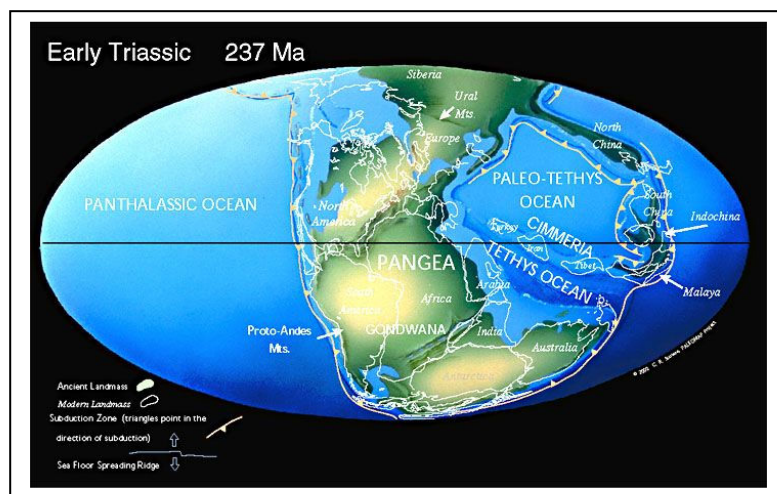


Abb. B.6: Paläogeographie Trias (Quelle: Scotese 2002)

trennte sich von Gondwana. An den Bruchzonen der Kontinente kam es zu starkem Vulkanismus. Alle Kontinente waren inlandeisfrei (**Abb. B.6**) (Stanley 1994). Die Öffnung des Nordatlantiks führte zu W-E gerichtetem Dehnungsstress innerhalb des Zentraleuropäischen Beckensystems (Maystrenko *et al.* 2005). In der Folge kam es zur Entstehung mehrerer, nahezu N-S orientierten, Grabenstrukturen. Die bedeutendsten Gräben sind der Horn-Graben, der Zentral-Graben, sowie der Glückstadt-Graben, der sich mit einer Fläche von ca. 23000 km² über einen Großteil Schleswig-Holsteins erstreckt (Abb. B.1; Maystrenko *et al.* 2005). Weiterhin kam es entlang von NW-SE orientierten Störungen zur Einsenkung von Teiltrögen,

wie dem Niedersächsischen Becken, dem Broad Fourteen Becken, dem West- und Zentralniederländischen Becken, dem Altmark-Brandenburg Becken, dem Dänischen Trog, sowie dem Polnischen Trog (Abb. B.1) (Walter 1995).

Die Ablagerungen des Zechsteins wurden überdeckt von bis zu 1500 m mächtigen Sedimenten des **Buntsandsteins**, der, entsprechend charakteristischer Gesteinsabfolgen, in

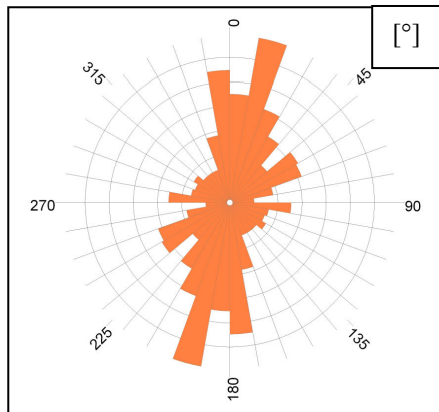


Abb. B.7: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Buntsandstein
(Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996)

den **Unteren** (Nordhausen- und Bernburg-Folge), **Mittleren** (Volpriehausen-, Detfurth-, Hardeggen- und Solling-Folge) und **Oberen Buntsandstein** (Röt, tonig-salinar) unterteilt wird (Walter 1995). Der daraus resultierende Auflastdruck führte zur Mobilisierung der Rotliegend- und Zechsteinsalze entlang von zuvor angelegten Störungszonen. In der Folge kam es zur Bildung von ersten Salzkissen (Jaritz 1992). Die Richtungsanalyse der 112 kartierten Störungen an der Basis Buntsandstein zeigt eine deutliche NNE-SSW Orientierung (**Abb. B.7**) (Baldschuhn *et al.* 1996).

Der Übergang vom Buntsandstein zum **Muschelkalk** ist gekennzeichnet durch die Rückkehr zu marinen Verhältnissen, die im Unteren Muschelkalk zur Ablagerung von flachmarinen Wellenkalken, Mergel-, Oolith- und Schillkalken führten. Der Mittlere Muschelkalk ist geprägt von salinaren Ablagerungen, während es im Oberen Muschelkalk erneut zur Bildung von flachmarinen Sedimenten (Ceratitenschichten, Trochitenkalke) kam. Sedimentschichten des bis zu 300 m mächtigen Muschelkalks wurden im Bereich der Salzstöcke Segeberg/Plön (Abb. B.2 VII) und Krempe (Abb. B.2 IV) bis in eine Höhe von 200 unter NN mitgeschleppt wo sie von quartären Sedimenten überdeckt werden (Baldschuhn *et al.* 1996). Die Verflachung des Sedimentationsraumes setzte sich in der Obertrias fort, was zu einer Wechselfolge zwischen Verlandung und Meereseinbrüchen führte. Im **Unteren Keuper** (Lettenkohlen-Keuper) kam es zur Bildung überwiegend limnischer, grauer und bunter dolomitischer Tonsteine. In diese Ablagerungen schalteten sich vereinzelt Sandsteinhorizonte ein, die während Verlandungsphasen entstanden. Im **Mittleren Keuper** (Gipskeuper) kam es neben der Ablagerung von Tonmergelsteinen und dolomitischen Tonsteinen auch zur Einlagerung von Anhydrit und Gips. In Schleswig-Holstein enthalten diese Einlagerungen zwei Salzlager mit einer Mächtigkeit von bis zu 300 m. Bei dem abgelagerten Salz handelt es sich teilweise um resedimentierte Zechsteinsalze, die sich in Randsenken durchgebrochener Diapire abgelagerten.

Im **Oberen Keuper** kam es aufgrund der limnisch-brackigen Sedimentationsverhältnisse zur Entstehung von bunten und grauen dolomitischen Tonsteinen und Schiefertönen (Walter 1995). Während des Keuper erfuhr der zentrale Teil des Glückstadt Grabens aufgrund anhaltender Dehnungsprozesse eine starke Subsidenz (Best *et al.* 1983, Brink *et al.* 1992, Kockel 2002). Dabei fällt die räumliche Lage des Subsidenzzentrums mit einer Abnahme der

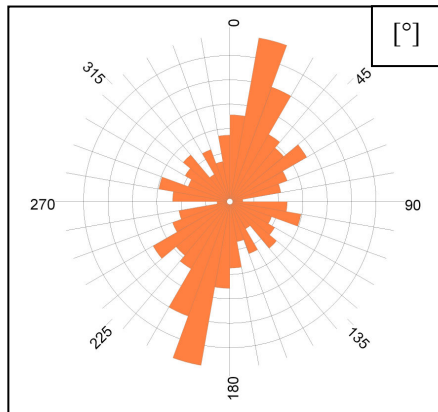


Abb. B.8: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Keuper (Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996)

Krustenmächtigkeit von durchschnittlich 30 km auf 25 km zusammen (Dohr *et al.* 1989, Brink *et al.* 1992). Die verstärkte Subsidenz begünstigte den Salzaufstieg. Viele der heute bekannten Salzstrukturen erlangten bereits in der späten Trias (Keuper) das Diapirstadium. Große Salzmauern flankieren sowohl das Zentrum des Glückstadt Grabens, als auch dessen Randbereiche (vgl. Kap. C.3.; Kockel 2002). Entsprechend dem W-E gerichteten Stressfeld weisen alle 150 an der Basis Keuper lokalisierten Abschiebungen eine dominierende NNE-SSW Orientierung auf (**Abb. B.8**).

B.5. Jura (200-142 Ma)

Durch den voranschreitenden Zerfall Pangäas dehnte sich das Riftsystem zwischen Nordamerika und Nordwestafrika weiter aus (**Abb. B.9**) (Stanley 1994). Durch die daraus resultierende anhaltende Öffnung des Nordatlantiks wurde das NW-SE orientierte Spannungsfeld aufrecht gehalten (Baldschuhn *et al.* 1996). Der

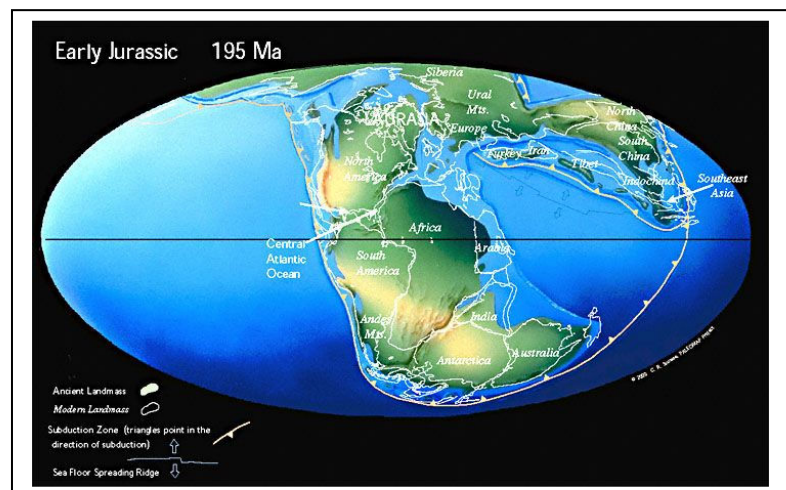


Abb. B.9: Paläogeographie Jura (Quelle: Scotese 2002)

Jura wird unterteilt in **Unterjura** (Lias, Schwarzer Jura), **Mitteljura** (Dogger, Brauner Jura) und **Oberjura** (Malm, Weißer Jura). Die Ablagerungen des Unterjura sind geprägt von dunklen Tonsteinen und bituminösen Posidonienschiefern. Diese dominieren auch im Mitteljura, jedoch kam es hier zu häufigeren Einschaltungen gröberklastischer deltaischer Sedimente, wie z.B. dem Garantianen-Sandstein (Cornbrash-Sandstein) oder dem

Macrocephalen-Sandstein (Porta-Sandstein). Weiterhin wurden im Mitteljura zahlreiche Vorkommen oolithischer Eisenerze im Küstenbereich angelegt. Die durchschnittliche Mächtigkeit des Mitteljura von 400 m steigt in Randsenken auf bis zu 1000 m an. Der Übergang des Mitteljuras zum Oberjura ist gekennzeichnet durch einen Meeresrückzug aus weiten Teilen Norddeutschlands. In der Folge kam es zu einem Fazieswechsel zu flachmarinen Sand- und Kalksteinen, sowie Eisen- und Kalkoolithen. Gegen Ende des Jura kam es zur erneuten Ablagerung von mächtigen Tonsteinfolgen mit eingeschalteten salinaren Bildungen (Anhydrit und Steinsalz) (Walter 1995).

Aufgrund erosiver Prozesse sind die Ablagerungen des Juras in Schleswig-Holstein nicht flächendeckend erhalten. So treten Jurasedimente lediglich in Randsenkenbereichen, sowie im Südosten Schleswig-Holsteins auf. Die Richtungsanalyse der kartierten jurassischen Störungen (105 Lias, 30 Dogger, 26 Oberjura) zeigt keine eindeutige Hauptorientierung (Baldschuhn *et al.* 1996). Aufgrund der geringen Anzahl von lokalisierten Störungen an der Basis Dogger, sowie der Basis Oberjura liefert lediglich die Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Lias aussagekräftige Informationen. Die NE-SW gerichtete Hauptorientierung resultiert aus dem zuvor erwähnten NW-SE gerichteten, extensiven Spannungsfeld (**Abb. B.10**).

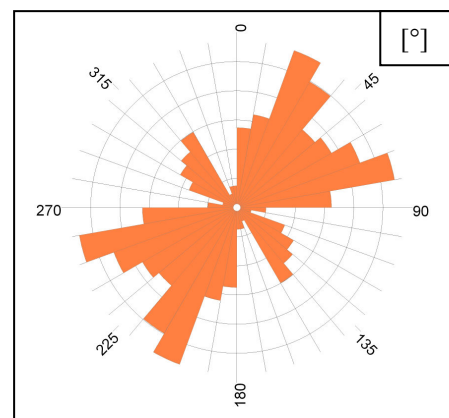


Abb. B.10: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Lias (Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996)

B.6. Kreide (142-65 Ma)

Der voranschreitende Zerfall Pangäas führte in der **Unterkreide** zur Ausbildung einer kontinentalen Riftzone zwischen Südamerika und Afrika. Auch der südliche Nordatlantik weitete sich aus. Die Kollision der Afrikanisch-Arabischen Platte mit der Eurasiatischen Platte setzte sich im Bereich der westlichen

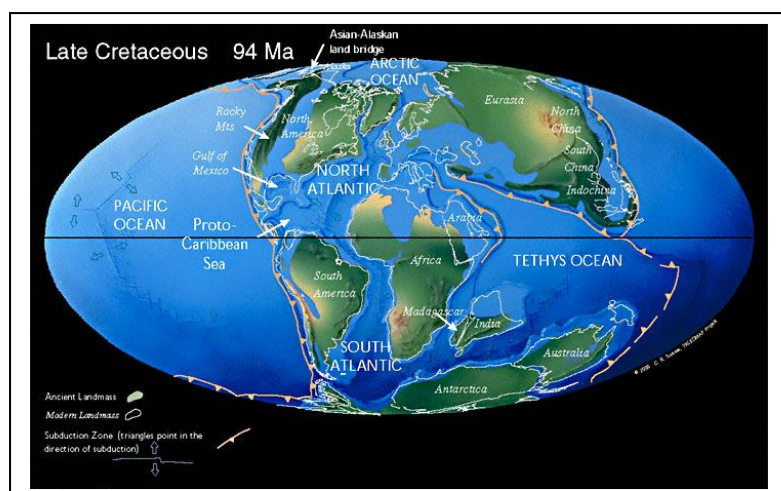


Abb. B.11: Paläogeographie Kreide (Quelle: Scotese 2002)

Tethys fort und engte diese zunehmend ein (**Abb. B.11**) (Stanley 1994). Diese Kollision führte zu NW-SE orientierten kompressiven Stress. Die damit einhergehende Reaktivierung von Störungen permo-mesozoischen Ursprungs führte zur Inversion innerhalb des Norddeutschen Beckens (Scheck-Wenderoth & Lamarche 2005). Demnach kam es in den Randbereichen der Sorgenfrei-Tornquist-Zone zu Hebungsprozessen. Diese spiegeln sich auch in, im Vergleich zu anderen Bereichen des Norddeutschen Beckens, geringmächtigen Ablagerungen der Kreidezeit in dieser Region wieder (Baldschuhn *et al.* 1996).

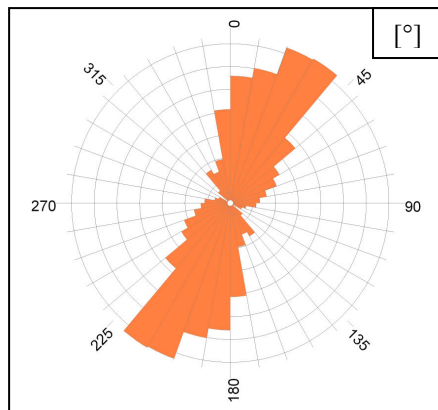


Abb. B.12: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Marine Unterkreide
(Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996)

Während der **Unterkreide** kam es zur Ablagerung von grauen, feinschichtigen, zum Teil bituminösen Tonsteinen, sowie Deltasanden. Die Mächtigkeit dieser Sedimente schwankt zwischen wenigen 10er bis 100er Metern im Bereich von Schwellen und entlang des Beckenrandes und bis zu 4000 m in zentralen Beckenbereichen. Weiterhin zeigen die 175 an der Basis Marine Unterkreide kartierten Störungen eine NE-SW gerichtete Hauptorientierung (**Abb. B.12**). Eine erneute Meerestransgression gegen Ende der Unterkreide, die die Ablagerung von marinen,

grauen Tonen zur Folge hat, kennzeichnet den Wechsel zur **Oberkreide**. Während der gesamten Oberkreide kam es durch den Meeresspiegelhochstand dieser Zeit zur Bildung von Mergelsteinen und hellen Kalksteinen, vereinzelt durch das Auftreten von dünnen Tufflagen unterbrochen. Die Mächtigkeit der Oberkreidesedimente schwankt stark. In Bereichen starker Subsidenz (Westholstein Trog, Hamburger Loch) sind Ablagerungen von bis zu 2000 m dokumentiert, während im Topbereich von aufsteigenden Diapiren starke Mächtigkeitsabnahmen auftreten (Baldschuhn *et al.* 1996). Demnach schleppen aufsteigende Diapire Kreidesedimente bis in den oberflächennahen Bereich mit, wo sie heute von quartären Ablagerungen überdeckt werden und ein erhöhtes Korrosionspotenzial besitzen (vgl. Kap. B.7., Prinz 1997, Hinsch 1990) (**Abb. B.13a**, grün). So wurden Kreidesedimente im nördlichen Bereich der Salzmauer Segeberg/Plön (**Abb. B.13a** XI), sowie im südlichen Bereich der Salzmauer Krempe (**Abb. B.13a** IV) im oberflächennahen Bereich lokalisiert. Weiterhin führten halokinetische Prozesse zur Anlage von insgesamt 197 Störungen (**Abb. B.13a**, rot), bei denen es sich ausschließlich um Abschiebungen handelt. Ihre Richtungsanalyse bestätigt die Hauptorientierung der Störungen an der Basis Marine Unterkreide (**Abb. B.13b**).

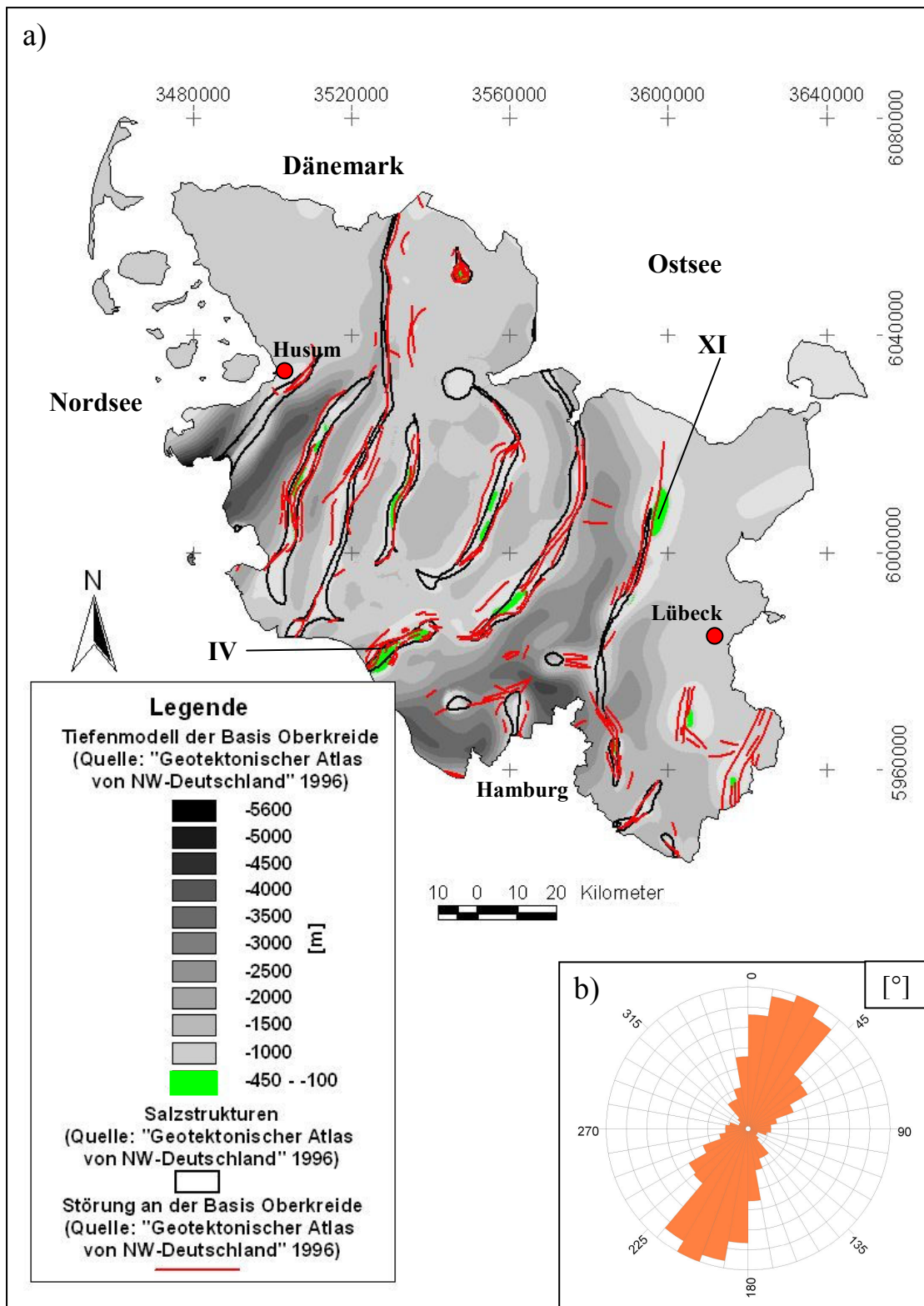


Abb. B.13:

- a) Tiefenmodell der Basis Oberkreide mit Salzstrukturen und Störungen an der Basis Oberkreide (Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996) b) Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Oberkreide; Salzstrukturen: IV = Krempe, XI = Segeberg/Plön

B.7. Tertiär (65-2,6 Ma):

Während Pangäa weiter zerfiel trennten sich auch Nordamerika und Eurasien endgültig voneinander. Durch die zunehmende Annäherung der Afrikanischen Platte an die Eurasische Platte schloss sich die Tethys, was zu einer Verstärkung der alpidischen Orogenese führte (**Abb: B.14**) (Stanley 1994). Die Kollision

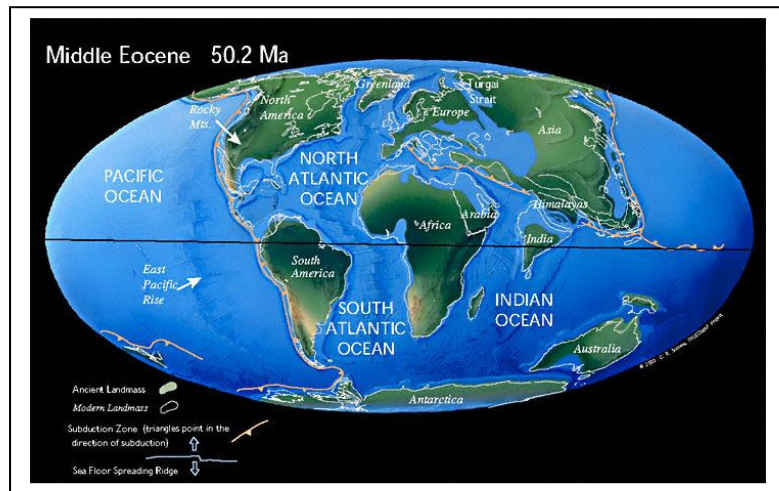


Abb. B.14: Paläogeographie Eozän (Quelle: Scotese 2002)

führte zur Entstehung des rezenten, NW-SE orientierten, kompressiven Stressfeldes. Während das Norddeutsche Becken eine Inversion erfuhr, blieb der Glückstadt Graben mehr oder weniger unbeeinflusst von dieser Inversion (Maystrenko *et al.* 2005). Zusammen mit einer thermischen Auskühlung der unteren Kruste führte das neuangelegte Stressfeld zur Entstehung der Tertiären Becken durch tektonische Subsidenz (Scheck-Wenderoth & Lamarche 2005, Maystrenko *et al.* 2005). Einer besonders dynamischen tektonischen Subsidenz unterlagen der Westholstein Trog, der Ostholstein Trog, sowie der Hamburger Trog (Hamburger Loch) (**Abb. B.15a**) (Maystrenko *et al.* 2005). Die Basis Oberpaläozän ist im Westholstein Trog (Abb. B.15a I) in einer Tiefe von ca. 4800 m unter NN lokalisiert, im Ostholstein Trog (Abb. B.15a II) bei ca. 2400 m unter NN und im Hamburger Trog (Abb. B.15a III) bei ca. 3400 m unter NN (Baldschuhn *et al.* 1996). Das Depocenter des Hamburger Trogs wanderte von Südwesten im Paläozän nach Nordosten im Miozän. Am Rand des Glückstadt Grabens kam es in Folge der tektonischen Subsidenz zu erneutem Diapirismus, mit der einhergehenden Ausbildung mächtiger, bis zu 2500 m tiefen Randsenken in die paläogene Sedimente verfüllt wurden. Typische Ablagerungen dieser Zeit sind die obereozänen Glaukonitsande, sowie der eozäne Bernstein (Walter 1995). Bedingt durch die halokinetischen Prozesse wurden tertiäre Schichten beim Salzaufstieg mitgeschleppt. So gelangten große oberpaläozäne Schichtpakete in den oberflächennahen Bereich (Abb. B.15a, grün) (Baldschuhn *et al.* 1996). Die Richtungsanalyse der 215 kartierten Störungen an der Basis Oberpaläozän zeigt eine dominierende NE-SW Orientierung (Abb. B.15b) (Baldschuhn *et al.* 1996).

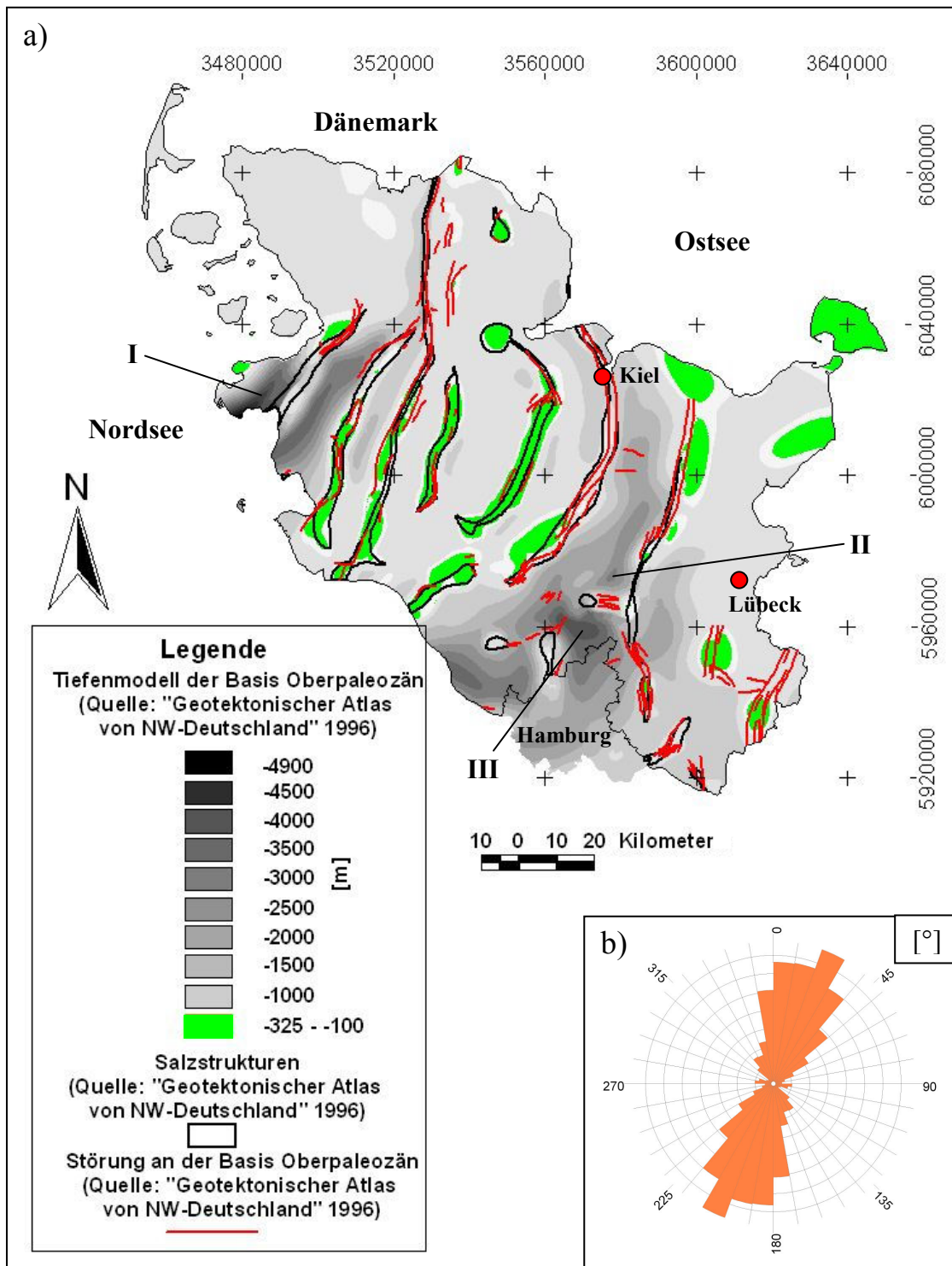


Abb. B.15:

a) Tiefenmodell der Basis Oberpaläozän mit Salzstrukturen und Störungen an der Basis Oberpaläozän (Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996)
b) Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Oberpaläozän

Die Geologie der Norddeutschen Senke während des Tertiärs ist charakterisiert durch mehrfache Meerestransgressionen bzw. –regressionen. Der Übergang von der Oberkreide zum Paläozän ist gekennzeichnet durch das Trockenfallen des gesamten norddeutschen Senkungsfeldes. Typische Gesteine für das ältere Paläozän sind kontinentale und vollmarine sandig-kalkige oder mergelig-kalkige Ablagerungen. Im oberen Unterpaläozän treten küstennahe Kalksandsteine auf. Während des Mittelpaläozäns kam es zu einer Meeresregression, die im Verlauf des Oberpaläozäns und des Eozäns wieder durch eine Transgression abgelöst wurde. An der Wende Eozän/Oligozän kam es aufgrund epirogener Hebungen und regionalen Regressionen in den Randbereichen der Norddeutschen Senke zu Erosion. Eine erneute Transgression im Unteroligozän führte erstmals zu einer marinen Verbindung zwischen Nordsee und Oberrheingraben. Typische Ablagerungen dieser Phase sind die Basissande, sowie die Rupelschichten, die als dunkle Tone bzw. im Norden als Globigerinen-Schlämme auftreten. Nach einer erneuten Regression kam es am Übergang zum Miozän zu einer erneuten, nicht ganz so ausgedehnten Transgression, die dann wiederum von einem kurzfristigen Meeresspiegelanstieg im Mittelmiozän, der zu einer erneuten marinen Verbindung zum Oberrheingraben führte, abgelöst wurde. Während dieser Phase kam es zur Ablagerung limnischer Sedimente östlich und südlich der Küstenlinie, sowie zur Ablagerung von Schuttfächern aus dem südlichen Festland in die Küstenregion (Walter 1995). Vor dem Nordrand der Schuttfächer entwickelten sich Sumpfmooere. Ab dem hohen Mittelmiozän kam es zur Verfüllung der Norddeutschen Senke. Diese Verfüllung wurde lediglich im Pliozän noch einmal von einer letzten Transgression unterbrochen, die jedoch nur den Hamburger Raum und das Unteremsgebiet erreichte. Alle übrigen Pliozänsedimente in Schleswig-Holstein sind fluviatilen Ursprungs (Hinsch 1990). Sedimente des Tertiärs sind im heutigen Schleswig-Holstein nur vereinzelt im Südosten, sowie im Nordosten Schleswig-Holsteins aufgeschlossen (**Abb. B.20**).

B.8. Quartär (2,6 Ma bis heute):

Für den Zeitabschnitt des Quartärs wird bis in die Gegenwart eine kontroverse Diskussion geführt, inwieweit die Bildung von Eisschilden und daraus resultierender vertikaler Druck Einfluss auf das rezente Stressfeld und die Entstehung bzw. Reaktivierung tektonischer Störungen hat. Für den Bereich

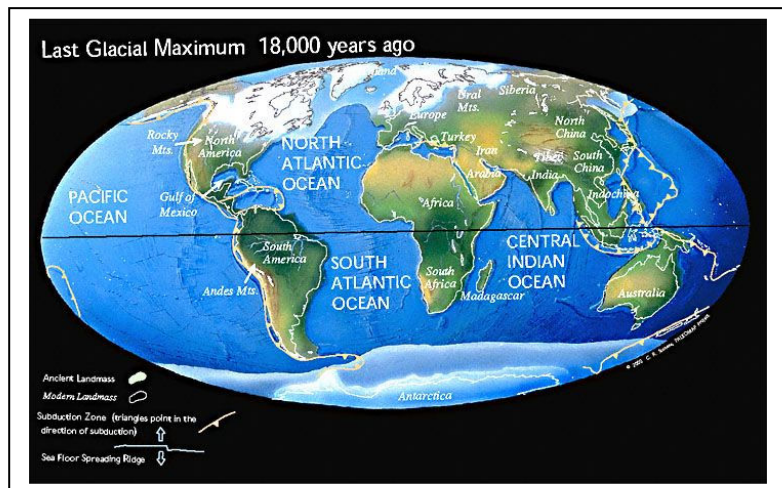


Abb. B.16: Rezente Geographie (Quelle: Scotese 2002)

des Norddeutschen Beckens wurden rezente Versatzraten an Störungen von 0,01 – 0,2 mm/Jahr errechnet (Ihde *et al.* 1987) oder modelliert (Kaiser *et al.* 2005). Als Ursache für diese Versatzraten werden Deglaziationstektonik, Salztektionik und Tektonik an Tiefenstrukturen in Betracht gezogen. Für NW-Polen wurden für die Zeit nach dem Pleistozän vertikale Versatzraten von 0,3 – 2mm/Jahr über tektonischen Tiefenstörungen, sowie an Störungen über Salzstrukturen beobachtet (Kurzawa 2003). Mit 11,2 +/- 0,2 mm/Jahr sind die rezenten Hebungsraten im Gebiet Umea (Schweden) noch größer (James & Lambert 1993; Milne 2001). Da sich der Übergang vom Tertiär ins Quartär nur langsam in Form einer zunehmenden Klimaverschlechterung vollzog, ist eine exakte zeitliche Grenze zwischen beiden Perioden noch nicht definiert. Bowen (1979) sieht die Tertiär/Quartär Grenze am Ende des Olduvai-Events, das auf 1,67 Ma vor heute datiert wurde. Eine fast identische Grenze ergibt die vollmarine Vrica-Folge in Kalabrien (Italien), die seit 1948 als Pliozän/Pleistozän Übergang in den marinen Sequenzen definiert wird (Thome 1998, DSK 2002). Für die mitteleuropäischen kontinentalen Sequenzen wird die Grenze Pliozän/Pleistozän bei ca. 2,6 Ma gezogen (DSK 2002). Die Unterteilung des Pleistozäns erfolgt auf der Basis der Ergebnisse der Sauerstoff-Isotopenchronologie (Abb. B.17) (Tiedemann *et al.* 1994; Johnsen *et al.* 1992; Imbrie *et al.* 1984).

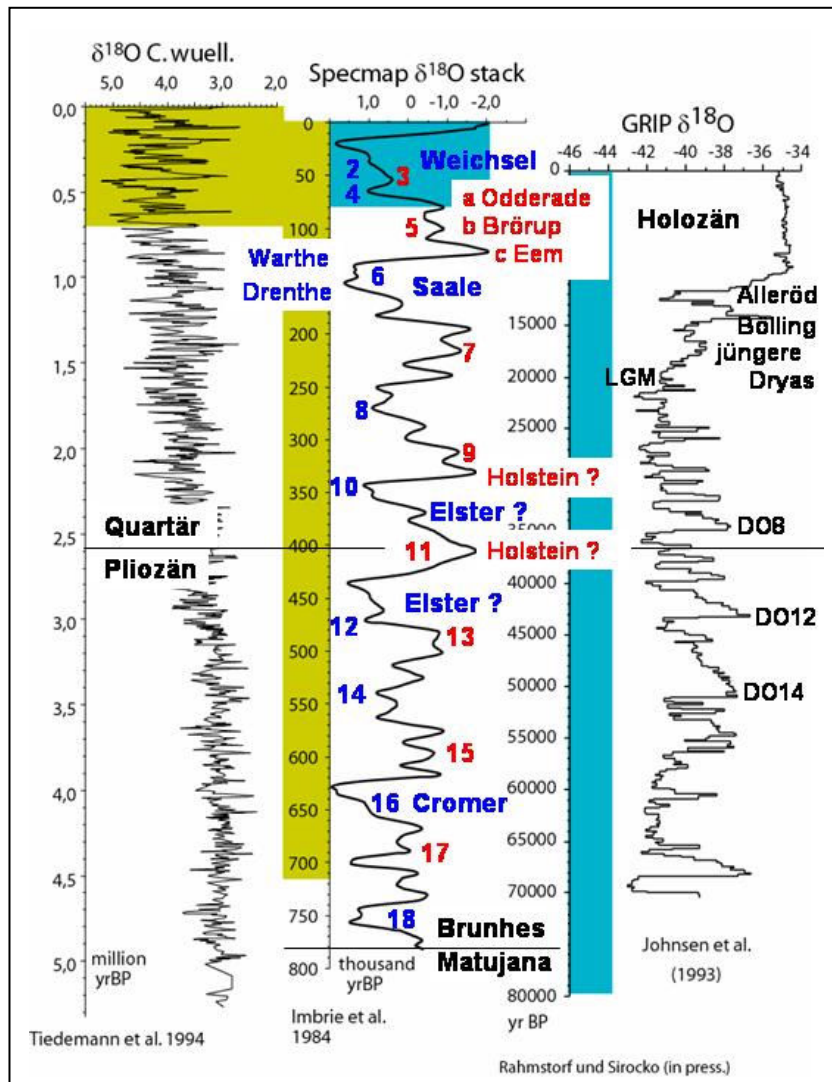


Abb. B.17: Einteilung des Quartärs mittels der Sauerstoff-Isotopen Chronologie (Quelle: Rahmstorf und Sirocko 2005)

Elster-Glazial (350 ka):

Die Elster-Vereisung dehnte sich als erste Großvereisung des Mitteleuropäischen Tieflandes in mindestens zwei Vorstößen bis zum südlichen Mittelgebirge aus. Während der erste Hauptvorstoß (Zwickauer Phase) im Südwesten bis an das Thüringische Becken und im Elbetal über das Elbsandsteingebirge hinaus vordrang, erreichte der zweite Hauptvorstoß (Markranstädter Phase) nicht diese Ausdehnung (Walter 1995). Der Verlauf der Elster-Eisrandlage erstreckt sich außerhalb des Projektgebietes von Westen nach Südosten (Liedkte 1980). Demnach sind Spuren der Elster-Eisrandlagen im Projektgebiet nicht dokumentiert. Die Rekonstruktion des Endmoränenverlaufs, d.h. der weitesten Ausdehnung des Eisschildes, basiert auf der Erfassung von Leitgeschieben, die die Bewegungsrichtung des Eises dokumentieren.

In Schleswig-Holstein kam es während des Elster-Glazials aufgrund gewaltiger Schmelzwasserströme unter dem Eiskörper zur Entstehung großer Rinnen, die sich teilweise mit über 400 m Tiefe in anstehendes Gestein frästen und dann mit überwiegend schluffigem-sandigem Material verfüllt wurden (Walter 1995, Kuster & Meyer 1979, Ortlam & Vierhuff 1978) (Abb. C.4). Die Orientierung dieser Rinnen ist überwiegend NNE-SSW oder NW-SE (vgl. Kap. D.6.). Gegen Ende des Elster-Glazials bildete sich in diesen Rinnen vor allem im Untereifelgebiet der teilweise mehr als 100 m mächtige, dunkelgraue Lauenburger Ton (Walter 1995).

Holstein-Interglazial (ca. 400 oder 330 ka):

Dem Elster-Glazial folgt das Holstein-Interglazial. Das entstandene Holstein-Meer drang aus Richtung Nordsee nach Südholstein und Jütland und im Raum der Niederelbe bis nach Westbrandenburg und Westmecklenburg vor. Typische Ablagerungen des Holstein-Meeres sind molluskenreiche, grau und graugrüne Tone, wie sie z.B. in der Niederelbebucht zu finden sind. In den Randbereichen des Holstein-Meeres (nördl. Niedersachsen; Munster) kam es in limnischen Becken und Rinnenseen zur Bildung bedeutender Kieselgur-Lagerstätten.

Saale-Glazial (ca. 150 ka):

Das Saale-Glazial ist geprägt von mehreren Eisvorstößen in das Mitteleuropäische Tiefland. So lassen sich anhand unterschiedlichen Moränenmaterials mindestens drei Vorstoßphasen voneinander unterscheiden (Thome 1998). Während des Drenthe-Stadiums wurden im Bereich des heutigen Schleswig-Holsteins zwei sandig-tonige Geschiebemergel als Ältere und Jüngere Grundmoräne abgelagert, deren Geschiebe überwiegend aus Mittelschweden stammt. Das Grundmoränenmaterial des Warthe-Stadiums stammt überwiegend aus dem ostfennoskandinavischen Raum. Am weitesten drang das Eis während des ersten Drenthe-Vorstoßes vor. Die Grenze dieser Eisrandlage verläuft außerhalb des Projektgebietes von Westen nach Osten (Liedkte 1981). Alle anderen Vorstöße des Saale-Glazials haben die Weser bzw. die Aller nicht überquert. Die maximale Eisrandlage des Warthe-Stadiums verläuft im Projektgebiet von Nordwesten nach Südosten (**Abb. B.18**) (Liedkte 1981), und ist gekennzeichnet durch Endmoränen und Schmelzwassersande (Geest). Die Ablagerungen des Drenthe-Stadiums haben die rezente Topographie in vielen Teilen Nordwestdeutschlands in Form von weitläufigen Geestflächen geprägt.

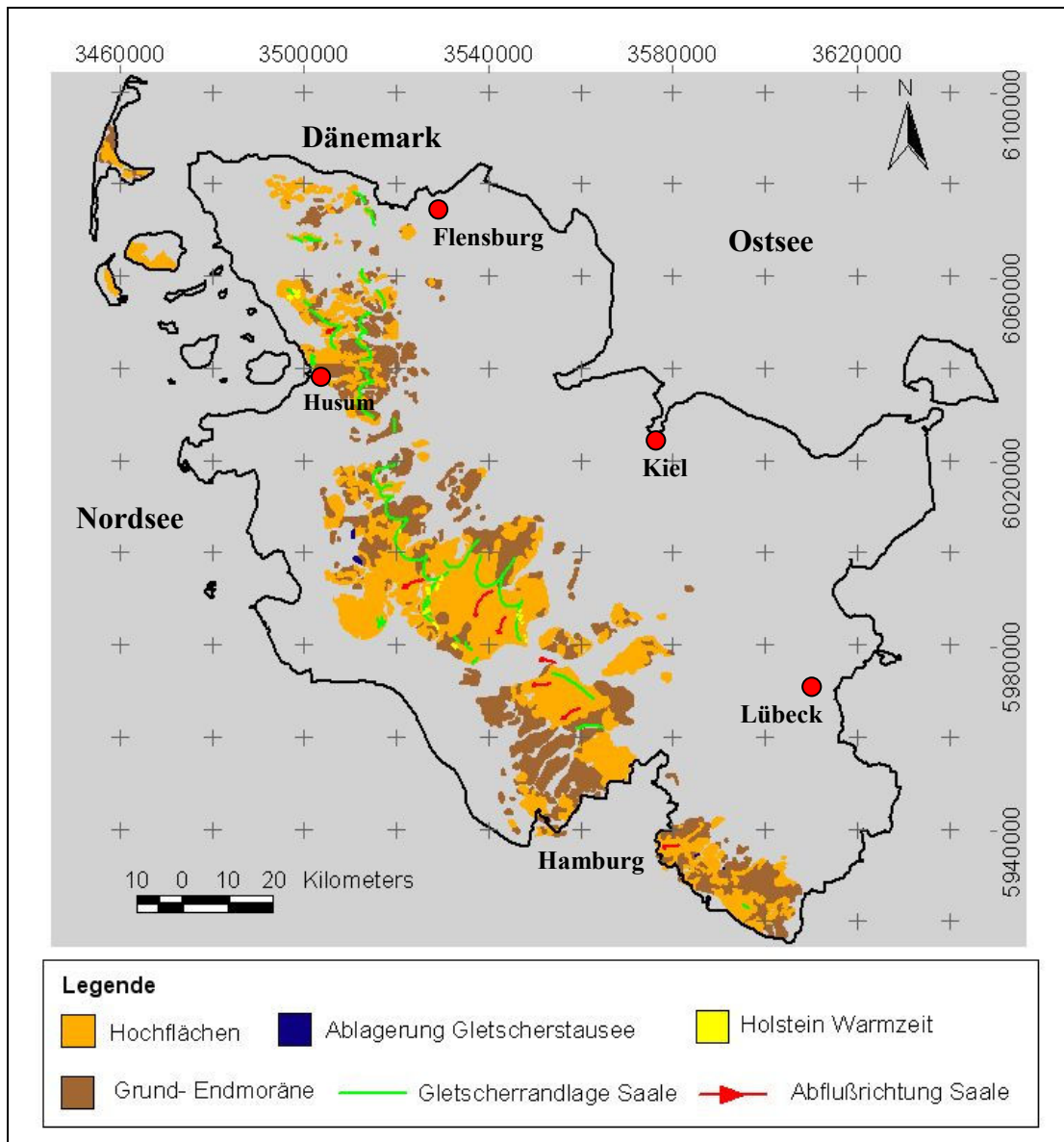


Abb. B.18: Ablagerungen des Saale-Glazials in Schleswig-Holstein (Quelle: Reinelt 1998)

Eine weitere auffällige Geländeform, ein Endmoränenzug, entstand im Rahmen des jüngeren Drenthe-Vorstoßes zwischen Cuxhaven und Soltau. Weitere Ablagerungen dieser Zeit sind in Form von Stauchendmoränen und großen Sanderflächen entstanden (Abb. B.18). Während des Übergangs des Drenthe-Stadiums in das Warthe-Stadium war das Gebiet des heutigen Schleswig-Holsteins eisfrei, jedoch fehlen organische Ablagerungen. Das Warthe-Stadium selbst drang bis zum Untereifelgebiet vor und hinterließ in Nordwestdeutschland lediglich wenige geringmächtige Moränenablagerungen, sowie Kiese und Sande (Abb. B.18).

Eem-Interglazial (ca. 130 – 115 ka):

Dem Saale-Glazial folgte das Eem-Interglazial mit einer Temperaturerhöhung und einem eustatischen Meeresspiegelanstieg. Der höhere Meeresspiegel bewirkte im heutigen Schleswig-Holstein, dass die Wassermassen, ausgehend von der Küste, in Form von schmalen, tiefen Rinnen ins Landesinnere vordrangen (Walter 1995). Trotz des, im Vergleich zu heutigen Verhältnissen, höheren Meeresspiegels findet sich die Küstenlinie des Eem in den Niederlanden ca. 8 m unter dem heutigen Meeresspiegel, in der südlichen Nordsee ca. 7 m unter dem heutigen Meeresspiegel (Streif 1991, Zagwijn 1983). Als Ursache werden neotektonische Bewegungen in Folge von glaziosostatischen Ausgleichsbewegungen angenommen (Streif 1991). Für den Bereich der Niederlande ist eine anhaltende Subsidenz von ca. 0,14 mm/Jahr seit dem Eem dokumentiert (Zagwijn 1983). Im Gegensatz zu den Ablagerungen des Holsteinmeeres handelt es sich bei den Ablagerungen des Eem-Meeres (Senescens-Sand, Turitellen-Ton, Tapes-Sand) um eine lusitanische (wärmeliebende) Fauna (Walter 1995). Jahreszählungen in geschichteten Kieselgurvorkommen des oberen Luhetals ergeben eine geschätzte Dauer des Eems von ca. 11000 Jahren (Müller 1974).

Weichsel-Frühglazial/ Weichsel-Pleniglazial (100 – 20 ka)

Dem Eem folgte das Weichsel-Frühglazial, eingeleitet durch das Herning-Stadial. Bei den bis zu 2 m mächtigen Ablagerungen dieser Zeit handelt es sich hauptsächlich um niveofluviatile Mittelsande (Behre & Lade 1986). Im darauf folgenden Brörup-Interstadial (ca. 80 – 90 ka) kam es überwiegend zur Bildung von Torfen. Erneut abgelagerte fluviatil-niveofluviatile Fein- und Mittelsande stellen den Übergang zum Rederstall-Stadial dar. Im Vergleich zum Herning-Stadial weisen die Ablagerungen des Rederstall-Stadials einen höheren organischen Anteil auf. Im folgenden Odderade-Interstadial (ca. 60 ka) wurde ein weiterer Torfhorizont gebildet. Für diesen Torfhorizont wurden Sackungsbeträge von bis zu 5 m ermittelt (Behre & Lade 1986). Mit dem Odderade-Interstadial endet das Weichsel-Frühglazial.

Der Beginn des Weichsel-Pleniglazials ist markiert durch das Schalkholz-Stadial (Chaline & Jerz 1984). Zur Ablagerung kamen überwiegend bis zu 1,9 m mächtige Feinsande. Im darauf folgenden Oerel-Interstadial wurde erneut Torf gebildet (Behre & Lade 1986). In der nächsten Kaltphase, dem Ebersdorf-Stadial, wurden bis zu 1,5 m mächtige Fein- und Mittelsande abgelagert. Das folgende Glinde-Interstadial stellt den Abschluss des Weichsel-Pleniglazials dar und ist gekennzeichnet durch einen nur geringmächtigen Torfhorizont,

dessen pollenanalytische Untersuchung auf eine waldlose Phase hindeutet (Behre & Lade 1986).

Weichsel-Hochglazial (ca. 20 - 15 ka):

Das anschließende Weichsel-Hochglazial lässt sich in drei Hauptvorstoßphasen untergliedern. Das Brandenburger Stadium, das Frankfurter Stadium und das Pommersche Stadium (Liedtke 1981). Keiner dieser Eisvorstöße überschritt die Elbe. Selbst das Gebiet des heutigen Schleswig-Holsteins war nicht vollständig von Eis bedeckt. Die maximale Ausdehnung des Weichsel-Eises vor ca. 18000 – 20000 Jahren (Brandenburger Stadium) verläuft in Schleswig-Holstein entlang der Linie Flensburg-Schleswig-Rendsburg-Bad Segeberg-Ahrensburg (**Abb. B.19**) (Liedtke 1981). Das Gebiet östlich dieser Linie wird aufgrund seiner frischen Formen und unverwitterten Geschiebemergeln auch als Jungmoränenlandschaft bezeichnet (Abb. B.19). Westlich dieser Linie liegt die Altmoränenlandschaft die durch die vorangegangenen Kaltzeiten geprägt wurde (Abb. B.18). Der Endmoränengürtel des Brandenburger Stadiums verläuft zwischen Elbe und Weichsel entlang der Ortschaften Havelberg, Genthin, Brandenburg und Guben und besteht überwiegend aus Stauchmoränen (Abb. B.19) (Liedtke 1981). Das Geschiebe des Brandenburger Stadiums stammt überwiegend aus Süd-, Mittel- und Nordschweden (Hesemann 1975). Im Bereich des heutigen Schleswig-Holstein wurde dieser Endmoränengürtel von den Hauptmoränenzügen des Frankfurter Stadiums und des Pommerschen Stadiums überprägt. Während das Frankfurter Stadium ein dem Brandenburger Stadium ähnliches Geschiebe aufweist, stammt das Geschiebe des Pommerschen Stadiums überwiegend aus Südschweden (Hesemann 1975). Die Entwässerung erfolgte in Richtung des Elbe-Urstromtals (Abb. B.19). Der Hauptmoränenzug des Frankfurter Stadiums erstreckt sich vom Nordwesten Schleswig-Holsteins zum Südrand der Mecklenburgischen Seenplatte und ist geschlossener als der des Brandenburger Stadiums (Abb. B.19). In einer wärmeren Phase zwischen Frankfurter und Pommerschem Stadium (Blankenberger Interstadial) kam es in Eisstaubecken zur Ablagerung von Beckentonen und -schluffen (Walter 1995).

Während des Pommerschen Stadiums kam es zur Ausbildung der innerbaltischen Endmoräne die von der Lübecker Bucht nach Südosten Richtung Mecklenburg verläuft und ein besonders kräftiges Relief formte (Abb. B.19). Mit der beginnenden spätglazialen Erwärmung wurde der periglaziale eisfreie Raum wieder bewaldet.

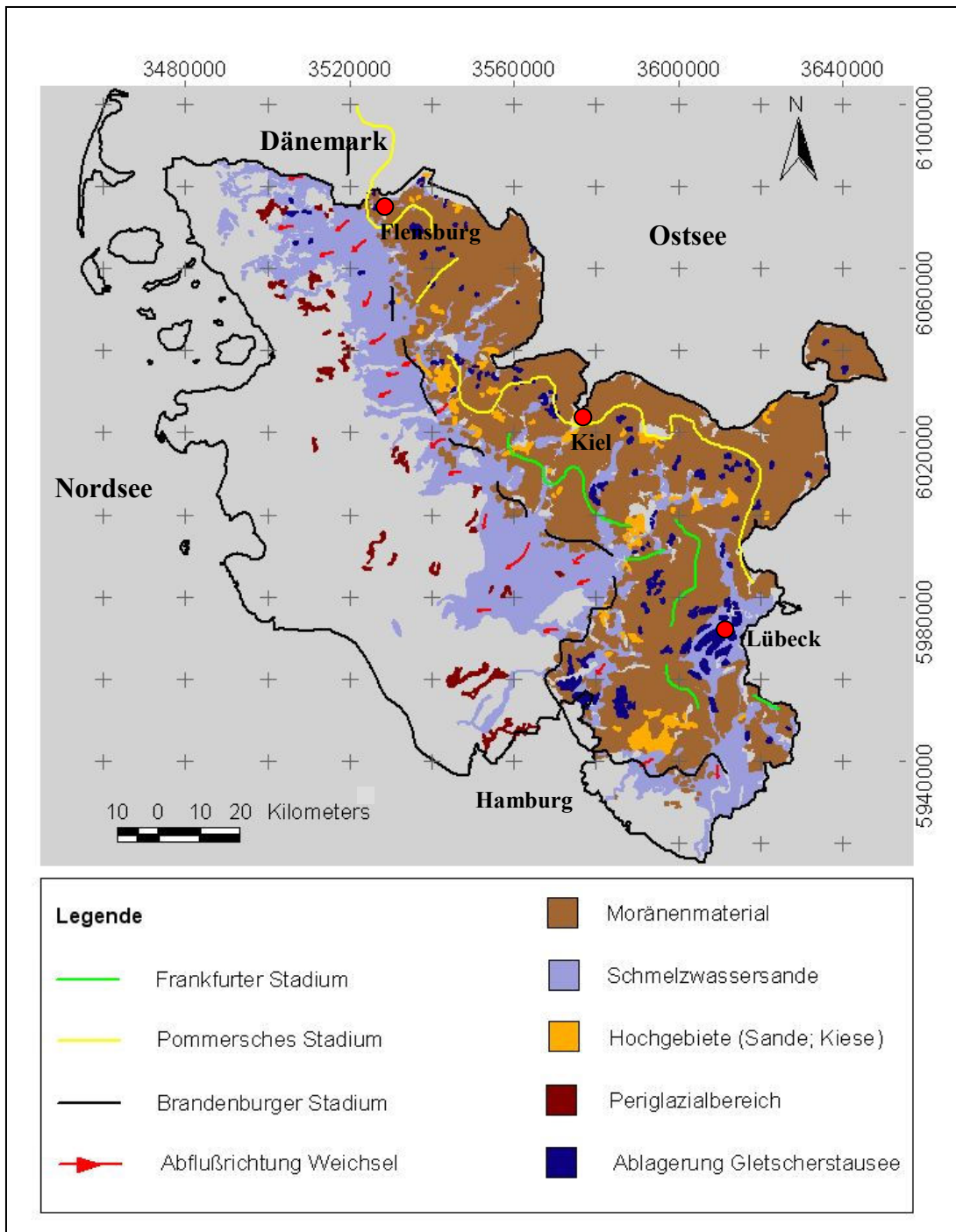


Abb. B.19: Ablagerungen des Weichsel-Glazials (Quelle: Reinelt 1998) und Verlauf der Randlagen des Frankfurter Stadiums, des Pommerschen Stadiums und des Brandenburger Stadiums (Quelle: Liedtke 1981)

B.9. Holozän (0,01 Ma – Gegenwart):

Im Holozän entwickelte sich das heute existierende Flusssystem. Während der Calais-Transgression kam es zur Ablagerung mariner und brackischer feiner Sande und Tone. Gleichzeitig entwickelten sich erste Strandbarrierensysteme. Seit 3500 Jahren vor heute führte die Dünkirchen-Transgression zu einer Ostverlagerung der Küste. Der Höhepunkt dieser Phase wurde im 12. Jahrhundert erreicht. Typische Prozesse während des Holozäns waren die großflächige Vermoorung seit dem Atlantikum und die Entwicklung von geschlossenen Dünengürteln und Düneninseln im Schutz der Küstenbarrieren durch die Anlagerung äolischer Sande (Abb. B.20). Mittelalterliche und neuzeitliche Eindeichungen prägten den heute existierenden Küstenverlauf maßgeblich (Walter 1995).

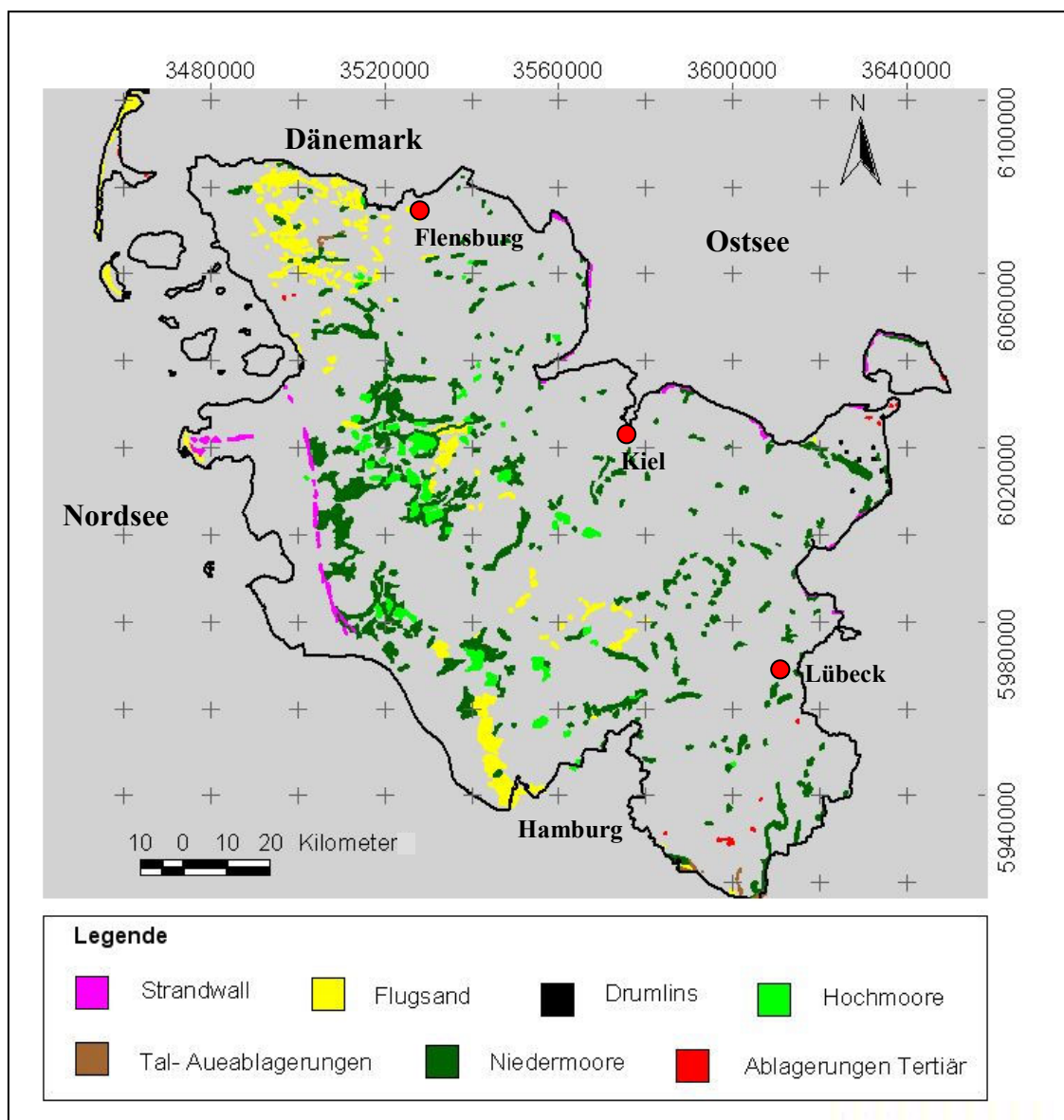


Abb. B.20: Überblick über holozäne Ablagerungen in Schleswig-Holstein (Quelle: Reinelt 1998)

C. Ursachen für rezente Bodenbewegungspotentiale

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden insgesamt 7 mögliche Ursachen für rezente Bodenbewegungspotentiale in Betracht gezogen. Es handelt sich dabei um tektonische Störungen, Diapirismus, Kompaktion innerhalb von elsterzeitlichen Rinnen und Depocentern, glazio-isostatische Ausgleichsbewegungen, sowie Lösungsprozesse und Hohlraumbildungen. Als übergeordneter Prozess werden die Plattentektonik und das daraus resultierende Stressfeld betrachtet.

C.1. Rezentem Stressfeld

Der übergeordnete Prozess, der zur Entstehung von endogenen Kräften für (rezente) Bewegungspotentiale führt, ist die Kontinentaldrift bzw. Plattentektonik (vgl. Kap. B). Daraus resultierende Stressfelder führen zur Anlage von tektonischen Störungen, die wiederum den in Schleswig-Holstein dokumentierten Diapirismus begünstigen (Baldschuh *et al.* 1996). Das rezente Stressfeld in Schleswig-Holstein ist verursacht durch die Kollision der Afrikanischen und der Eurasischen Platte, sowie dem Sea-Floor-Spreading entlang des Mittelozeanischen Rückens (MOR) (Gölke & Coblentz 1996, Grünthal & Strohmeyer 1992). Während sich der Südatlantik mit ca. 40 mm/Jahr entlang des MOR öffnet beträgt die Dehnungsrate im Nordatlantik lediglich ca. 20 mm/Jahr. In der Folge konvergiert die Afrikanische Platte mit ca. 6 mm/Jahr gegen die Eurasische Platte (Argus *et al.* 1989). Geodätische Messungen zeigen weiterhin, dass sich Süditalien mit ca. 3 mm/Jahr nordwärts bewegt (Haas *et al.* 2000). Die Kollisionszone zwischen Afrikanischer und Eurasischer Platte wurde anhand von rezenter Seismizität im Mittelmeerraum lokalisiert (USGS 2002).

Das aufgrund der plattentektonischen Prozesse an den Plattengrenzen entstehende kompressive Stressfeld erstreckt sich bis in den intrakontinentalen Bereich (Zoback *et al.* 1989, Zoback 1992, Müller *et al.* 2000). Das rezente NW-SE orientierte kompressive Stressfeld in Schleswig-Holstein entspricht dem nordwesteuropäischen Stressfeld und wurde im Pliozän angelegt (Bergerat 1987, Müller *et al.* 1992).

Sein Einfluss auf die jüngste Entwicklung des Norddeutschen Beckens ist Gegenstand aktueller Modellberechnungen (Zoback *et al.* 1993, Ziegler *et al.* 1995, Kaiser *et al.* 2005). Dabei stehen die Reaktion von tektonischen Störungen, Salzstrukturen auf das rezente Stressfeld, sowie der Einfluss quartärer Prozesse auf das rezente Stressfeld im Mittelpunkt der Untersuchungen. Alle genannten Faktoren gelten als mögliche Quellen für rezente Bodenbewegungspotentiale.

C.2. Tektonische Störungen

Der Geotektonische Atlas von NW-Deutschland weist für das Projektgebiet von der Basis Zechstein bis zur Basis Mittelmiozän insgesamt 1835, überwiegend SSW-NNE orientierte, Störungen auf, bei denen es sich ausschließlich um Abschiebungen handelt (Abb. C.1, vgl. Kap. D.4.) (Baldschuhn *et al.* 1996). 972 aller lokalisierten Störungen treten im Ausdehnungsbereich von Salzstrukturen auf (Abb. C.1 rot). Neben Störungen an der Basis Zechstein, die als Aufstiegsbahnen für das mobilisierte Salz dienten, handelt es sich dabei um Scheitelbrüche oder Abschiebungen im Randsenkenbereich. Überdurchschnittlich viele Störungen konzentrieren sich im nördlichen Bereich der Salzmauern Oldensworth (Abb. C.1. I) und Segeberg/Plön (Abb. C.1 XI), sowie im Bereich der Salzmauern Tellingstedt (Abb. C.1 III), Warnau (Abb. C.1 XII) und Siek (Abb. C.1 X). 863 Störungen treten außerhalb des Ausdehnungsbereiches von Salzstrukturen auf (Abb. C.1 grün).

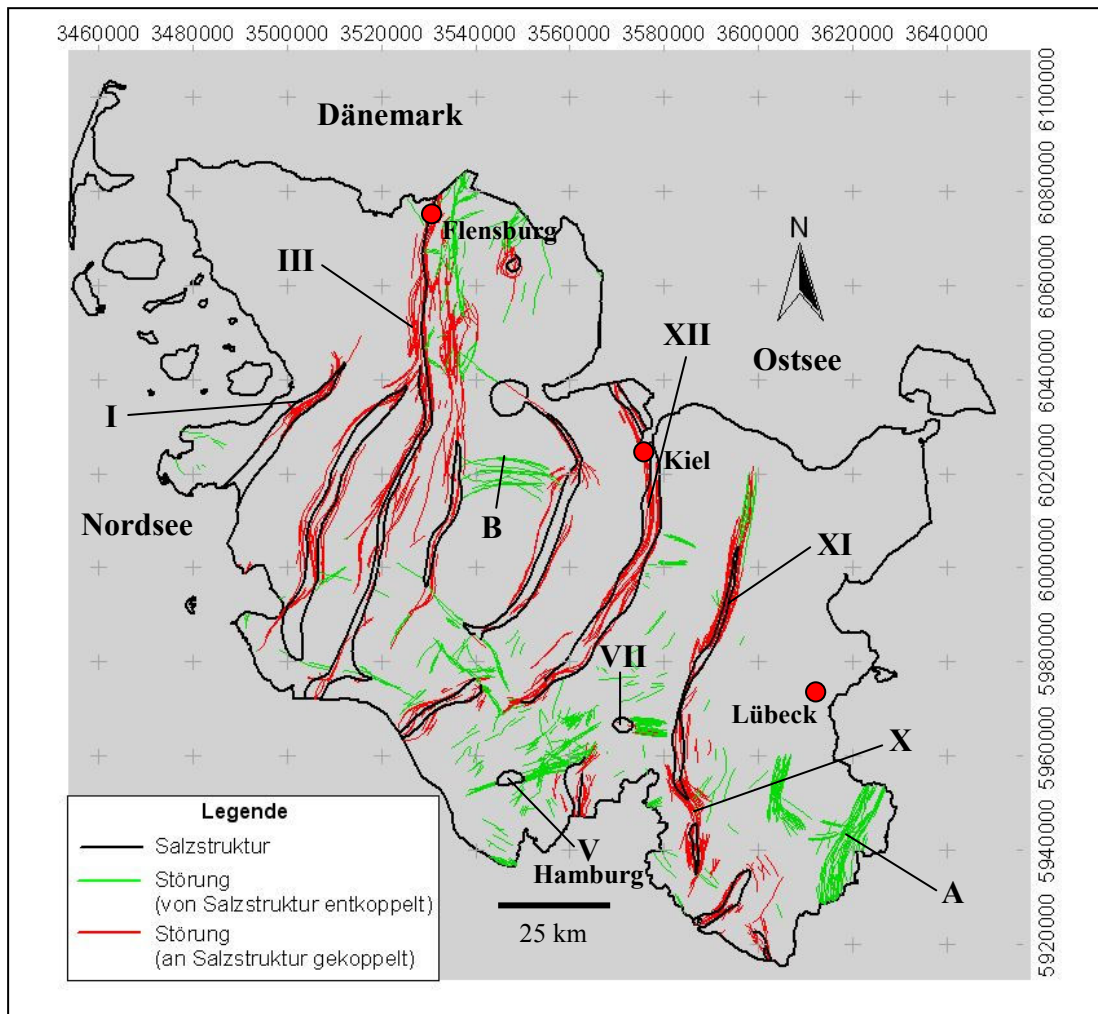


Abb.C.1: Salzstrukturen in Schleswig-Holstein mit korrespondierenden Störungen (rot) bzw. Störungen die nicht im Ausdehnungsbereich von Salzstrukturen lokalisiert sind (grün)(Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996)
Salzstrukturen: I = Oldensworth, III = Tellingstedt, V = Elmshorn, VII = Sievershütten, X = Siek, XI = Segeberg/Plön, XII = Warnau

58% dieser Störungen konzentrieren sich in einem NNE-SSW orientierten Störungsband im Südosten Schleswig-Holsteins (Abb. C.1 A; 177 Störungen), sowie im Bereich der Salzstöcke Elmshorn und Sievershütten (Abb. C.1 V & VII; 326 Störungen). Ein weiteres, von Salzstrukturen entkoppeltes, Störungsband verläuft mit einer W-E gerichteten Orientierung zwischen den Salzmauern Oldenburg und Meezen (Abb. C.1 B).

788 Störungen sind in tertiären Schichten von der Basis Oberpaläozän bis zur Basis Mittelmiozän lokalisiert (Abb. C.2 rot) und liegen somit teilweise im oberflächennahen Bereich (Abb. C.2 grün) (Baldschuhn *et al.* 1996). Die Auswertung 2D-seismischer Profile zeigt, dass 104 oberflächennahe Störungen (obere 500 m) mit einer hohen Wahrscheinlichkeit an der Erdoberfläche austreichen (Abb. C.2 schwarze Punkte; vgl. Kap. D.2.). Besonders im Bereich der Salzstöcke Gülze-Sümte (Abb. C.2 VIII), Geesthacht (Abb. C.2 IX) und Sterup (Abb. C.2 XV) sind überdurchschnittlich viele projizierbare oberflächennahe Störungen lokalisiert (vgl. Kap. D.2.).

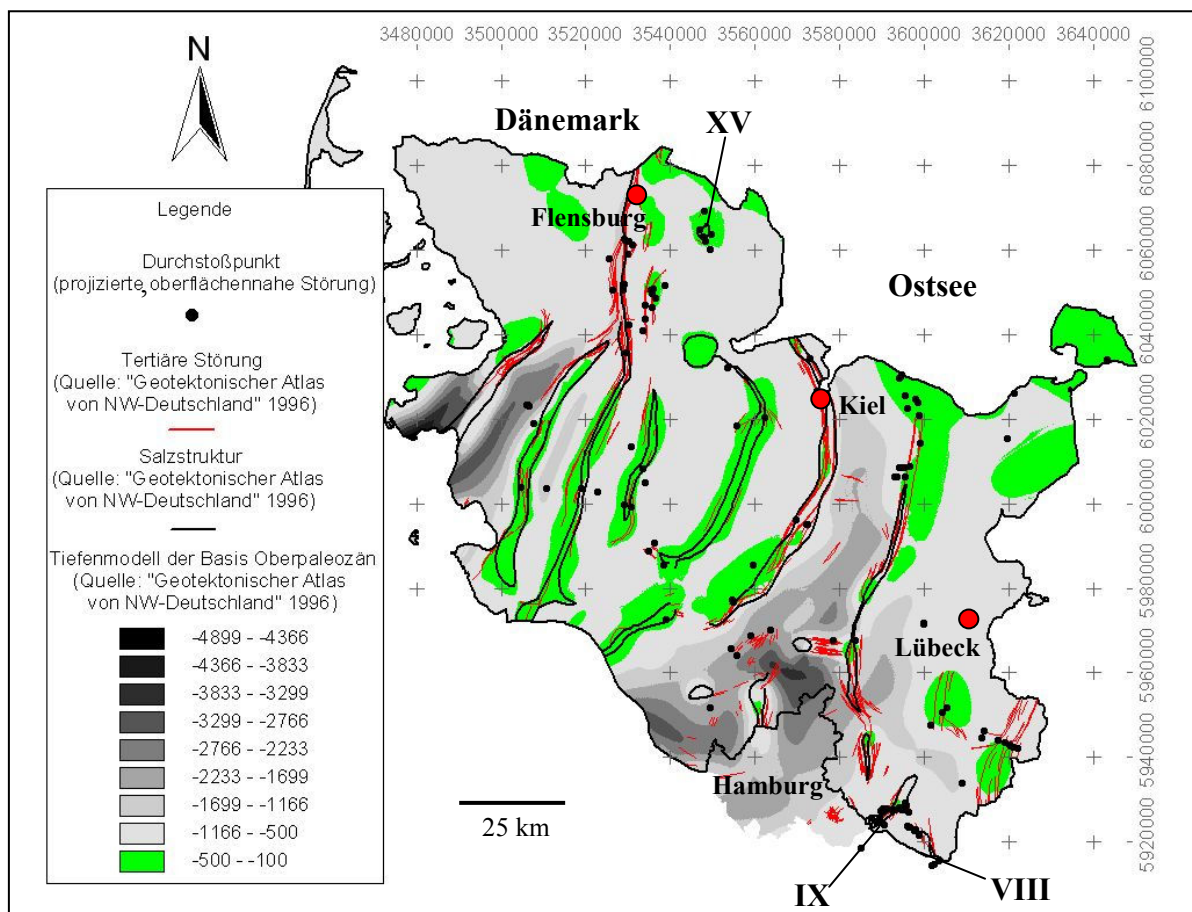


Abb. C.2: Tiefenmodell der Basis Oberpaläozän mit Salzstrukturen (schwarz) und tertiären Störungen (rot) (Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996). Zusätzlich sind die Durchstoßpunkte von projizierten, oberflächennahen Störungen abgebildet (schwarze Punkte)
Salzstrukturen: I = Oldensworth, II = Hennstedt, III = Tellingstedt, VI = Quickborn, VII = Sievershütten, XI = Segeberg/Plön

C.3. Salzstrukturen

Die abgelagerten Salinarfolgen des Perm und Zechstein mit Mächtigkeiten von bis zu mehreren 100 Metern wurden ab der Trias durch zunehmenden Auflastdruck mobilisiert (Jaritz 1992, Walter 1995, Maystrenko 2005) (vgl. Kap. B.1. & Kap. B.4.). Es kam zur Entstehung von Salzmauern und Domen, die entlang von Schwächezonen Richtung Erdoberfläche aufstiegen. Dabei erfolgte die Entwicklung der Salzstrukturen nicht synchron, sondern in unterschiedlichen Aufstiegsphasen (Abb. C.3) (Jaritz 1973). Die stärksten Aktivitätsphasen sind für die Zeitabschnitte Buntsandstein bis Muschelkalk (Abb. C.3 braun), Keuper (Abb. C.3 lila) und Tertiär bis Quartär (Abb. C.3 gelb) dokumentiert.

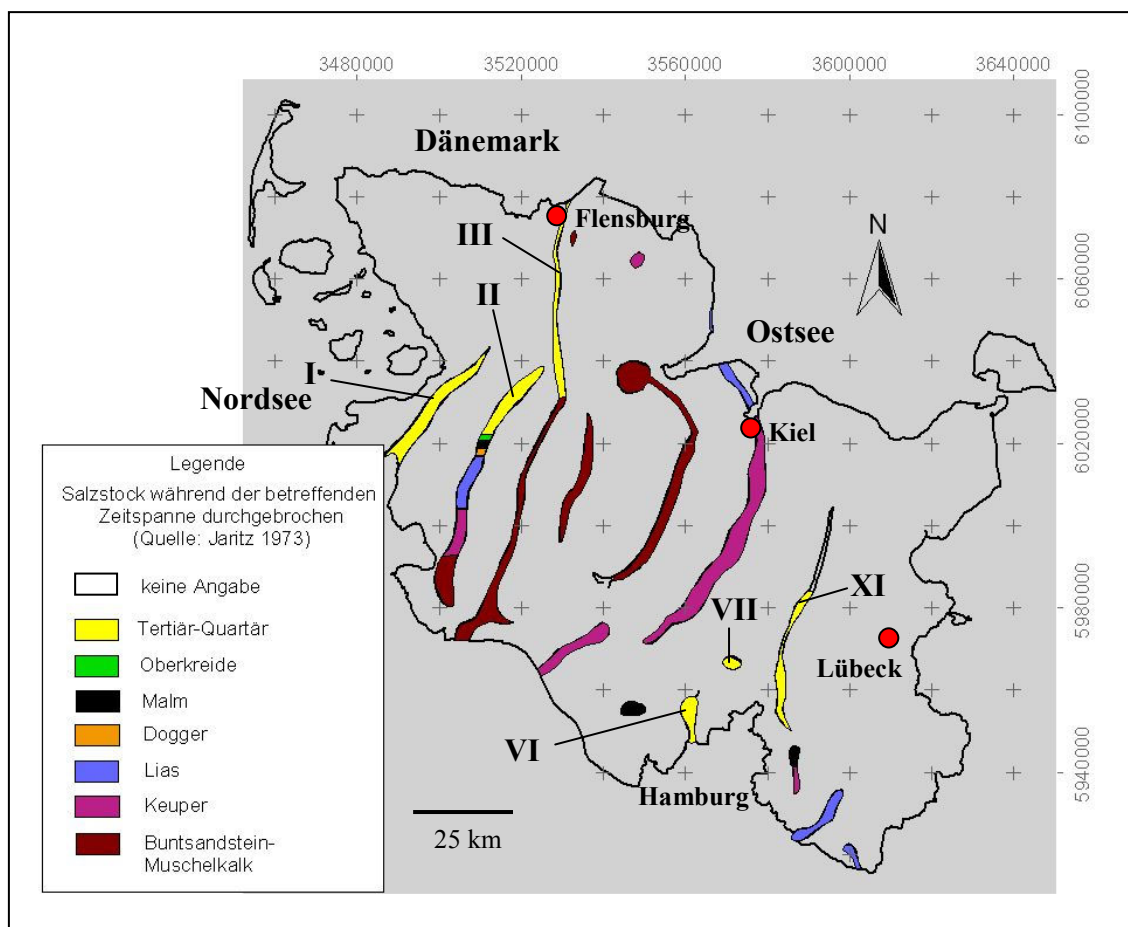


Abb. C.3: Salzstrukturen differenziert nach der Zeitspanne ihres Durchbruchs (Quelle: Jaritz 1973); Salzstrukturen: I = Oldensworth, II = Hennstedt, III = Tellingstedt, VI = Quickborn, VII = Sievershütten, XI = Segeberg/Plön

Rezente Bodenbewegungspotenziale gehen demnach von den Salzstrukturen Oldensworth (Abb. C.3 I), Hennstedt (Abb. C.2 II), Tellingstedt (Abb. C.3 III), Quickborn (Abb. C.3 VI), Sievershütten (Abb. C.3 VII), sowie Segeberg/Plön (Abb. C.3 XI) aus. Im unmittelbaren Ausdehnungsbereich dieser Salzstrukturen sind Bodenbewegungspotenziale durch Hebungsprozesse und Subrosion gegeben. Im Randbereich der Salzstrukturen kann die

fortschreitende Entwicklung von Randsenken (= Subsidenz) zu rezenten Bodenbewegungen führen. Die Reaktion von Salzstrukturen auf die verschiedenen Glaziations- und Deglaziationsprozesse während des Pleistozäns ist noch nicht zweifelsfrei geklärt. Jedoch zeigen aktuelle Modellrechnungen, dass von einer aktiven Reaktion von Salzstrukturen auf pleistozäne Prozesse ausgegangen werden kann (vgl. Kap. G.1., Gudmundsson 1999, Johnston *et al.* 1998).

C.4. Glazio-Isostatische Ausgleichsbewegungen

Als Folge von diversen Glaziations- und Deglaziationsprozessen während des Pleistozäns kommt es, auch in Gebieten ohne ursprüngliche Eisauflast, zu glazio-isostatischen Ausgleichsbewegungen in der Kruste. Eisauflast führt zu einer allgemeinen Absenkungstendenz der betroffenen Bereiche. Das verdrängte Material wandert in den eisfreien Randbereich und führt dort zu einer allgemeinen Hebungstendenz (Steward *et al.* 2000). Deglaziation kehrt diesen Prozess um. Geodätische Messungen in Skandinavien im Zentrum der Eisauflast zeigen eine aktuelle vertikale Hebung von max. 11,2 +/- 2 mm/Jahr für die Region Umea (Schweden) (Milne *et al.* 2001). Für Teile des Projektgebietes sind Eismächtigkeiten von bis zu 500 m für das Brandenburger Stadium und das Pommersche Stadium, sowie bis zu 1000 m für das Frankfurter Stadium dokumentiert (Ehlers 1990). In Folge dieser Eismächtigkeiten ist auch für das Projektgebiet von rezenten Bodenbewegungspotenzialen durch glazio-isostatische Ausgleichsbewegungen auszugehen (vgl. Kap. F.1). Modellrechnungen dokumentieren den Einfluss solcher Ausgleichsbewegungen, u.a. auf die Seismizität und Störungen (Lagerbäck 1990, Steward *et al.* 2000, Wahlström 1993, Wu *et al.* 1999, Zoback *et al.* 2001).

C.5. Depocenter

Seit der Trias führt Diapirismus in Schleswig-Holstein zur Entstehung großer Randsenken (Baldschuhn *et al.* 1996) (vgl. Kap. B.4.). Zusätzlich kam es während des Tertiärs zu einer tektonischen Subsidenz, die bis Heute zu einer Absenkung von bis zu 300 m führte (Garetsky, Stackebrand *et al.* 2001, Walter 1995). Weiterhin führte diese tektonische Aktivität zu verstärktem Diapirismus und der Eintiefung von Randsenken. Es kommt zur Ausbildung des Westholstein Troges, des Ostholstein Troges, des Staade-Preetz-Troges, sowie des Hamburger Loches (Hinsch 1974). Besonders das Hamburger Loch und das Westholstein Loch nehmen in der Folge bis zu 3500 m mächtige Sedimente des Tertiärs auf (Abb. B.15) (Baldschuhn 1996). Die Eintiefung dieser Tröge setzt sich bis in die Gegenwart

fort, was durch bis zu 1000 m mächtige Quartärablagerungen im Westholstein Trog (Caston 1977) und rezenten Absenkungsbeträgen in Schleswig-Holstein von bis zu -0,7 mm/Jahr dokumentiert ist (DGK Arbeitskreis 1979). Diese hohen Sedimentationsraten führen bereits in den obersten Metern der frisch abgelagerten Sedimente zu mechanischer Kompaktion mit einer daraus resultierenden Verringerung des Porenvolumens (Eisbacher 1996, Holzbecher 2004). Demnach erfolgt die Kompaktion durch Entwässerung und eine progressiv dichtere Packung der anisometrischen Sedimentkörner. Für tonige Sedimente und Karbonatschlämme wurde in den ersten 10 bis 100 Metern eine besonders hohe Verringerung der Initialporosität von 50% auf 20% - 30% des Gesamtvolumens ermittelt (Eisbacher 1996). In der Folge kann es zur Entstehung von Kompaktionsabschiebungen kommen, einer Sonderform synsedimentärer Abschiebungen. Sie treten bevorzugt zwischen Sand und Ton bzw. zwischen Karbonatplattformen und Tongesteinen auf. Durch die relativ größere Kompaktion innerhalb des Tongesteins kommt es durch persistente vertikale Differentialbewegung zur Entstehung von Abschiebungen, die sich nur selten bis in größere Tiefen nachweisen lassen (Eisbacher 1996).

C.6. Elsterzeitliche Rinnen

Während der Elster-Eiszeit kam es zur Ausbildung von mächtigen, teilweise mehrerer 100 Meter tiefen Rinnen, die sich teilweise in tertiäre Gesteine einschnitten und sich über die gesamte Fläche Schleswig-Holsteins erstrecken (**Abb. C.4**) (Schwab 1996). In der Folge wurden die entstandenen Rinnen wieder mit quartären Sedimenten verfüllt. Untersuchungen in Ostdeutschland zeigen, dass dort lokalisierte elsterzeitliche Rinnen mit einer Tiefe von mehr als 200 m in der Regel einen trogförmigen Querschnitt mit 10 – 25° einfallenden Flanken besitzen. Auch an breiten Rinnen wurden entsprechend steile Ränder nachgewiesen. Weiterhin besitzen die Rinnenböden kein einheitliches Gefälle, sondern engräumig wechselnde Eintiefungen und Hochzonen (Hönemann *et al.* 1995). Es ist anzunehmen, dass die elsterzeitlichen Rinnen im Gebiet Schleswig-Holstein ähnlich ausgebildet sind. Demnach können kartierte oberflächennahe Störungen (vgl. Kap. D.2.) im Bereich von Rinnen ihre Ursache in Kompaktionsprozessen im Rinnenzentrum, sowie in Rutschungsprozessen an den steilen Rinnenrändern haben, womit den elsterzeitlichen Rinnen ein rezentes Bodenbewegungspotenzial zukommt.

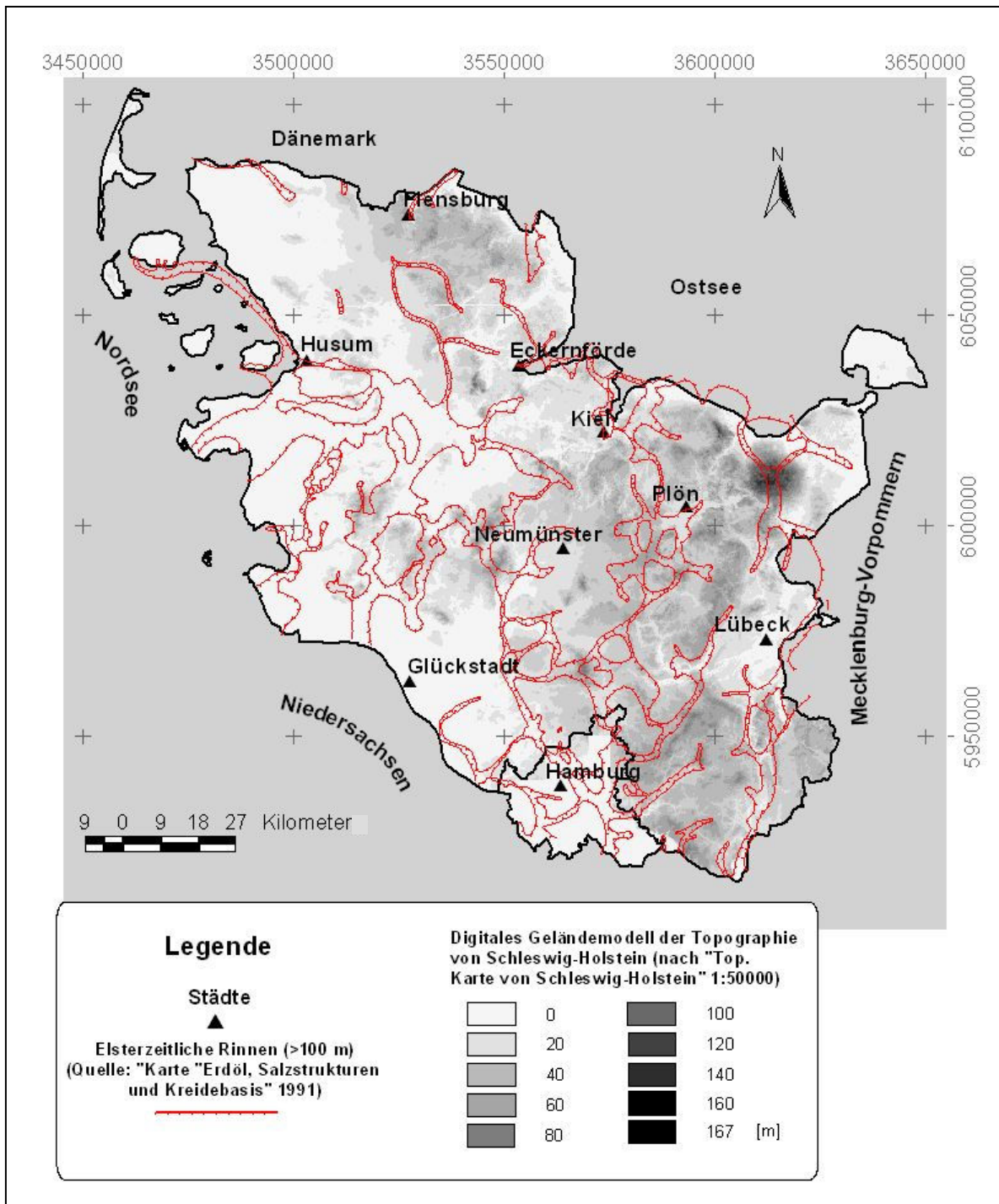
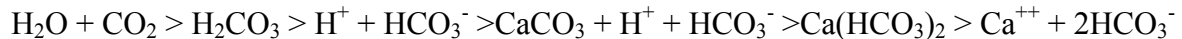


Abb. C.4: Elsterzeitliche Rinnen (rot) tiefer 100 m für das Gebiet Schleswig-Holstein (Quelle: Hinsch 1991)

C.7. Lösungsprozesse und Hohlraumbildungen

Lösungsprozesse und daraus resultierende Hohlraumbildungen beschränken sich, entsprechend den klimatischen Verhältnissen in Europa, auf Salz-, Gips- und Kalkgesteine (Prinz 1997). Bei den in Schleswig-Holstein relevanten lösungsfähigen Gesteinen handelt es sich um das Steinsalz des Rotliegend, Gips, Steinsalz, Kalkstein und Dolomitstein aus dem Zechstein, sowie Kalkstein aus der Oberkreide (Prinz *et al.* 1973). Sowohl in Bezug auf die räumliche Verbreitung, wie auch in Bezug auf die Löslichkeit kommt den, in Form von Diapiren oftmals bis in den oberflächennahen Bereich aufgestiegenen Rotliegend- und Zechsteinsalzen das größte Lösungspotenzial zu (Abb. B.12) (Jaritz 1973, Baldschuhn *et al.* 1996, Prinz 1997). Demnach wird das Steinsalz durch nur teilgesättigtes Grundwasser gelöst und abtransportiert. Die in der Folge eintretende Subrosion kann Absenkungsbeträge von bis zu 3 mm/Jahr bewirken (Sniehotta 1979). In Subrosionsgebieten kommt es durch Lösungsmetamorphosen weiterhin zur Entstehung von Gips- und Kainitbildungen, die ihrerseits wiederum Lösungsprozessen ausgesetzt sind.

Neben den Steinsalzen besitzen die oberflächenah anstehenden Kalksteine der Oberkreide ein erhöhtes Lösungspotenzial. Dabei ist die chemische Reaktion stark abhängig von freiem Kohlendioxid (CO₂) (Prinz 1997):



Durch Mischungskorrosion kann die Karbonatlösung auch unter der Grundwasseroberfläche stattfinden (Bögli 1964). Demnach tritt beim Vermischen zweier Wässer mit unterschiedlicher Temperatur und/oder unterschiedlichen Kalkgehalten freies CO₂ auf, das erneut Kalkstein löst. Abb. B.13 (grün) zeigt Gebiete in Schleswig-Holstein, in denen Kreidesedimente oberflächennah auftreten, die demnach ein erhöhtes Lösungspotenzial aufweisen. Weiterhin kann es in den quartären Sedimenten zu Erdfällen durch Erosions- und Suffosionserscheinungen von feinkörnigem Substrat in Lockergesteinen kommen (Prinz 1997). So kann es in Verbreitungsgebieten mit eiszeitlichen Beckentonen durch Ausspülung von Schluff zu Erdfällen kommen (Weidenbach 1953). Für Schleswig-Holstein sind solche Prozesse bisher nicht dokumentiert worden.

D) Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen in Schleswig-Holstein

D.1. Einführung

Die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen in Schleswig-Holstein beruht auf der Implementierung des Geowissenschaftlichen Informationssystems „Bodenbewegungspotenziale“ unter Verwendung der Software ArcView 3.2a und 3.3, sowie ArcGis 8.3 und ArcGis 9. Weiterhin wurden einzelne Programmodule (Extensions), die von externen Anwendern programmiert und kostenfrei zur Verfügung gestellt wurden, in die Anwendung integriert. Das GIS erlaubt einen uneingeschränkten geometrischen Vergleich aller, in einem räumlichen Bezug zueinander gesetzten Informationen, sowie deren statistische Auswertung.

Die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen erfolgt auf Basis der sieben Parameter „Störungsprojektion“ (vgl. Kap. D.2.), „Lineamentkartierung“ (vgl. Kap. D.3.), „Tektonische Störungen“ (vgl. Kap. D.4.), „Salzstrukturen“ (vgl. Kap. D.5.), „elsterzeitliche Rinnen“ (vgl. Kap. D.6.), „historische Erdbeben“ (vgl. Kap. D.7.) und „Korrelationskoeffizienten“ (vgl. Kap. D.8.). Die Beschaffung der Basisdaten erfolgte über 8 Quellen (**Abb. D.1**). Neben den im Rahmen des SPP 1135 verfügbaren 2D-seismischen Daten wurde die Freigabe weiterer 2D-seismische Daten durch die DGMK in Hamburg bewilligt. Die Auswertung der zusätzlichen 2D-seismischen Profile erfolgte am NLFb in Hannover. Ebenfalls über das NLFb wurden digitale geologische und topographische Daten geordert. Alle geologischen und topographischen Karten für Schleswig-Holstein wurden kostenneutral vom Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein (LANU) zur Verfügung gestellt. Über das Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein (LVERMA) erfolgte die Beschaffung aller Luftbilder für den Raum Schleswig-Holstein. Im Internet wurden Daten bezüglich des Auftretens von Erdbeben in Deutschland (BGR), sowie Satellitenbildszenen für die Lineamentkartierung akquiriert. Ebenfalls von der BGR wurden digitale Daten des „Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland“ (Baldschuhn *et al.* 1996) zur Verfügung gestellt. Die Feldarbeit lieferte relevante Informationen bezüglich Leitfähigkeit und den Aufbau des Untergrundes in Schleswig-Holstein.

Dabei sind nicht immer alle Basisdaten direkt in das GIS integrierbar, da dieses nicht alle vorliegenden Datenformate unterstützt. Die Rohdaten des „Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland“ wurden im .e00 Format zur Verfügung gestellt. Zur Weiterverarbeitung müssen die Basisdaten im Format .e00 zunächst über eine Programmerweiterung (Extension) in ArcView 3x bzw. ArcGis kompatible Vektordaten umgewandelt werden. Neben Informationen über tektonische Störungen und Salzstrukturen beinhaltet der Datensatz des Geotektonischen Atlas auch Tiefenpläne der einzelnen Stockwerke. Die vertikale Auflösung

beträgt 150 m. Der Atlas entstand auf der Basis ausgewerteter 2D-seismischer Profile und Bohrkernen für den Bereich NW-Deutschland und der Nordsee.

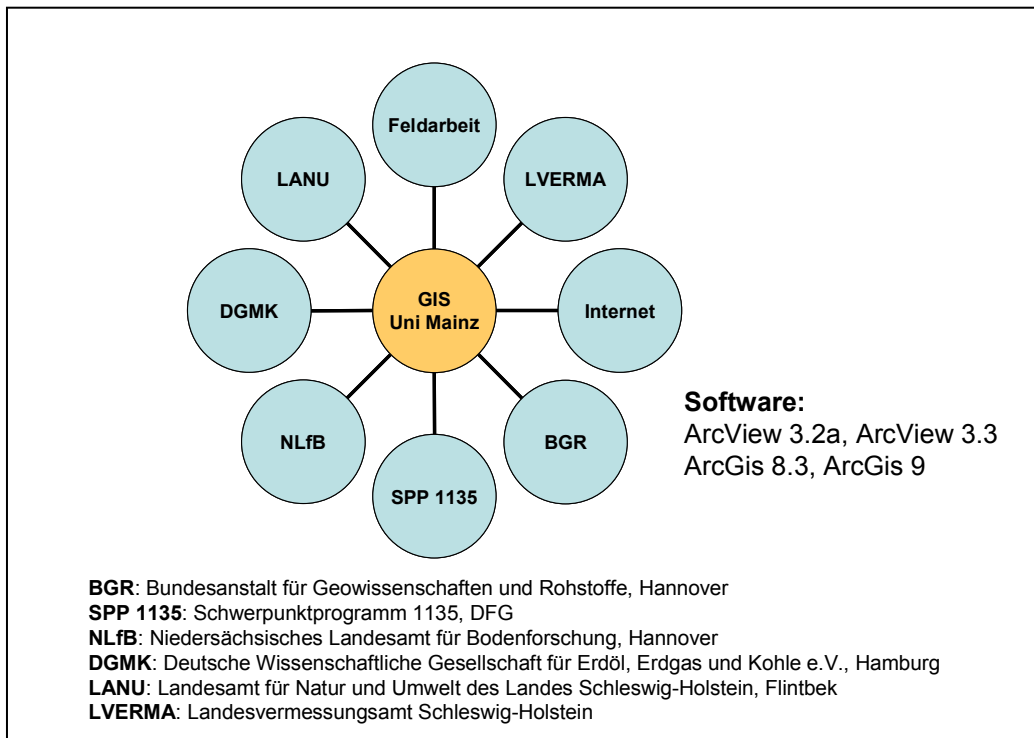


Abb. D.1: Übersicht Datenquellen

Da es sich bei den in den Tiefenplänen abgelegten Daten nicht nur um Isobathen und Hilfs- Isotiefenlinien, sondern auch um Mulden- und Sattelachsen handelt, müssen die Basisdaten editiert werden. Dazu werden die Vektordaten in das Dateiformat Shapefile umgewandelt. Dieses Dateiformat erlaubt das Selektieren und Bearbeiten von einzelnen Dateiattributen. Da nur Isobathen und Hilfs-Isotiefenlinien zur Erstellung eines digitalen Tiefenmodells erforderlich sind werden alle anderen Daten aus dem Datensatz gelöscht. Im nächsten Schritt werden die als Shapefile vorliegenden Isobathen und Hilfs-Isotiefenlinien in Punkt-Shapefiles umgewandelt, so dass eine Berechnung von digitalen Tiefenmodellen in Form von Grids (Rasterdaten) durch Interpolation zwischen den einzelnen Punkten und ihrer Tiefeninformation möglich ist. Um generierte Grids mathematisch miteinander vergleichen zu können bedarf es einer einheitlichen Datenstruktur. Die Gridzellengröße wurde deshalb bei allen Tiefenmodellen, sowie dem digitalen Geländemodell der rezenten Topographie von Schleswig-Holstein auf 50 m festgelegt. Die Basisdaten für das digitale Geländemodell von Schleswig-Holstein entstammen der topographischen Karte von Schleswig-Holstein mit einer vertikalen Auflösung von 0,25 m im Maßstab 1:50000.

Liegen die Basisdaten analog in Kartenform vor, so erfolgt die Umwandlung in digitale Daten entsprechend dem Vorgehen bei der Georeferenzierung von Luft- und Satellitenbildern (vgl. Kap. D.3.). Die so generierten Rasterdaten (tiff, img) werden dann entweder vollständig über das GIS in ein Vektordatenformat (shape, arc) übertragen, oder es werden entsprechend der Fragestellung einzelne relevante Datensätze aus den Rasterdaten manuell in Vektordaten umgewandelt (Prinzip der Digitalisierung). Erst die Verfügbarkeit der Basisdaten in einem Vektordatenformat ermöglicht das Editieren einzelner Datensätze, sowie die geostatistische bzw. geometrische Analyse von Informationen. Um alle Datensätze zu synchronisieren wurde das Koordinatensystem Gauss-Krüger, Deutschland, Zone 3 zugrunde gelegt. Die Auswertung einzelner Datensätze in Bezug auf die räumliche Orientierung ihrer Elemente erfolgte mit dem Programm Rockworks. Da dieses die verfügbaren Vektordaten nicht verarbeiten kann muss eine erneute Datentransformation erfolgen. Alle auszuwertenden Daten wurden zunächst im GIS zu Linienvektordaten umgewandelt und dann in das DXF-Format übertragen. Dabei werden Anfangs- und Endkoordinaten der Linienvektordaten in Textform gespeichert, so dass bei der Weiterverarbeitung der Daten Informationen über ihre räumliche Lage verfügbar sind. Alle Ergebnisse werden als bidirektionale Klutfrosen dargestellt. Der konzeptionelle Aufbau des Geowissenschaftlichen Informationssystems Bodenbewegungspotenziale erfolgte sukzessive seit dem Beginn des Projektes im Frühjahr 2002. Strukturell wurden die integrierten Informationen in 6 Teilbereiche untergliedert (**Tab. D.1**). Dabei standen Übersichtlichkeit und Funktionalität in Bezug auf die statistische Auswertung der Daten im Mittelpunkt der Konzeption. Insgesamt wurden in das GIS 133 Shape-Files, 39 Grids, 11 Rasterdateien, sowie 110 Bilddateien integriert. Dabei entfallen 45 Shape-Files auf den Teilbereich Strukturgeologie, 35 Shape-Files auf den Teilbereich Topographie und 29 Shape-Files auf den Teilbereich Geologie (vgl. Kap. I.2.).

	Shape-File	GRID	Raster	Bilddateien
Allg. Information	6	0	0	0
Seismik	3	0	0	60
Strukturgeologie	45	0	1	2
Geologie	29	14	0	7
Topographie	35	1	4	0
Fernerkundung	6	0	6	0
Statistik	9	24	0	41
Gesamt	133	39	11	110

Tab. D.1: Übersicht über integrierte Ebenen innerhalb des GIS „Bodenbewegungspotenziale“

Im Teilbereich Statistik wurden 24 Grids integriert, die aus der Berechnung von Korrelationskoeffizienten resultieren. 14 Grids, die die 14 Tiefenebenen des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland darstellen (Baldschuhn *et al.* 1996), wurden im Teilbereich Geologie integriert (vgl. Kap. I.2.). Die Bilddateien des Teilbereichs Seismik (JPEG-Dateien der digital vorliegenden seismischen Sektionen) und des Teilbereichs Statistik (JPEG-Dateien der Richtungsrosen) können per Hot-Link Funktion als Pop-Up Fenster in dem geöffneten View dargestellt werden.

Um die Quantifizierung von Bewegungspotenzialen zu normieren, wurde das gesamte Untersuchungsgebiet mit einem Detektionsnetz abgedeckt (**Abb. D.2**). Das Netz besteht aus insgesamt 16631 Zellen mit einer Zellengröße von 1 km². Jede Zelle wird auf 7 Parameter, die sich in 51 Kriterien unterteilen, detektiert, so dass insgesamt 848181 Detektionen vorgenommen werden. Ein Bewegungspotenzial ist dann gegeben, wenn eine Detektionszelle mindestens ein Kriterium erfüllt. Erfüllt die Detektionszelle mehrere Kriterien, so addieren sich die daraus resultierenden Punkte zu einem entsprechend höheren Bewegungspotenzial. Auf der Basis der in dieser Arbeit verwendeten Kriterien ist eine maximale Anzahl von 117 Punkten möglich (**Tab. D.2**). Die Verteilung der Punkte beruht auf den Ergebnissen der Auswertung 2D-seismischer Profile (vgl. Kap. D.2.), sowie auf der subjektiven Beurteilung einzelner Parameter als Entscheidungskriterium für Bodenbewegungspotenziale. So werden die mathematisch überprüfbar und jederzeit reproduzierbar Korrelationskoeffizienten höher gewichtet als das Ergebnis einer subjektiv durchgeführten Lineamentkartierung. Die Darstellung des Bodenbewegungspotenzials auf Basis einzelner Parameter erfolgt absolut (vgl. Kap. D.2. – D.8.). Die Darstellung des Gesamtbewegungspotenzials als Synthese der einzelnen Parameter erfolgt ebenfalls absolut (erreichte Punkte/Zelle).

Parameter	Punkte Max	Anteil %
Störungsprojektion	25	21,4%
Linearkartierung	15	12,8%
Tektonische Störungen	20	17,1%
Salzstrukturen	20	17,1%
Elsterzeitliche Rinnen	7	6,0%
Historische Erdbeben	10	8,5%
Korrelationskoeffizienten	20	17,1%
	117	100,00%

Tab. D.2: Verteilungsschlüssel zur Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen

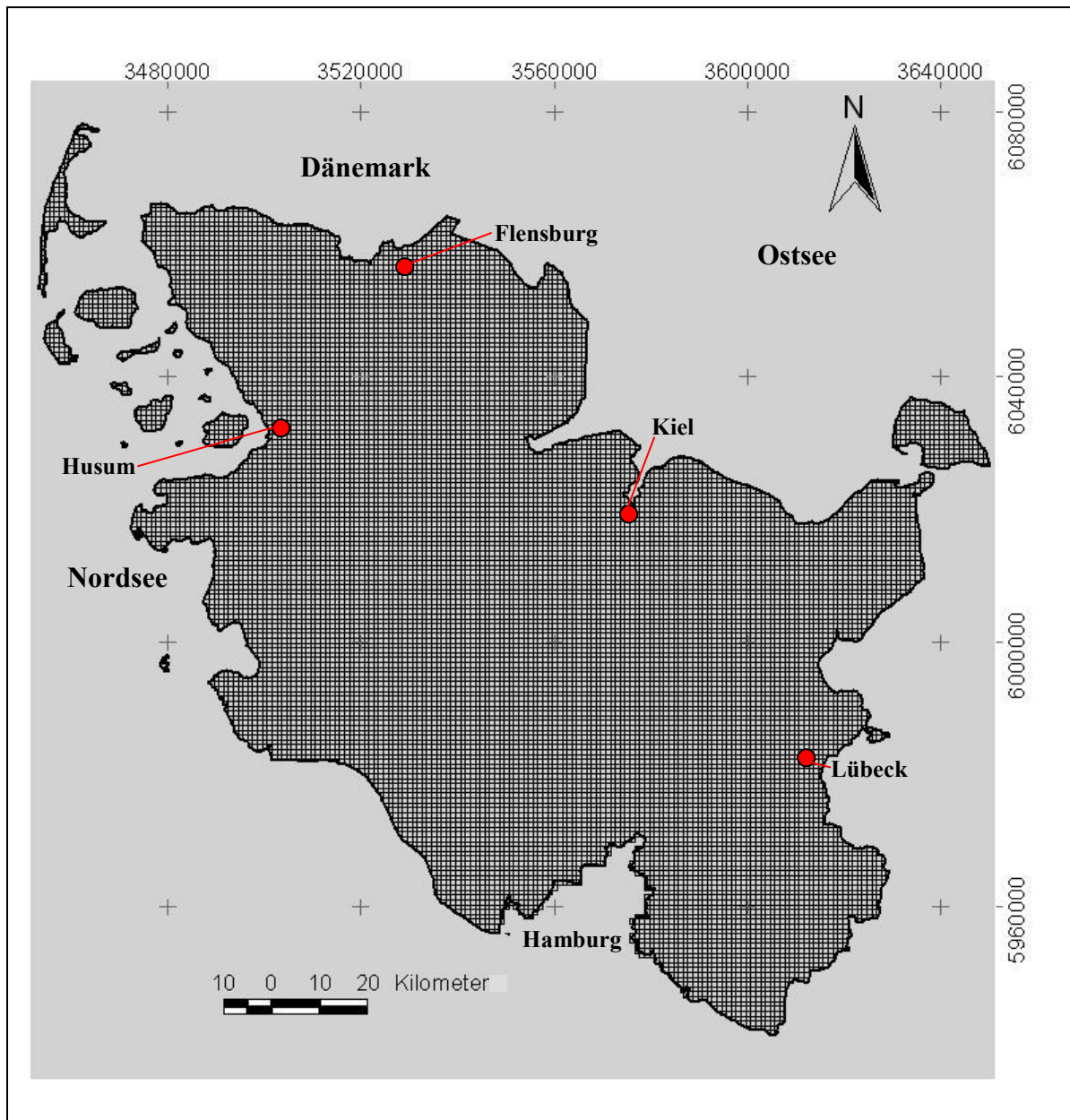


Abb. D.2: Detektionsnetz zur Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen (Detektionszellengröße = 1 km²)

D.2. Störungsprojektion

Im Rahmen des SPP 1135 wurden von der Industrie 68 seismische Profile mit einer Gesamtlänge ca. 800 km zur Verfügung gestellt (**Abb. D.3**; rot). Weiterhin wurde bei der Deutschen Wissenschaftlichen Gesellschaft für Erdöl, Erdgas und Kohle e.V. (DGMK) als

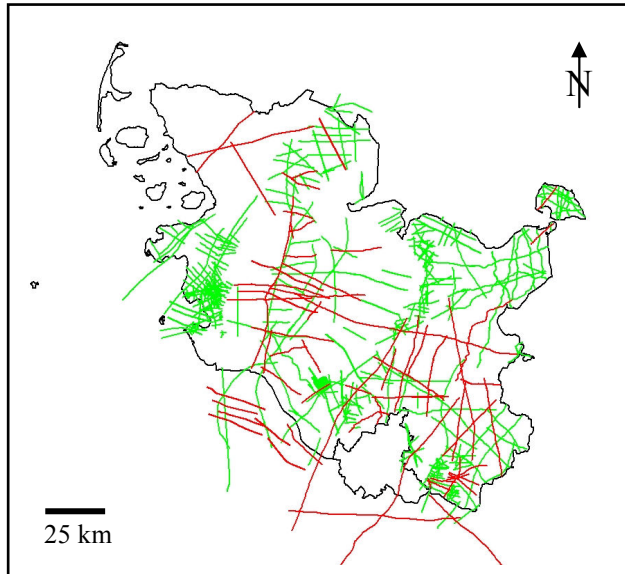


Abb. D.3: Übersicht 2D-seismischen Profile
Rot: im Rahmen des SPP freigegeben
Grün: zusätzlich beantragte und freigegebene Profile

datenbetreuende Institution die Freigabe aller 664 für Schleswig-Holstein verfügbaren 2D-seismischen Profile beantragt und genehmigt. Die Beschaffung dieser Profile erfolgte über das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung (NLfB) in Hannover. Während die ursprünglich verfügbaren 68 2D-seismischen Profile digital vorlagen und direkt mit dem Programm Reflex ausgewertet werden konnten, sind die zusätzlich untersuchten Profile nur als Papiaerausführung verfügbar gewesen. Somit mussten alle zusätzlichen Profile in

den Archiven des NLfB in Augenschein genommen werden und die daraus gewonnenen Ergebnisse manuell in das bestehende GIS Bodenbewegungspotenziale eingepflegt werden. Auf diese Weise konnten weitere 386 2D-seismische Profile mit einer Gesamtlänge von 5997

km auf oberflächennahe Störungen untersucht werden (**Abb.D.3**; grün). Aufgrund von Datenschutzbestimmungen sind alle im Rahmen dieser Arbeit ausgewerteten Profile anonymisiert worden. **Abbildung D.4** zeigt ein 2D-seismisches Profil, ca. 15 km nordöstlich von Hamburg. Die seismische Sektion ist 17826 m lang. Der ausgewertete Profilabschnitt reicht bis in eine Tiefe von 1000 Metern. Das Profil liegt im Randbereich eines Diapirs. Neben

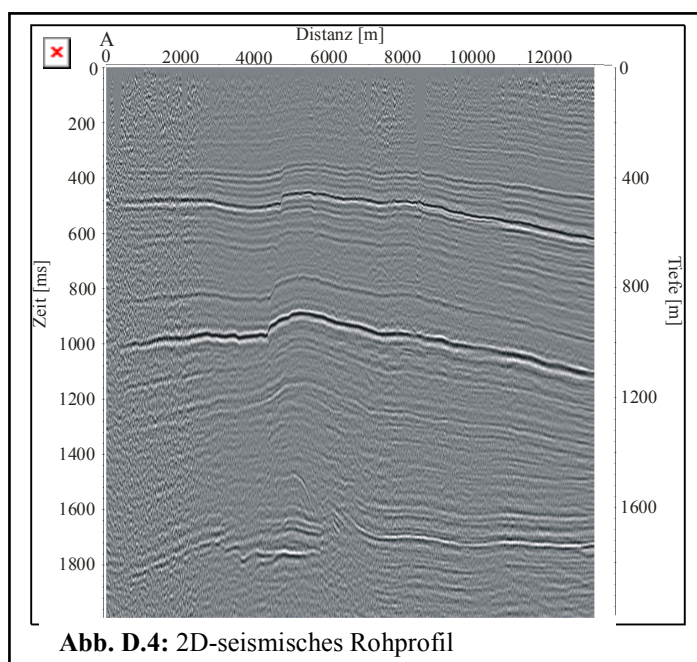
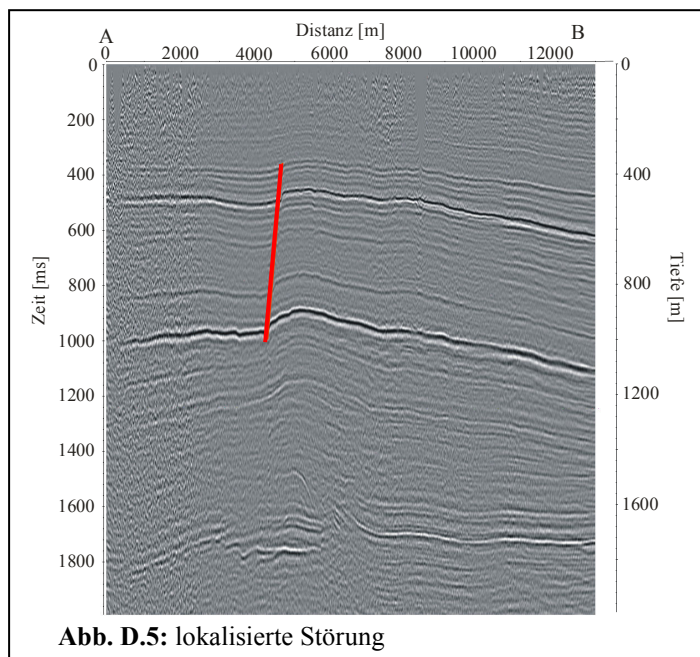
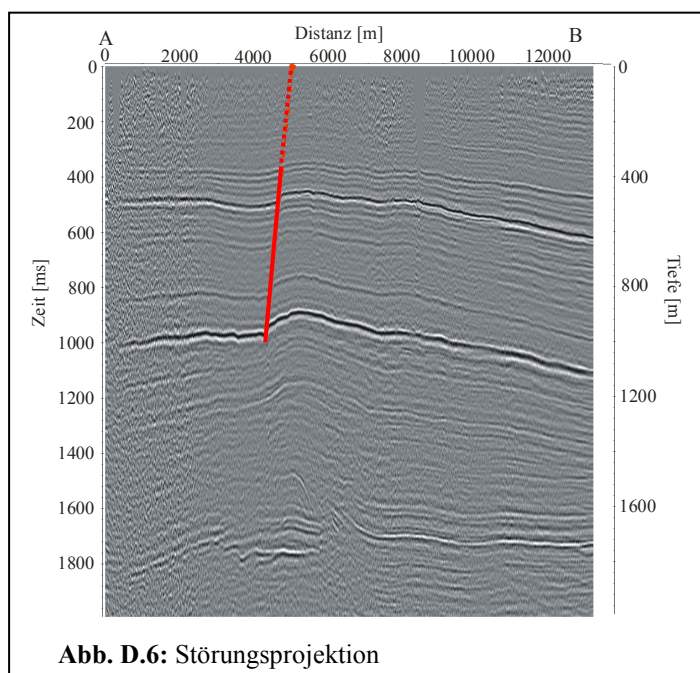


Abb. D.4: 2D-seismisches Rohprofil

zwei deutlich hervortretenden Reflektoren sind auch mehrere schwächere Reflektoren zu erkennen. Alle Reflektoren verlaufen annähernd parallel zueinander. Aufgrund fehlender Bohrdaten können die Reflektoren stratigraphisch nicht zugeordnet werden. Besonders bei den zwei deutlich hervortretenden Reflektoren ist in einer Tiefe von ca. 500 m bzw. 300 m ein deutlicher Versatz zu erkennen. Im unteren Reflektor beträgt der Versatz ca. 40 m, im oberen Reflektor ca. 35 m. Auch bei den anderen Reflektoren lässt sich dieser Versatz nachvollziehen. Weiterhin geht aus dem seismischen Profil hervor, dass die Schichtversätze nicht direkt halokinetisch beeinflusst bzw. verursacht sind.



wo diese Störung an der Erdoberfläche austreicht. Um die Wahrscheinlichkeit eines Ausstreichens der im Untergrund lokalisierten Störung an der Erdoberfläche zu bestimmen,



Durch die Verbindung der Versätze in den verschiedenen Reflektoren ergibt sich eine Störung, die sich über ca. 350 m von einer Tiefe von ca. 550 m bis in eine Tiefe von ca. 200 m deutlich verfolgen lässt und nach Süden einfällt (**Abb. D.5**). Durch die schlechte Auflösung der seismischen Sektion in den oberen 200 m lässt sich die Störung nicht weiter verfolgen und somit keine genaue Aussage treffen, ob und

multipliziert man den Schichtversatz mit dem Faktor 20 (mündliche Mitteilung von Herrn Dr. Janos L. Urai, RWTH Aachen).

Bei einem Versatz im oberen Reflektor von ca. 35 m ergibt sich hier ein errechneter Fortlauf der Störung von 700 m. Demnach streicht die Störung mit einer hohen Wahrscheinlichkeit an der Erdoberfläche aus. Um den möglichen Ausstreichpunkt der Störung an der

Erdoberfläche räumlich möglichst genau bestimmen zu können, wird die Störung winkelgetreu an die Erdoberfläche projiziert (**Abb. D.6**). Dieses Verfahren dient nicht der exakten Bestimmung des Durchstoßpunktes. Viel mehr ermöglicht es die Lokalisierung und Quantifizierung von durch oberflächennahe Störungen bedingten Bewegungspotenzialen in einem eingegrenzten Bereich an der Erdoberfläche.

Dabei unterliegt die Lokalisierung von Störungen, die Bestimmung ihrer exakten Tiefenlage und der Versatzrate der subjektiven Einschätzung des Bearbeiters. Während die Verfügbarkeit digitaler Daten diese Fehlerquellen reduziert, kann die Auswertung analoger Daten durch verschiedene Bearbeiter unterschiedliche Ergebnisse haben. Weiterhin beschreibt die winkeltreue Projektion von oberflächennahen Störungen deren tatsächlichen Verlauf nur annähernd. Der genaue Störungsverlauf ist aufgrund der schlechten Auflösung der seismischen Profile im oberflächennahen Bereich nicht ermittelbar. Experimente zeigen, dass sich Störungen im Bereich von Lockersedimenten, im Vergleich zu Festgestein, auch in einem flacheren Winkel fortpflanzen können.

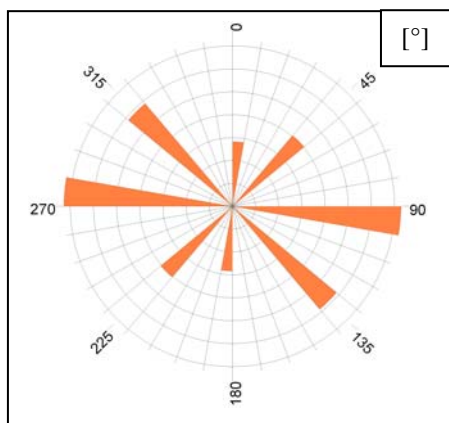


Abb. D.7: Fallrichtung der projizierten oberflächennahen Störungen

In 54 von 446 untersuchten 2D-seismischen Profilen konnten 104 oberflächennahe Störungen lokalisiert werden, die mit einer hohen Wahrscheinlichkeit an der Erdoberfläche ausstreichen (**Abb. D.8**; vgl. Kap. I.5.). Bei 99 von 104 Störungen (95,19%) handelt es sich um Abschiebungen, drei Störungen (2,88%) sind Aufschiebungen und bei zwei weiteren Störungen (1,92%) handelt es sich um Überschiebungen. Die Einfallrichtung der Störungen ist von zwei Hauptrichtungen dominiert. 20 von 104 Störungen (19,23%) fallen nach Osten ein, 17 nach

Westen (16,35%). 15 Störungen (14,42%) fallen nach Nordwesten ein, 14 nach Südosten (13,46%, **Abb. D.7**). Die weiteren Einfallrichtungen sind nur untergeordnet vertreten. Jeweils 10 Störungen (9,61%) fallen nach Nordosten und Südwesten ein. 8 Störungen (7,69%) fallen nach Norden ein, 6 weitere Störungen (5,77%) nach Süden. Die Einfallrichtung von vier Störungen (3,85%) konnte nicht ermittelt werden.

Die geometrische Analyse der projizierten Störungen veranschaulicht den Zusammenhang zwischen deren Auftreten und verschiedenen geologischen und morphologischen Prozessen. Die dominierenden Einfallrichtungen sind auf Abschiebungen im Flankenbereich von SSW-NNE orientierten Salzstrukturen zurückzuführen. **Abb. D.8** zeigt

das Projektgebiet mit den Salzstrukturen der Basis Zechstein und der Basis Oberpaläozän (Baldschuhn *et al.* 1996) und die Durchstoßpunkte der projizierten oberflächennahen Störungen. 27 von 104 Störungen (25,96%) sind im Ausdehnungsbereich von Salzstrukturen an der Basis Zechstein lokalisiert. Ihre Haupteinfallsrichtung ist Osten (7 Störungen; 25,9%), sowie Norden und Westen mit jeweils 5 Störungen (18,5%).

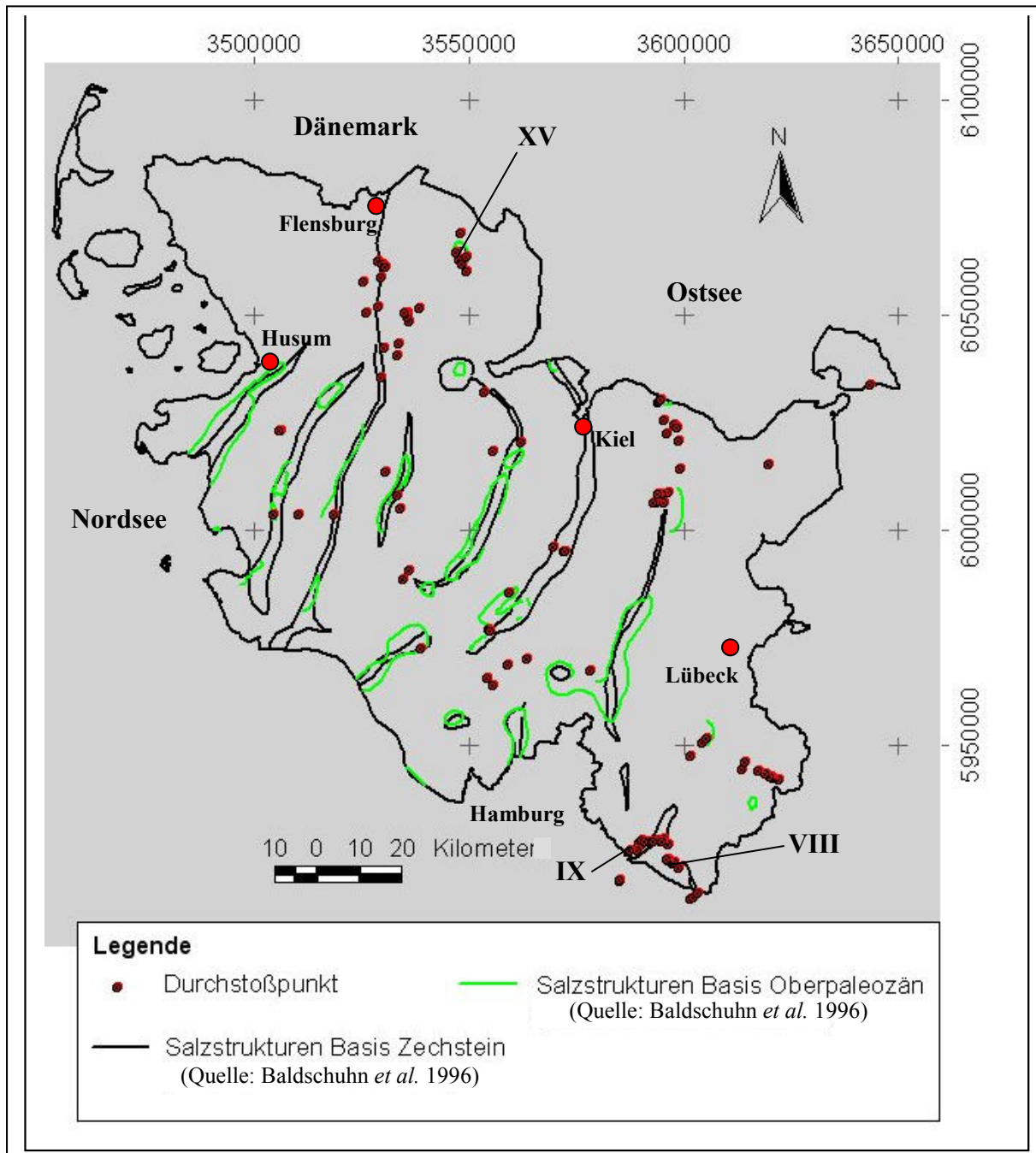


Abb. D.8: Salzstrukturen der Basis Zechstein, Salzstrukturen der Basis Oberpaläozän (grün) (Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996) und den Durchstoßpunkten der projizierten oberflächennahen Störungen; Salzstrukturen: VIII = Gülze/Sümte, IX = Geesthacht, XV = Sterup

17 Störungen (16,35%) treten im Ausdehnungsbereich von Salzstrukturen an der Basis Oberpaläozän auf. 10 Störungen (9,61%) wurden innerhalb von Randsenken lokalisiert. Besonders im Bereich der Salzstockes Sterup im Norden Schleswig-Holsteins (Abb. D.8 I), sowie im Bereich der Salzstöcke Geesthacht (Abb. D.8 II) und Gülze-Sumte (Abb. D.8 III) im Südosten Schleswig-Holsteins wurden überdurchschnittlich viele projizierbare oberflächennahe Störungen lokalisiert.

Abb. D.9 zeigt das Projektgebiet mit permischen Salzkissen (nach Karte „Salzstrukturen, Erdöl und Kreidebasis in Schleswig-Holstein“, 1976), elsterzeitlichen Rinnen tiefer 100 m (nach „Karte des präquartären Untergrundes von Schleswig-Holstein“, 1991), sowie die projizierten oberflächennahen Störungen. 28 von 104 Störungen (26,92%) liegen im Bereich von permischen Salzkissen. Ihre Einfallsrichtung ist gleichmäßig verteilt. 5 Störungen (17,85%) fallen nach Osten ein, und nach Nordwesten, Osten, Westen und Süden fallen jeweils 4 Störungen ein (14,28%). 3 Störungen (10,71%) fallen jeweils nach Nordosten und Südwesten ein, eine Störung (3,57%) fällt nach Norden ein. Die im Bereich nördlich des Plöner Sees lokalisierten oberflächennahen Störungen bilden als Verlängerung der Salzmauer Segeberg/Plön eine Grabenstruktur (Abb. D.9 I). 24 Störungen (23,07%) wurden im Ausbreitungsgebiet elsterzeitlicher Rinnen lokalisiert. Von diesen 24 Störungen liegen 15 Störungen (14,42%) innerhalb von Rinnen, 9 Störungen (8,65%) im Randbereich von Rinnen. Demnach wurde die Entwicklung der Rinnen lokal von Störungen beeinflusst. Die Einfallsrichtung der im Randbereich von elsterzeitlichen Rinnen auftretenden Störungen beschränkt sich auf Südosten (drei Störungen; 33,33%), Westen (zwei Störungen; 22,22%), sowie Nordwesten und Südwesten mit jeweils einer Störung (11,11%). Die innerhalb von elsterzeitlichen Rinnen lokalisierten Störungen fallen überwiegend nach Westen ein (5 Störungen; 33,3%). Die Einfallsrichtungen Nordwesten, Südosten, Nordosten und Osten sind mit jeweils zwei Störungen vertreten (13,32%). Nach Südwesten und Süden fällt jeweils eine Störung ein (6,66%). 24 von 104 lokalisierten und projizierten oberflächennahen Störungen (23,08%) sind von den oben beschriebenen Strukturen entkoppelt. Ihre Einfallsrichtung ist gleichmäßig verteilt. Das Ergebnis der geometrischen Analyse von oberflächennahen Störungen findet im Verteilungsschlüssel für die Gewichtung der einzelnen Parameter zur Ermittlung von Bodenbewegungspotenzialen Berücksichtigung. So wird die Existenz von Salzstrukturen in Bezug auf mögliche Bodenbewegungspotenziale prinzipiell höher bewertet als das Auftreten von elsterzeitlichen Rinnen. Bei elsterzeitlichen Rinnen werden die zentralen Bereiche höher gewichtet als die Randbereiche (vgl. Kap. D.6). Die ermittelten Bodenbewegungspotenziale für den Parameter „Störungsprojektion“ beruhen auf dem

errechneten theoretischen Ausstreichen der projizierten Störungen über der rezenten Erdoberfläche.

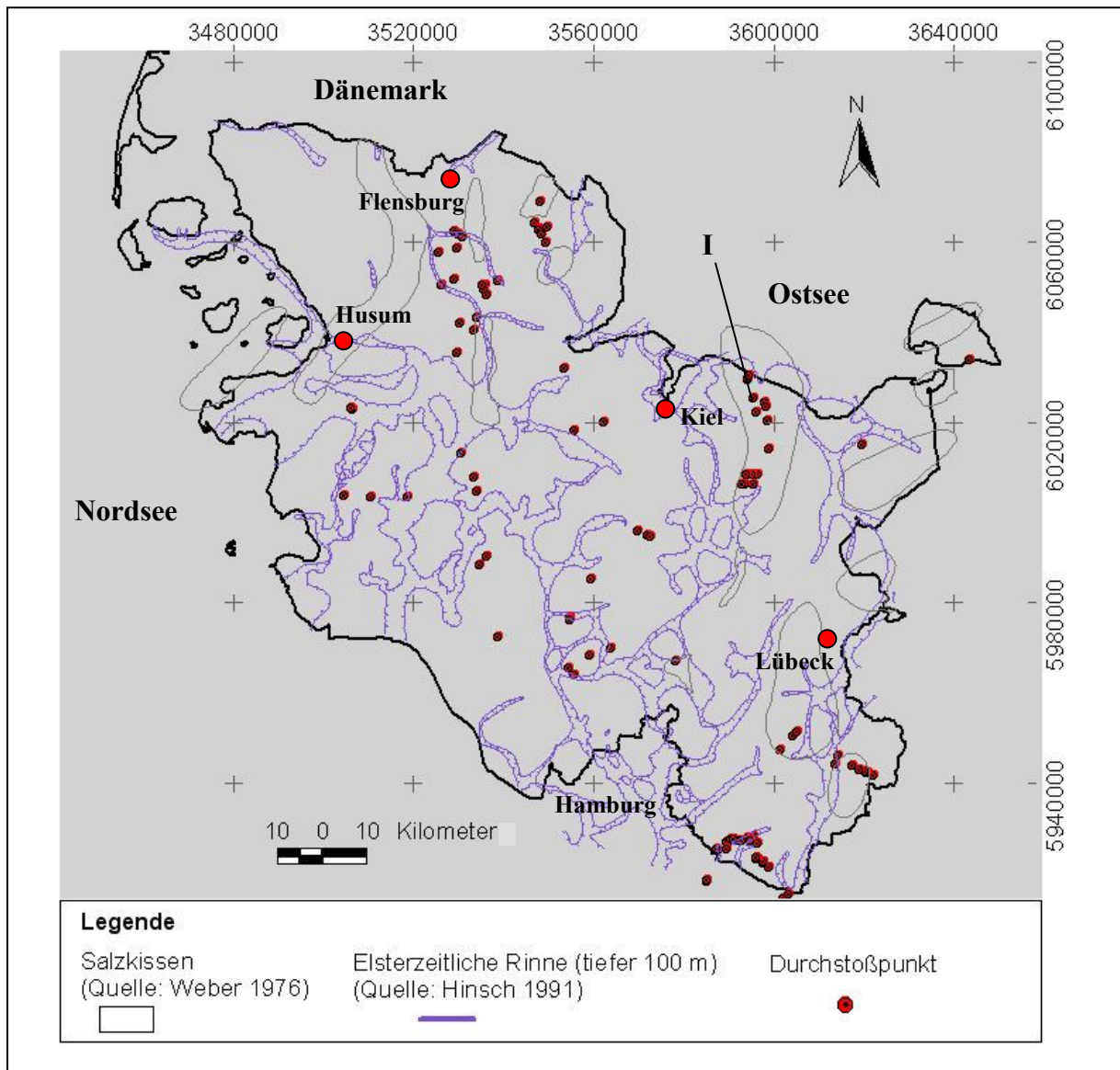


Abb. D.9: Projektgebiet mit permischen Salzkissen (grau; Quelle: Weber 1976), elsterzeitlichen Rinnen tiefer 100 m (blau gezackt; Quelle: Hinsch 1991) und den Durchstoßpunkten der projizierten, oberflächennahen Störungen (rot).

Der geringste errechnete Wert liegt bei 0 m (= rezente Oberfläche), der höchste errechnete Wert ermittelt ein theoretisches Ausstreichen der zugrunde liegenden Störung von 1720 m über der rezenten Erdoberfläche (vgl. Kap. I.5.). Für 22 von 104 Störungen wurde ein theoretisches Ausstreichen in dem Intervall 0 -50 m über der rezenten Erdoberfläche errechnet (21,15%).

Die größte Anzahl der lokalisierten Störungen streicht in dem Intervall 50 – 100 m aus (33 Störungen; 31,73%). 14 Störungen streichen in dem Intervall 200 – 400 m aus (13,46%), für 13 Störungen wurde ein theoretisches Ausstreichen von >400 m über der rezenten Erdoberfläche ermittelt (12,5%). Die daraus resultierende Übersichtskarte der Bewegungspotenziale für Schleswig-Holstein ist in **Abb. D.10** dargestellt. Die höchsten Bewegungspotenziale konzentrieren sich in drei Gebieten Schleswig-Holsteins. Nordöstlich von Hamburg bei Schwarzenbek (Abb. D.10 I), im Norden Schleswig-Holsteins in einem Nord-Süd verlaufenden Band südlich von Flensburg (Abb. D.10 II), sowie im Bereich des Salzstockes Sterup (Abb. D.10 III). Die Bereiche höchsten Bewegungspotenzials sind allesamt an Salzstrukturen gekoppelt und deuten deren rezente Aktivität an.

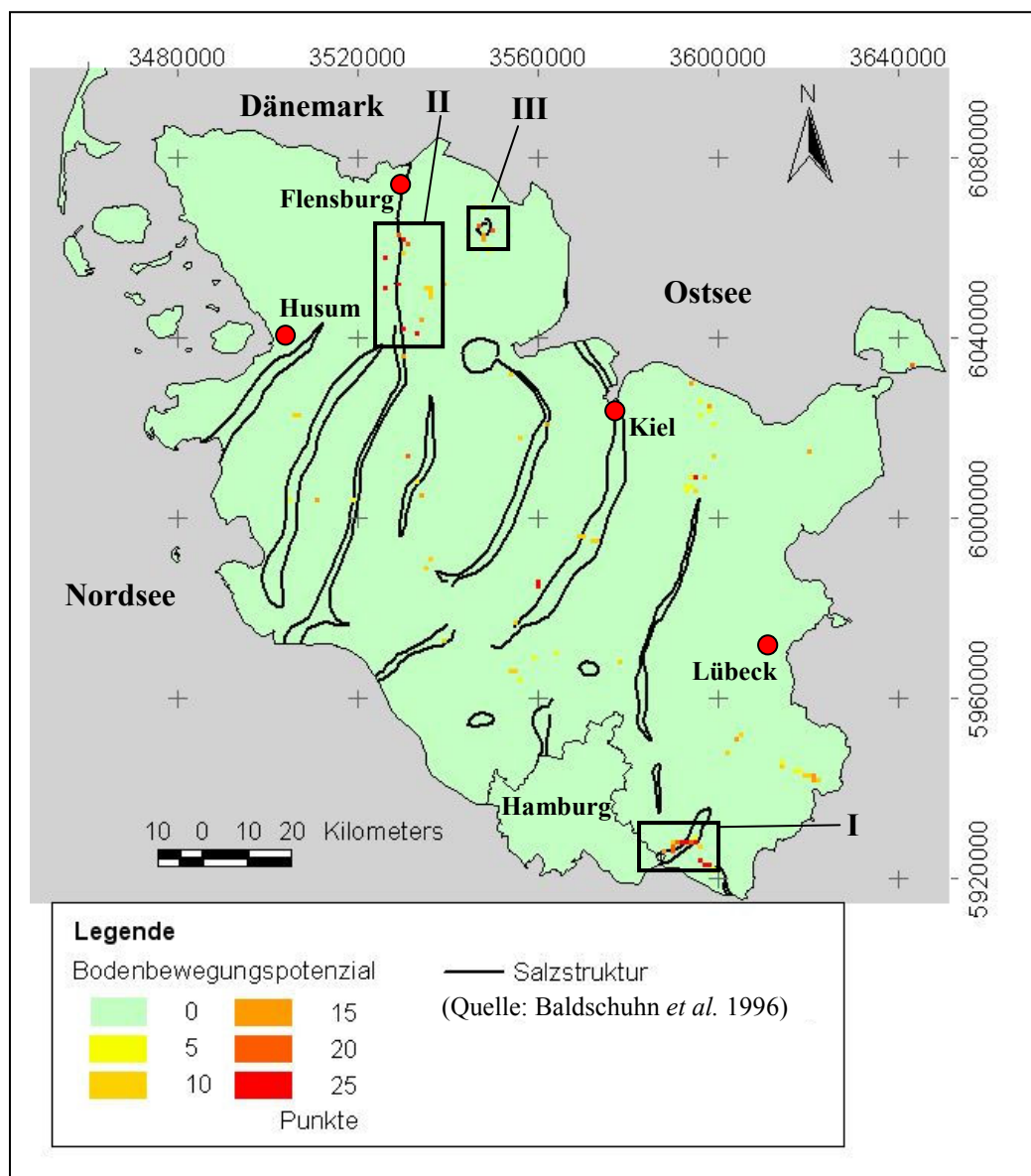


Abb. D.10: Bewegungspotenziale auf Basis des Parameters „Störungsprojektion“
Gebiete: I = Schwarzenbek, II = südlich Flensburg, III = Sterup

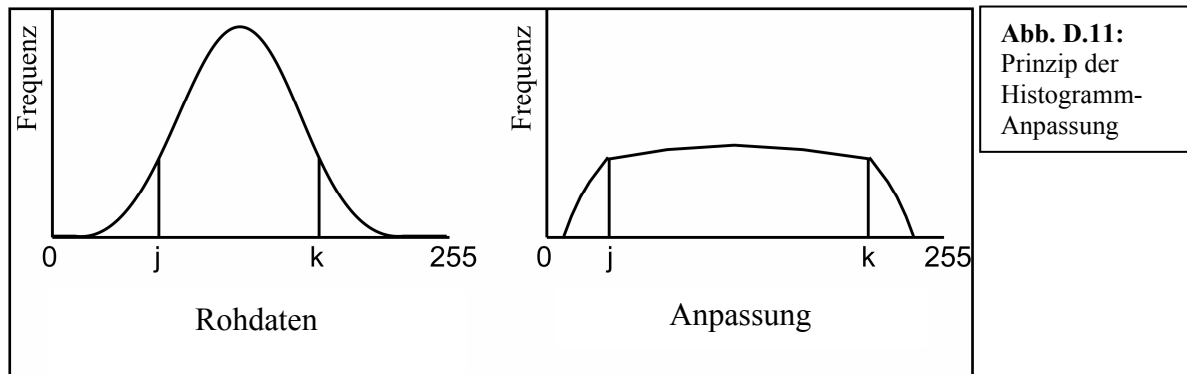
D.3. Lineamentkartierung

Da die Auswertung 2D-seismischer Daten im Hinblick auf oberflächennahe Störungen aufgrund der unvollständigen gesamträumlichen Abdeckung nur punktuelle Aussagen über Bodenbewegungspotenziale zulässt, wird die Lineamentkartierung anhand von Luft- und Satellitenbildern genutzt, um Lineare, bei denen ein anthropogener Ursprung mit hoher Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden kann, großflächig zu kartieren und mit tektonischen Tiefenstrukturen zu vergleichen.

Die Beschaffung der Luftbilder erfolgte kostenpflichtig über das Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein. Alle Luftbilder wurden als Kontaktabzüge mit einer Überlappung von 33% im Maßstab 1:16000 geordert (vgl. Kap. I.4.). Weiterhin wurden nur Aufnahmezeiträume gewählt, die in möglichst vegetationsarmen und schneefreien Perioden lagen. Überwiegend handelt es sich hierbei um die Monate März, April, Mai. Die Beschaffung der Satellitenbildszenen im Maßstab 1:200000 erfolgte kostenfrei über das Internet. Um eine digitale Lineamentkartierung durchführen zu können, müssen die als Kontaktabzüge vorliegenden Luftbilder gescannt und georeferenziert werden. Die Georeferenzierung wurde mit Hilfe der Programme Erdas Imagine 8 und ArcGis 9 durchgeführt. Bei der Georeferenzierung werden einzelnen Punkten des gescannten Luftbildes exakte geographische Koordinaten zugewiesen. Diese Referenzkoordinaten ermöglichen es dem Programm, das gesamte Luftbild zu entzerren und jedem Punkt x eine genau Koordinate xy zuzuweisen. Je mehr Referenzpunkte im Vorfeld dieses Rechenschrittes gesetzt werden, desto exakter ist das Ergebnis. Bei einer unzureichenden Anzahl von gewählten Referenzpunkten werden einzelnen Bildpunkten ungenaue Koordinaten zugewiesen, was beim Verschneiden dieser Daten mit anderen Datensätzen zu Abweichungen von mehreren Metern bis Zehnermetern führen kann.

Die Aufbereitung der Satellitenbildszenen ist weniger aufwändig, da das Material bereits digital und teilweise georeferenziert verfügbar ist. Eine Georeferenzierung erfolgt entsprechend der Vorgehensweise bei Luftbildern. Um die georeferenzierten Bilddaten, insbesondere die Satellitenbildszenen, in Bezug auf die Fragestellung zu optimieren wurden verschiedene Verfahren angewendet. Mit der Hauptkomponentenanalyse (Principal Component Analysis) wurden redundante Informationen entfernt. In einem zweiten Optimierungsschritt wurden die Rasterdaten anhand der Farbraumtransformation von dem RGB-Raum (**r**ot, **g**rün, **b**lau) in den IHS-Raum (**i**ntensity, **h**ue, **s**aturation) umgewandelt, wobei besonders die variable Definition der Sättigung ein genaueres Kartieren von Linearen begünstigt (Jäger 2003). Um den Graustufenkontrast zwischen einem Linear und einem

Nichtlinear zu erhöhen wurde bei den Luftbildern eine Histogramm-Anpassung vorgenommen (Histogram Equalization, **Abb. D.11**).



Um eine vergleichbare Kontrasterhöhung bei Rasterdaten zu erzielen wurden auf die Rohdaten Indizes und Ratios angewendet (Jäger 2003). Hierbei wird die Kombination von verschiedenen Kanälen mathematisch so berechnet, dass eine Verstärkung des zu detektierenden Signals bei einer gleichzeitigen Reduktion unerwünschter Signale eintritt. In Bezug auf die Fragestellung wurde versucht, Signale von Feuchteanomalien als Anzeiger für erhöhte Wasserwegsamkeit an tektonischen Störungen zu verstärken und somit deren Kartierbarkeit zu erleichtern.

Während die Kartierung von Linearen anhand von Satellitenbildszenen flächendeckend erfolgte, wurde die Lineamentkartierung auf Basis der Luftbilder in einem vordefinierten Raum vorgenommen. Im Gegensatz zu früheren Lineamentkartierungen (Dulce 1983) wurden nur Gebiete berücksichtigt, in denen oberflächennahe Störungen durch die Auswertung 2D-seismischer Profile lokalisiert wurden oder durch den geotektonischen Atlas von NW-Deutschland (Baldschuhn *et al.* 1996) dokumentiert sind (vgl. Kap. D.2. & Kap. D.4.). In den so eingegrenzten Gebieten wurde auch die Längserstreckungen der stehenden Gewässer und abflusslosen Senken berücksichtigt (Jäger 2003). Um die Reproduzierbarkeit und damit die Objektivität der gewonnenen Ergebnisse zu erhöhen wurde die Kartierung zeitlich getrennt und in unterschiedlicher Orientierung zwei Mal von einem Bearbeiter durchgeführt, der bis auf die Kartierung keinen Bezug zur vorliegenden Arbeit hat. Für die weiteren Arbeitsschritte wurden dann nur noch solche Lineare berücksichtigt, die in beiden Einzelkartierungen als solche erfasst wurden (**Abb. D.12**) (Jäger, 2003). Die Quantifizierung von Bewegungspotenzialen auf Basis des Parameters „Lineamentkartierung“ beruht auf der räumlichen Lage von kartierten Linearen innerhalb des Detektionsnetzes. Die maximal mögliche Anzahl von 15 Punkten wird einer Detektionszelle zugeordnet, wenn diese von

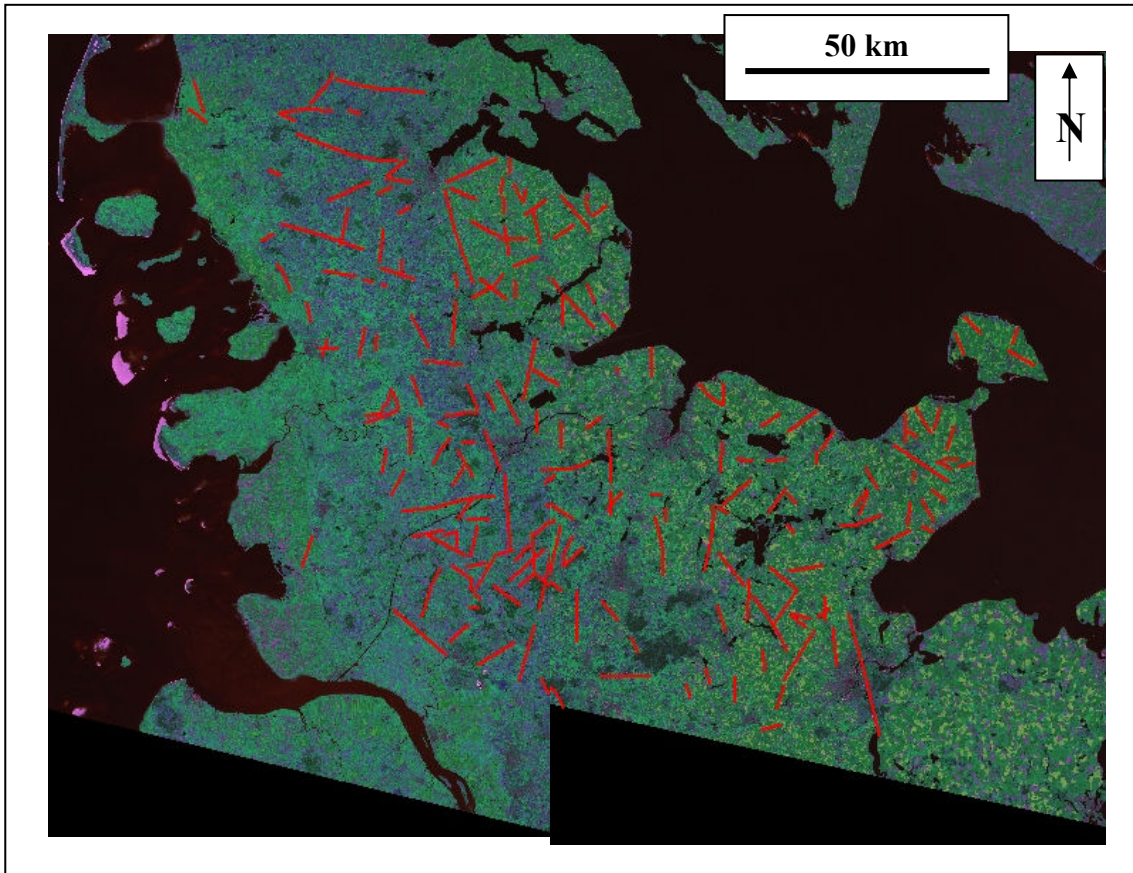


Abb. D.12: Ergebnis Lineamentkartierung für Schleswig-Holstein auf Basis der Satellitenbildszenen 036-253 und 036-208 des Satelliten Landsat 7 (Sensor ETM+) vom 08.05.2000 bzw. 15.05.2000

Bezug auf deren Länge, sowie einer eventuellen Übereinstimmung mit der räumlichen Erstreckung von Tiefenstrukturen wird nicht vorgenommen. Die Lineamentkartierung zur Erfassung von Feuchteanomalien im Gebiet Schleswig-Holstein erfolgte unter Verwendung der Satellitenbildszenen 036-253 und 036-208 des Satelliten Landsat 7 vom 08.05.2000 bzw. 15.05.2000. Der Aufnahmesensor ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) besitzt eine Auflösung von 14,25 m für die pankromatischen Bänder (1-5), sowie eine Auflösung von 57,7 m für das Thermalband (6). Insgesamt wurden 187 Lineare kartiert, die sich, bis auf den südwestlichen Raum, über die gesamte Fläche des Projektgebietes erstrecken. Die Richtungsanalyse der Lineare zeigt eine deutliche SSW-NNE Hauptorientierung (Abb. D.13), womit die bevorzugte

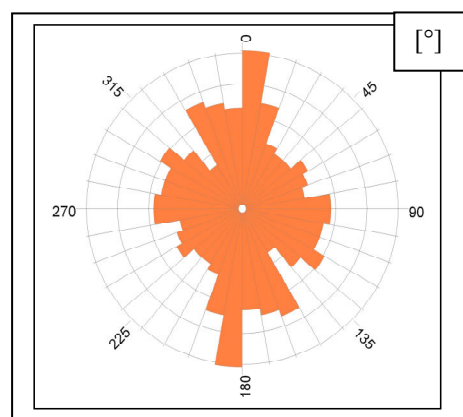


Abb. D.13: Richtungsanalyse der kartierten Lineamente für Schleswig-Holstein.

Orientierung der tektonischen Störungen (vgl. Kap.D.4.) und Salzstrukturen (vgl. Kap. D.5.) auf Basis des „Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland“ (Baldschuhn *et al.* 1996) bestätigt wird (**Abb. D.13**). Alle anderen Richtungen sind gleichmässig verteilt.

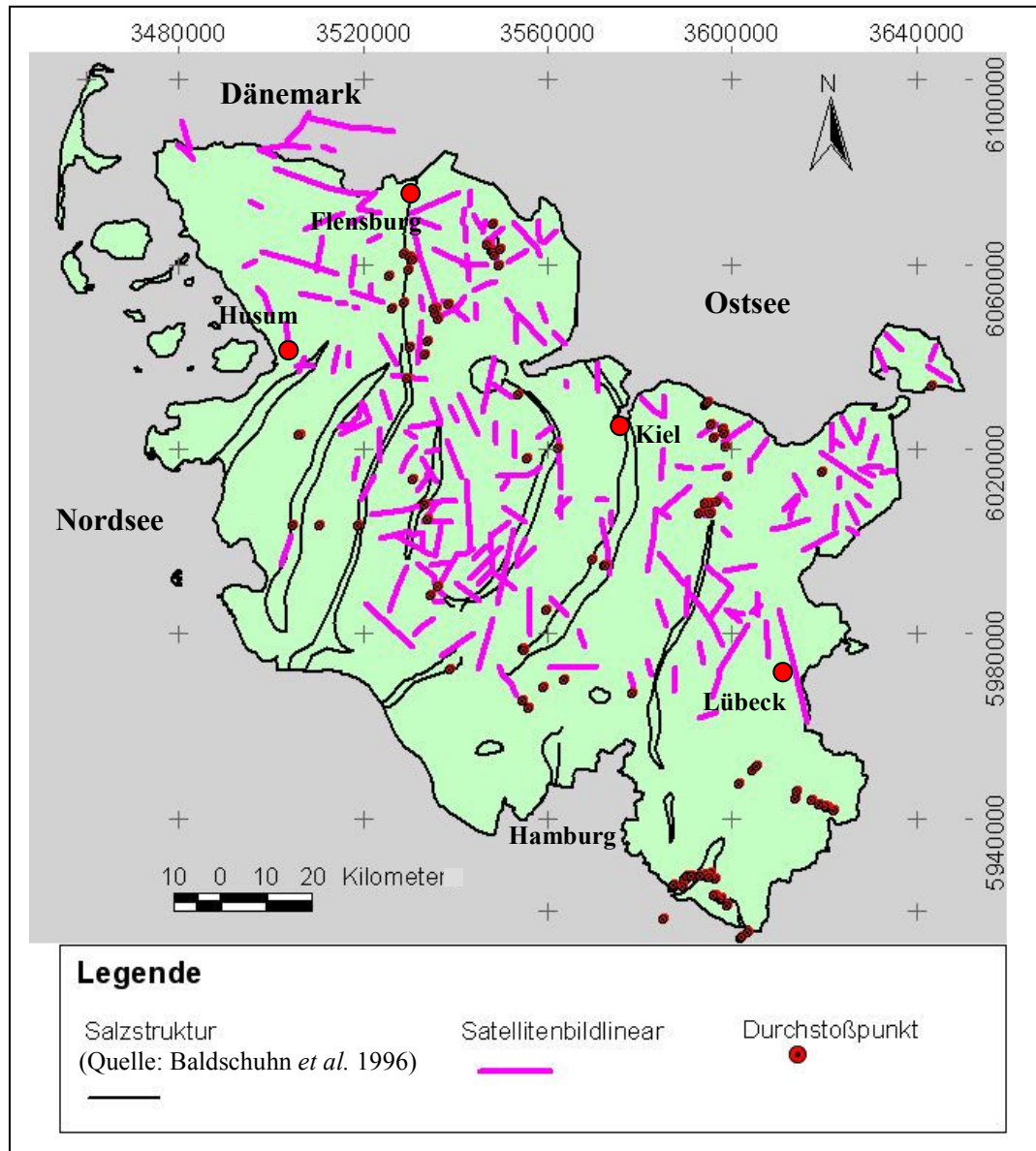


Abb. D.14: Geometrischer Vergleich zwischen kartierten Satellitenbildlinearen und Durchstoßpunkten

Der geometrische Vergleich zwischen der Lage von kartierten Satellitenbildlinearen und der Lage von Durchstoßpunkten der projizierten oberflächennahen Störungen zeigt in mehreren Bereichen eine Übereinstimmung (**Abb. D.14**). Besonders in den Bereichen Sterup (**Abb. D.15**), Tellingstedt und Plön Nord (**Abb. D.16**) stimmen jeweils mehrere Durchstoßpunkte mit der räumlichen Erstreckung kartierter Satellitenbildlineare überein (vgl. Kap. E.1. & Kap.

E.4.). Demnach bestätigen die kartierten Satellitenbildlineare in diesen Bereich das Ausstreichen der projizierten oberflächennahen Störungen und somit deren rezente Aktivität.

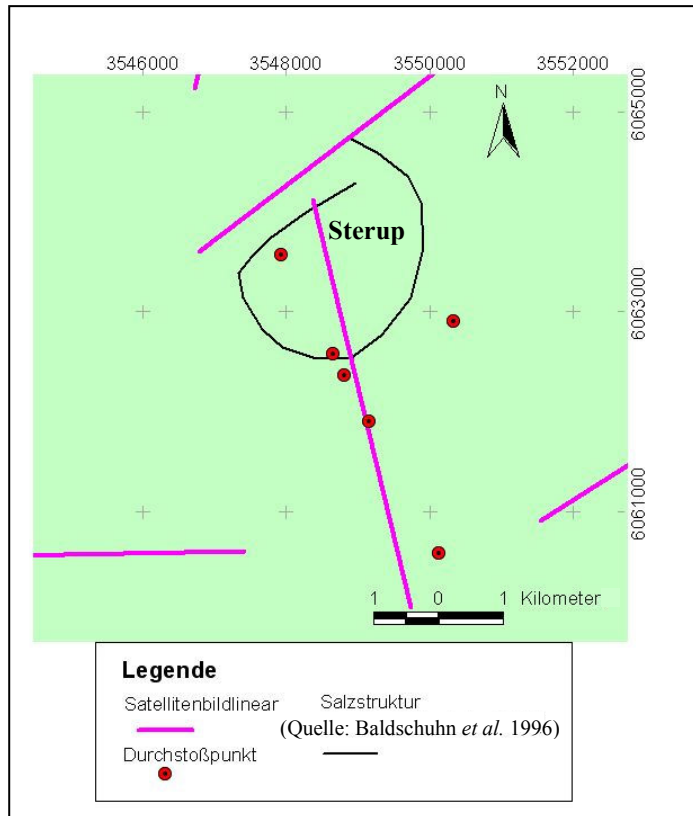


Abb. D.15: Satellitenbildlineare, Salzstrukturen und Durchstoßpunkte im Gebiet Sterup

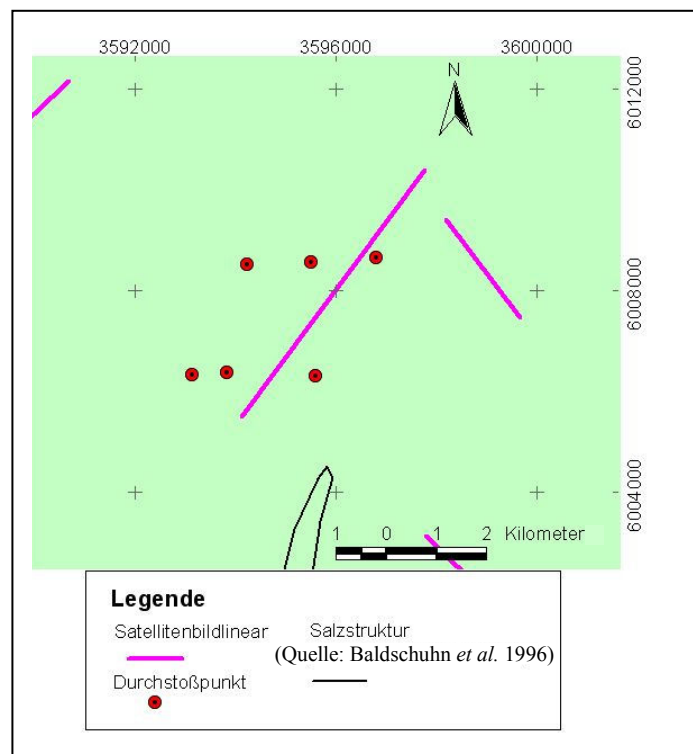


Abb. D.16: Satellitenbildlineare, Salzstrukturen und Durchstoßpunkte im Gebiet Plön

Abb. D.17 zeigt die Quantifizierung der kartierten Lineamente. Insgesamt wurde 1518 Detektionszellen (=1518 km²) ein Bewegungspotenzial zugewiesen. Da die Lineare untereinander nicht differenzierbar sind, wurde allen Detektionszellen die maximale Anzahl von 15 Punkten zugeteilt.

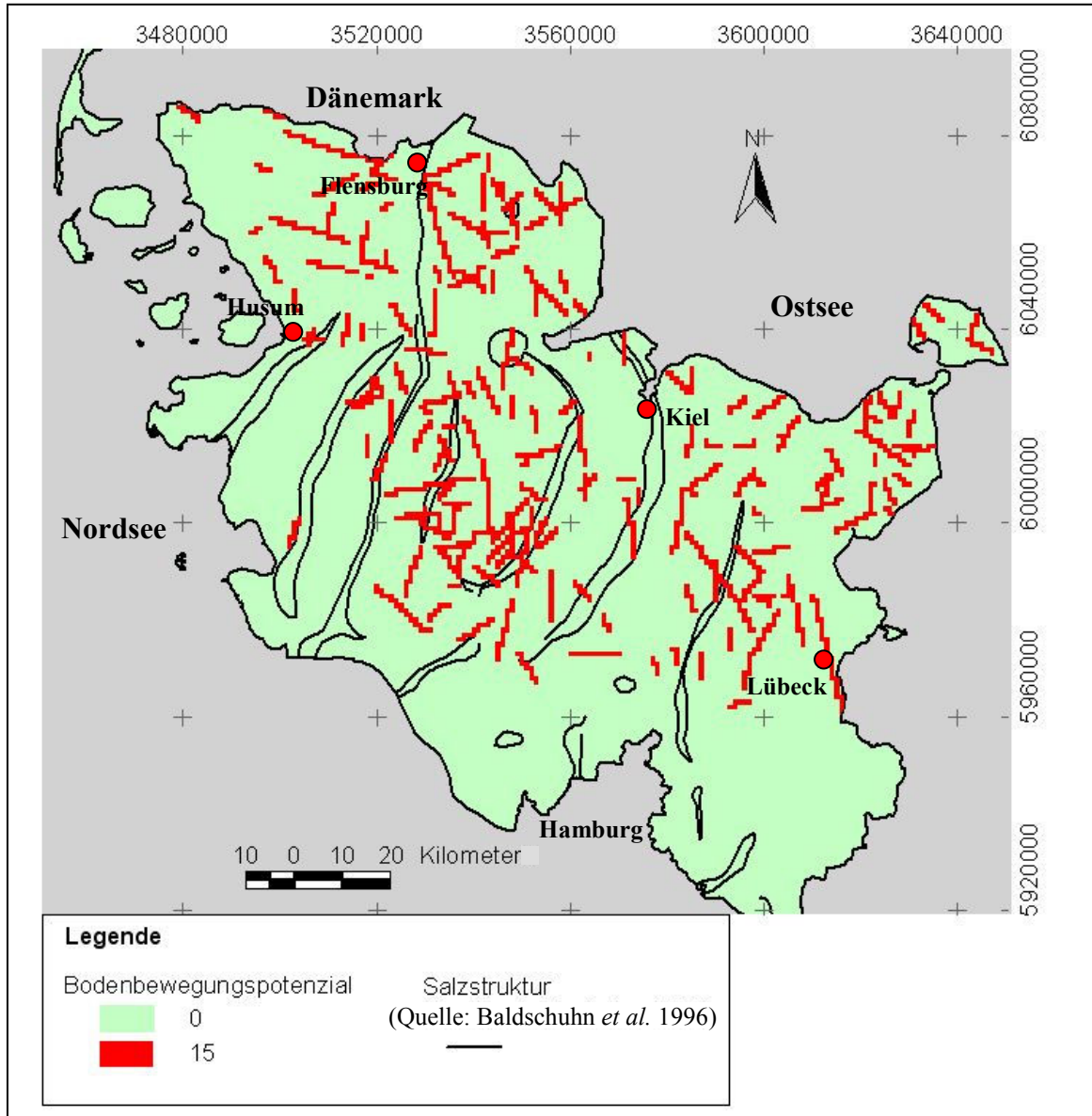


Abb. D.17: Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen auf Basis des Parameters „Lineamentkartierung“

D.4. Tektonische Störungen

Die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen auf Basis des Parameters „tektonische Störungen“ in Schleswig-Holstein beruht auf den Daten des geotektonischen Atlas von NW-Deutschland (Baldschuhn *et al.* 1996). Der Atlas ist untergliedert in insgesamt 14 Stockwerke von der Basis Zechstein bis zur Basis Mittelmiozän (**Tab. D.3**). Jedes einzelne Stockwerk beinhaltet detaillierte Informationen bezüglich Anzahl, Erstreckung, Art und Orientierung von tektonischen Störungen.

Kürzel	Geologischer Horizont	Anzahl Blätter	Schicht-Numerierung
tmiR	Basis Mittelmiozän bis Pliozän	5	(Schicht-Nr. 10)
tmiu	Basis Untermiozän	5	(Schicht-Nr. 12)
tolm-tolo	Basis Mitteloligozän bis Oberoligozän	5	(Schicht-Nr. 15)
teom-tolu	Basis Mitteleozän bis Unteroligozän	5	(Schicht-Nr. 18)
tpao-teou	Basis Oberpaläozän bis Untereozän	5	(Schicht-Nr. 20)
kro	Basis Oberkreide	5	(Schicht-Nr. 30)
kru	Basis der marinen Unterkreide	5	(Schicht-Nr. 40)
jo+Wd	Basis Oberjura und „Wealden“	4	(Schicht-Nr. 60)
jm	Basis Dogger	5	(Schicht-Nr. 70)
ju	Basis Lias	5	(Schicht-Nr. 80)
k	Basis Keuper	5	(Schicht-Nr. 90)
so+m	Basis Röt und Muschelkalk	5	(Schicht-Nr. 100)
su+sm	Basis Unterer und Mittlerer Buntsandstein	5	(Schicht-Nr. 110)
z	Basis Zechstein	5	(Schicht-Nr. 120)

Tab. D.3: Übersicht der einzelnen Horizonte des „Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland“

Die Störungen jedes Horizontes wurden als separater Datensatz in dem GIS „Bodenbewegungspotenziale“ abgelegt (vgl. Kap. I.2.). Von der Basis Zechstein bis zur Basis Mittelmiozän wurden für den Bereich Schleswig-Holstein 1971 Störungen kartiert, bei denen es sich ausschließlich um Abschiebungen handelt (**Abb. D.18**).

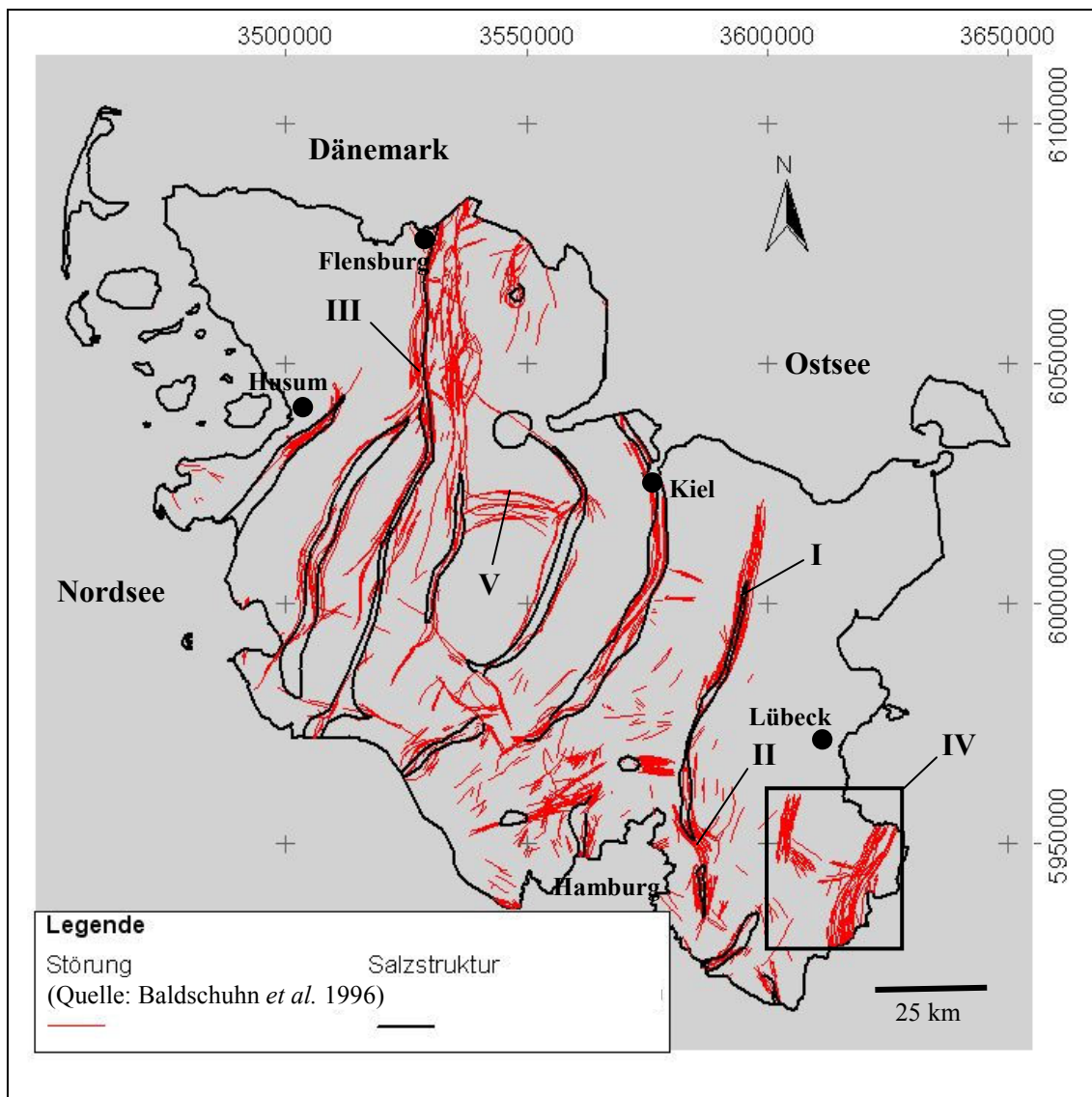


Abb. D.18: Übersicht tektonischen Störungen von der Basis Zechstein bis zur Basis Mittelmiozän für Schleswig-Holstein (Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996)

Die meisten Störungen wurden an der Basis Zechstein (266/13,49%), an der Basis Oberpaläozän (228/11,57%), sowie an der Basis Oberkreide (197/9,99%) kartiert. Aufgrund großflächiger Erosion und daraus resultierenden Schichtlücken wurden an der Basis Oberjura (26/1,32%) und an der Basis Dogger (30/1,52%) am wenigsten Störungen kartiert (vgl. Tab. D.5). Die Anzahl der kartierten Störungen nimmt nicht konstant vom tiefsten Stockwerk zum höchsten Stockwerk ab. Während an der Basis Zechstein 266 Abschiebungen lokalisiert wurden, finden sich an der Basis Buntsandstein lediglich 112 Abschiebungen. Im Vergleich zur Basis Buntsandstein weisen alle Stockwerke des Tertiärs, mit Ausnahme der Basis Mittelmiozän, eine höhere Anzahl von lokalisierten Störungen auf. Demnach gibt es besonders seit dem Tertiär eine Neuanlage bzw. Reaktivierung von Störungsbahnen, die sich

teilweise bis in den oberflächennahen Bereich erstrecken und nicht in direkter Verbindung zu Störungen stehen, die in tieferen Stockwerken an gleicher Stelle kartiert wurden.

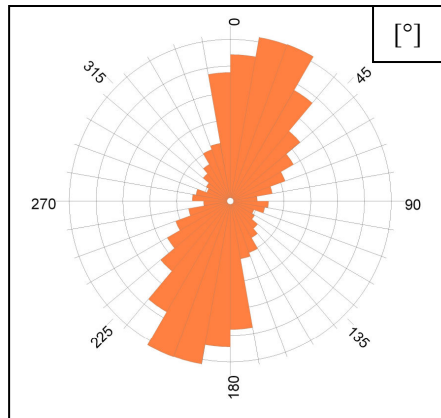


Abb. D.19: Richtungsanalyse aller Störungen des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland für das Gebiet Schleswig-Holstein

Der größte Teil der Störungen konzentriert sich in weitläufigen Störungszonen, die wiederum überwiegend an Salzstrukturen gekoppelt sind. So befinden sich die Hauptstörungszonen östlich der Salzmauer Plön (Abb. D.18 I), im Bereich der Salzmauer Siek/Segeberg (Abb. D.18 II), sowie im Bereich der Salzmauer Tellingstedt (Abb. D.18 III). Im Südosten des Projektgebietes befinden sich zwei Störungszonen, die außerhalb des Ausdehnungsgebietes von Salzstrukturen lokalisiert sind (Abb. D.18 IV). Weiterhin erstreckt sich eine E-W streichende Störungszone im Zentrum Schleswig-

Holsteins außerhalb des Ausdehnungsbereichen von Salzstrukturen (Abb. D.18 V). Die Auswertung aller Störungen bezüglich Ihrer Orientierung zeigt, dass eine NNE-SSW gerichtete Hauptorientierung dominiert (**Abb. D.19**).

Die Punktevergabe für die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen auf Basis des Parameters „tektonische Störungen“ erfolgt analog **Tab. D.4**. Von der Basis Zechstein bis zur Basis Marine Unterkreide wird der Detektionszelle im Falle eines zutreffenden Kriteriums jeweils ein Punkt zugeordnet. Von der Basis Oberkreide bis zur Basis Mittelmiozän/Pliozän werden der Detektionszelle jeweils zwei Punkte zugeordnet. Die höhere Einzelpunktezahl in den oberen Horizonten entspricht dem höheren Bewegungspotenzial, das von dort lokalisierten Störungen ausgeht. Die maximale Anzahl von 20 Punkten für eine Detektionszelle ist erreicht, wenn sich innerhalb der Zelle Störungen in allen 14 Horizonten des „Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland“ lokalisieren lassen.

Basis: "Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland" (1996)

Kriterium: Tektonische Störung je Horizont

Verteilung Punkte:	1	2	3	4	5	7	8	10	12	14	15	16	20	25	total
Horizont z	x														
Horizont su+sm	x														
Horizont so+m	x														
Horizont k	x														
Horizont ju	x														
Horizont jm	x														
Horizont jo+Wd	x														
Horizont kru	x														
Horizont kro		x													
Horizont tpaeo-teou		x													
Horizont teom-tolu		x													
Horizont tolm-tolo		x													
Horizont tmiu		x													
Horizont tmiR		x													
															max. 20 Punkte

Tab. D.4: Punkteverteilung für Parameter „tektonische Störungen“

Von der Basis Zechstein bis zur Basis Mittelmiozän wurde insgesamt 10302 Detektionszellen ein Bewegungspotenzial zugewiesen. Mit 1570 betroffenen Zellen (=1570 km²) ist die Basis Zechstein am stärksten durch Störungen geprägt. Es folgen die Basis Oberkreide mit 1295 betroffenen Zellen, die Basis Marine Unterkreide und Basis Oberpaläozän mit jeweils 1202 betroffenen Zellen, sowie die Basis Mitteleozän mit 816 betroffenen Zellen. Aufgrund der zuvor bereits erwähnten Schichtlücken ist die Anzahl der betroffenen Detektionszellen an der Basis Dogger (64 Zellen) und an der Basis Oberjura (56 Zellen) am geringsten (**Tab. D.5**). Durch die Mehrfachdetektion einzelner Zellen reduziert sich die Gesamtfläche auf 3949 Detektionszellen, was einem Flächenanteil von 23,74% entspricht.

Geologischer Horizont	Anzahl Störungen	Anteil in % von 100	Anzahl Detektionszellen	Anteil in % von 100
Basis Mittelmiozän bis Pliozän	74	3,75%	525	5,12%
Basis Untermiozän	149	7,56%	725	7,04%
Basis Mitteloligozän bis Oberoligozän	145	7,36%	571	5,50%
Basis Mitteleozän bis Unteroligozän	192	9,74%	816	7,92%
Basis Oberpaläozän bis Untereozän	228	11,57%	1202	11,67%
Basis Oberkreide	197	9,99%	1295	12,57%
Basis der marinen Unterkreide	175	8,88%	1202	11,68%
Basis Oberjura und „Wealden“	26	1,32%	56	0,54%
Basis Dogger	30	1,52%	64	0,62%
Basis Lias	105	5,33%	265	2,57%
Basis Keuper	150	7,62%	799	7,76%
Basis Röt und Muschelkalk	122	6,19%	581	5,64%
Basis Buntsandstein	112	5,68%	631	6,12%
Basis Zechstein	266	13,49%	1570	15,25%
	1971	100,00%	10302	100,00%

Tab. D.5: Übersicht über auftretende Störungen in den jeweiligen Horizonten des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland und daraus resultierende Bewegungspotenziale für das Gebiet Schleswig-Holstein

Maximale Punktezah	Anzahl Zellen	Maximale Punktezah	Anzahl Zellen
20	0	10	122
19	0	9	110
18	0	8	140
17	1	7	170
16	9	6	242
15	11	5	253
14	22	4	406
13	48	3	513
12	61	2	675
11	53	1	1113

Tab. D.6: Übersicht über erreichte Punktezah/Zelle

Der höchste Wert von 17 Punkten (= 85% der maximal erreichbaren Punktzahl) wurde für lediglich eine Detektionszelle ermittelt. 16 Punkte wurden für insgesamt 9 Detektionszellen ermittelt, 15 Punkte für 11 Detektionszellen. Die höchsten Punktzahlen konzentrieren sich im Bereich nordöstlich von Hamburg, im Bereich der Salzstöcke Sievershütten/Segeberg (Abb. D.20 I). Weiterhin befindet sich im Bereich der

Salzmauer Oldensworth ein zusammenhängendes Feld von Detektionszellen, deren maximaler Wert bei 15 Punkten liegt (Abb. D.20 II). Erst bei einer Anzahl von 14 Punkten ist

eine größere Streuung der Detektionszellen zu beobachten (vgl. Abb. D.20). Bis zu einer Anzahl von 10 Punkten konzentrieren sich die entsprechenden Zellen in den zuvor beschriebenen Störungszonen (vgl. Abb. D.18). Mit 1113 Zellen ist der zugeordnete Wert von einem Punkt am häufigsten vertreten (**Tab. D.6**).

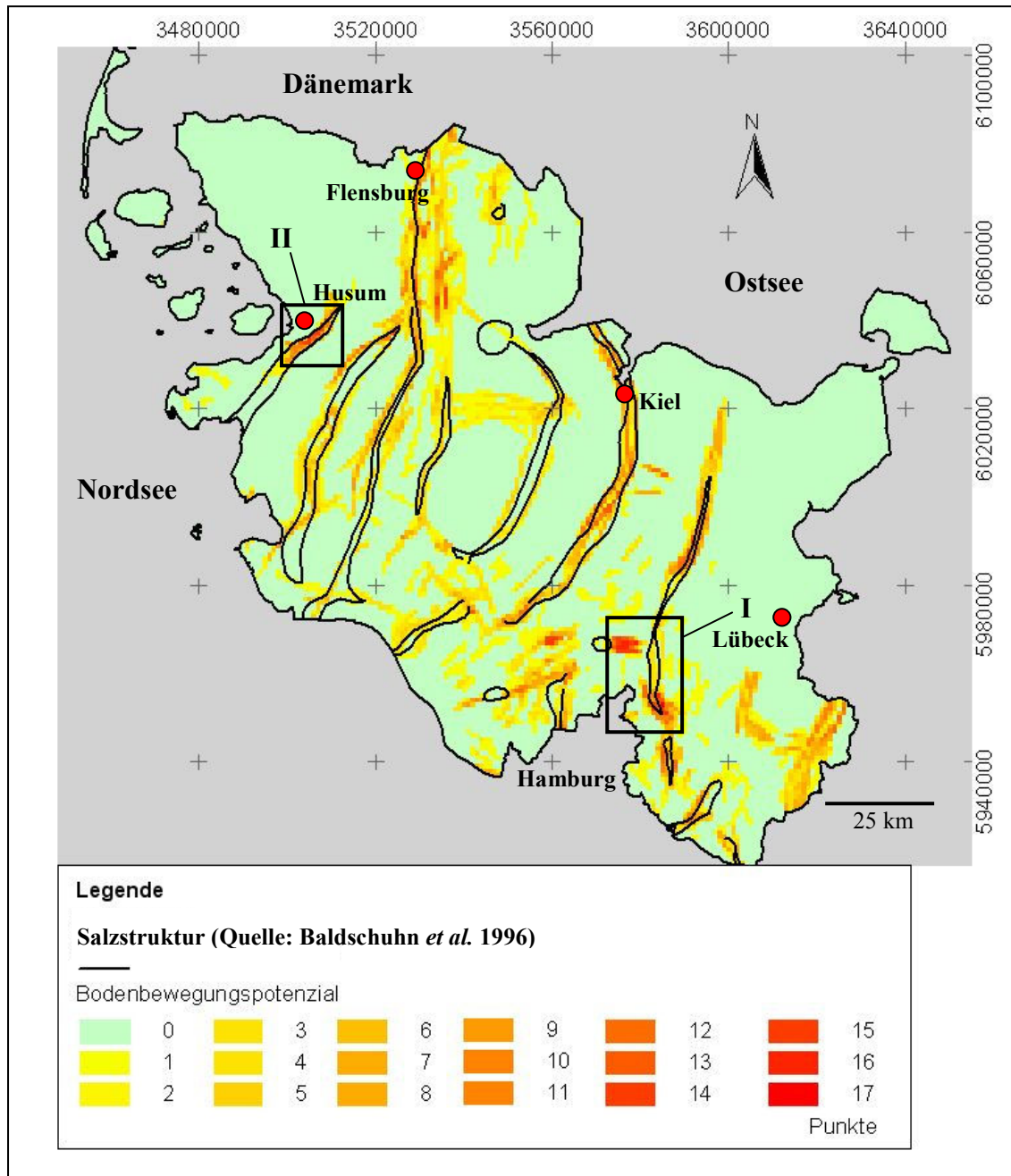


Abb. D.20: Übersichtskarte für die ermittelten Bewegungspotenziale auf Basis des Parameters „tektonische Störungen“ für das Gebiet Schleswig-Holstein; Gebiete: I = Sievershütten/Segeberg, II = Oldensworth

D.5. Salzdiapire – Salzmauern - Salzdome

Die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen auf Basis des Parameters „Salzstrukturen“ basiert ebenfalls auf den Daten des „Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland“ (Baldschuhn *et al.* 1996) und erfolgte analog dem Vorgehen bei den tektonischen Störungen (vgl. Kap. D.4.). Da die Salzumrisse in den höheren Horizonten teilweise nicht mehr eindeutig lokalisierbar waren, wurden zur Vervollständigung solcher Strukturen die Ausbißlinien des jeweiligen Horizonts hinzugezogen, sofern das Ausbeißen auf das Vorhandensein von Salzstrukturen zurückgeführt werden konnte. Die Quantifizierung der Bewegungspotentiale des Parameters „Salzstrukturen“ basiert auf der Stapelung aller verfügbaren Horizonte.

Basis "Salzstrukturen" nach "Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland" (1996)													
Kriterium: Salzstrukturen im jeweiligen Horizont (14 Horizonte)													
Verteilung Punkte:	1	2	3	4	5	10	12	14	15	16	20	25	total
Horizont z	x												
Horizont su+sm	x												
Horizont so+m	x												
Horizont k	x												
Horizont ju	x												
Horizont jm	x												
Horizont jo+Wd	x												
Horizont kru	x												
Horizont kro	x												
Horizont tpaeo-teou	x												
Horizont teom-tolu	x												
Horizont tolm-tolo	x												
Horizont tmiu	x												
Horizont tmiR	x												
obere 500 m			x										
Randsenke	x												
Top Diapir			x										
													max. 20 Punkte

Tab. D.7: Punkteverteilung für den Parameter „Salzstrukturen“

Für jeden Horizont wird der entsprechenden Detektionszelle ein Punkt zugeordnet, sofern diese von der räumlichen Ausdehnung der Salzstruktur erfasst wird. Das Minimum von einem Punkt bedeutet, dass sich die Lage der Detektionszelle nur in einem von 14 Horizonten mit der Lage einer Salzstruktur überschneidet. Überschneidet sich die Lage der Detektionszelle in allen 14 Horizonten mit der Lage einer Salzstruktur, so addiert sich die Punktzahl auf 14. Die maximale Punktzahl von 20 Punkten für eine Detektionszelle ist erreicht, wenn die Salzstruktur über alle 14 Ebenen innerhalb einer Detektionszelle

lokalisierbar ist und zusätzlich im oberflächennahen Bereich (obere 500 m) das Top des Diapirs ausbildet (**Tab. D.7**). Da die Aufstiegshöhe der Salzstrukturen im Rahmen dieser Arbeit nicht flächendeckend untersucht werden konnte, wurden für die Kriterien obere 500 m, Randsenke und Top Diapir keine Punkte vergeben. Die Auswertung beruht auf den im Rahmen des „Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland“ dokumentierten Salzstrukturen (Baldschuhn *et al.* 1996).

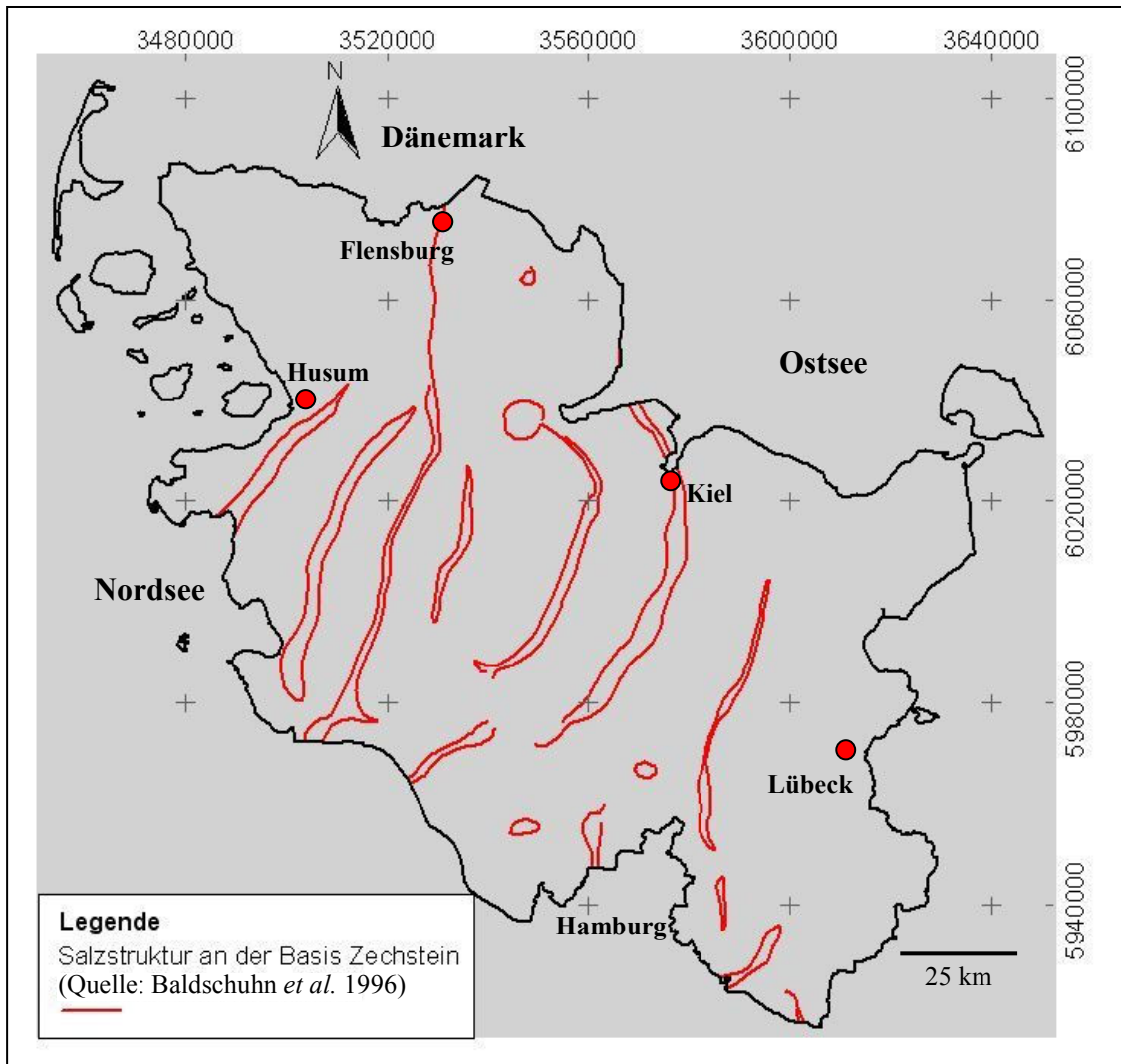


Abb. D.21: Räumliche Erstreckung der Salzstrukturen an der Basis Zechstein (rot) (Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996)

Die Salzstrukturen an der Basis Zechstein erstrecken sich in Schleswig-Holstein über eine Gesamtfläche von 2005 km². Dabei dominieren 9 große Salzmauern mit Längen von bis zu 100 km und mehr (**Abb. D.21**). Das die Salzstrukturen aufbauende Material besteht aus permischen Ablagerungen, die ab der Trias zusammen mit Salzablagerungen aus dem Zechstein aufsteigen. Innerhalb der Mauern bilden permische Salze zumeist den Kernbereich aus, während die Salze des Zechsteins den Kernbereich ummanteln (Plein 1995).

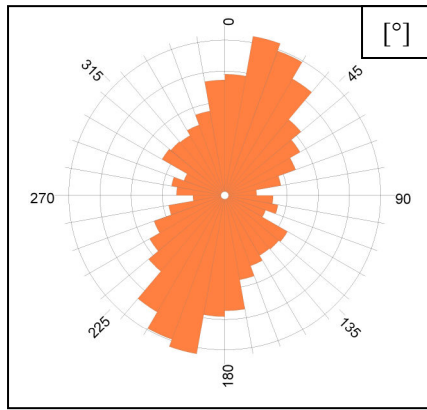


Abb. D.22: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Zechstein

Die Richtungsanalyse zeigt ein deutliches, NNE-SSW orientiertes, Streichen und bestätigt damit die Hauptorientierung der tektonischen Störungen der Basis Zechstein (**Abb. D.22**). Die Richtungsanalysen der Stockwerke Basis Buntsandstein, Basis Röt/Muschelkalk, Basis Lias, Basis Keuper, Basis Oberpaläozän und der Basis Miozän zeigen ebenfalls ein dominierendes SSW-NNE Streichen (vgl. Kap. I.3.). Demgegenüber zeigt die Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Oberjura eine überwiegend NW-SE gerichtete Orientierung. An der Basis Dogger dominieren die Richtungen NNW-SSE und NNE-SSW. Sowohl an der Basis marine Unterkreide, wie auch an der Basis Oberkreide ist keine dominierende Orientierung festzustellen (vgl. Kap. I.3.).

Die Salzstrukturen an der Basis Oberpaläozän erstrecken sich nach dem „Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland“ (Baldschuhn *et al.* 1996) im Projektgebiet Schleswig-Holstein über eine Fläche von 1391 km². **Abb. D.24** zeigt neben den Salzumrissen auch die Ausbißlinien an der Basis Oberpaläozän, die auf Salzaufstieg zurückzuführen sind. Die Richtungsanalyse zeigt erneut eine deutliche SSW-NNE Orientierung (**Abb. D.23**). Die Salzstrukturen der weiteren tertiären Stockwerke können aufgrund ihrer geringen räumlichen Ausdehnung geometrisch nicht aussagekräftig analysiert werden.

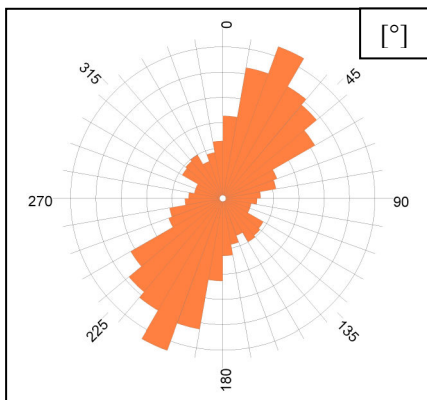


Abb. D.23: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Oberpaläozän

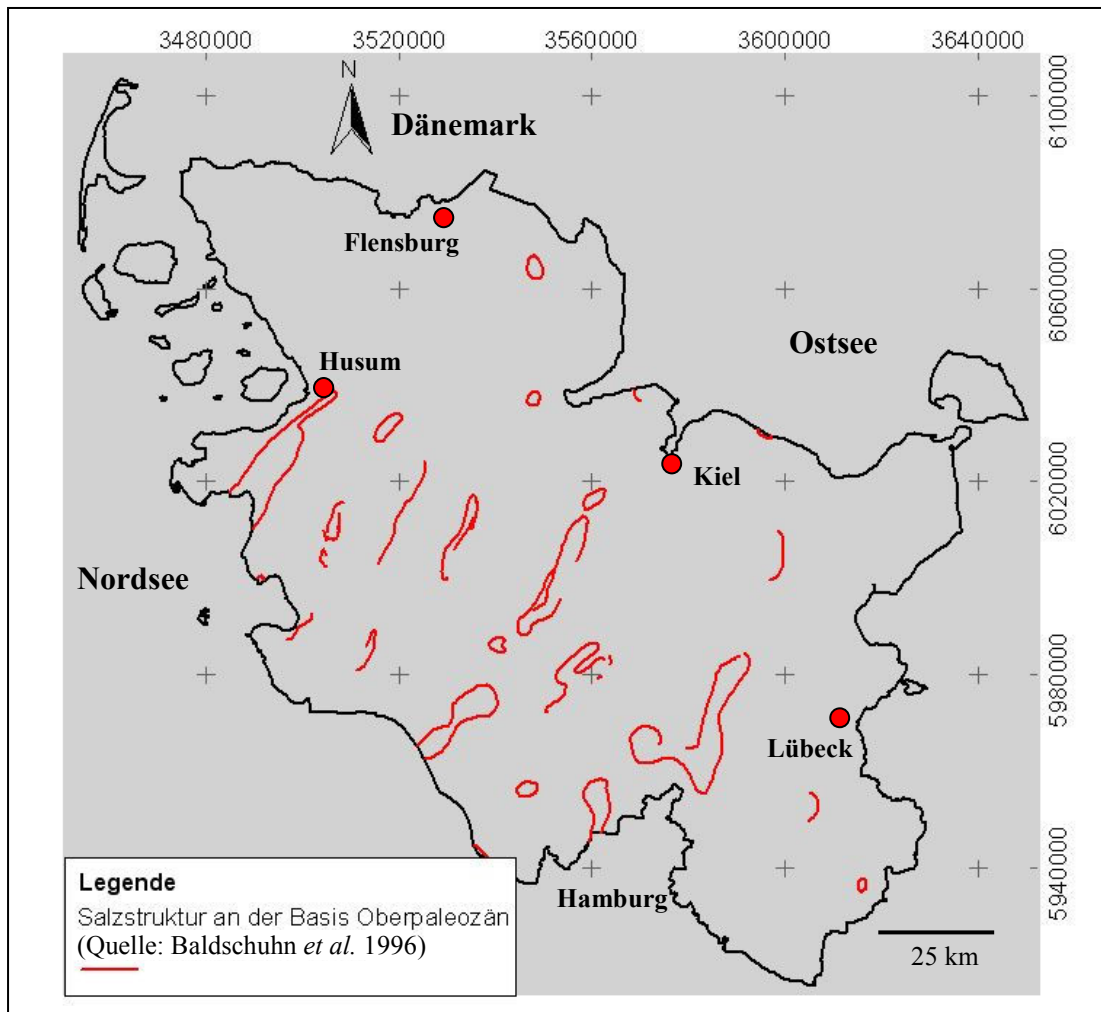


Abb. D.24: Räumliche Erstreckung der Salzstrukturen an der Basis Oberpaläozän (rot) (Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996)

Die Quantifizierung der durch Salzstrukturen von der Basis Zechstein bis zur Basis Mittel Miozän verursachten Bodenbewegungspotenziale zeigt, dass über alle 14 Stockwerke des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland insgesamt 11200 Detektionszellen ein Bewegungspotenzial aufweisen. Mit 2352 betroffenen Zellen (=2352 km²) ist die Basis Röt und Muschelkalk am stärksten durch Salzstrukturen geprägt. Es folgen die Basis Keuper mit 1985 betroffenen Zellen, die Basis Buntsandstein mit 1788 betroffenen Zellen und die Basis Zechstein mit jeweils 1698 betroffenen Zellen (**Tab. D.8**). Durch Mehrfachdetektionen und daraus resultierender Stapelung reduziert sich die von Bodenbewegungspotenzial betroffene Gesamtfläche auf 3376 Detektionszellen, was einem Flächenanteil von 20,31% entspricht.

Geologischer Horizont	Anzahl von Salzstrukturen betroffenen Detektionszellen
Basis Mittelmiozän bis Pliozän	13
Basis Untermiozän	115
Basis Mitteloligozän bis Oberoligozän	8
Basis Mitteleozän bis Unteroligozän	76
Basis Oberpaläozän bis Untereozän	1101
Basis Oberkreide	364
Basis der marinen Unterkreide	570
Basis Oberjura und „Wealden“	77
Basis Dogger	318
Basis Lias	735
Basis Keuper	1985
Basis Röt und Muschelkalk	2352
Basis Buntsandstein	1788
Basis Zechstein	1698
	11200

Tab. D.8: Übersicht über auftretende Salzstrukturen in den jeweiligen Horizonten des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland und daraus resultierende Bewegungspotenziale für das Projektgebiet Schleswig-Holstein

Die höchste Anzahl von 15 Punkten (= 75%) wurde bei vier Detektionszellen erreicht (= 4km²), die sich alle im Bereich der Salzmauer Segeberg befinden (**Abb. D.25 XI**). 15

Maximale Punktezahl	Anzahl Zellen	Maximale Punktezahl	Anzahl Zellen
20	0	10	22
19	0	9	156
18	0	8	69
17	0	7	124
16	0	6	364
15	4	5	399
14	0	4	523
13	15	3	297
12	2	2	541
11	45	1	815

Tab. D.9: Übersicht über erreichte Punktezahl/Zelle

Detektionszellen erreichen 13 Punkte. Sie konzentrieren sich auf die Salzstrukturen Oldensworth (**Abb. D.25 I**) und Segeberg. 12 und 11 Punkte wurden für 47 Detektionszellen im Bereich der Salzstrukturen Sievershütten (**Abb. D.25 VII**) Oldensworth und Segeberg erreicht. Bei einer Anzahl von 10 Punkten setzt eine Streuung von Detektionszellen, wobei sich 16 Detektionszellen im Bereich des Salzstockes Sterup (**Abb. D.25 XV**)

konzentrieren. Die höchste Anzahl von Detektionszellen wurde mit dem Wert ein Punkt belegt (815 Zellen, vgl. **Tab. D.9**). Die Untersuchungen zeigen, dass im Bereich der Salzstrukturen Oldensworth, Segeberg und Sterup die höchsten Bodenbewegungspotenziale auftreten. Die Salzmauern Oldensworth und Segeberg haben erst im Tertiär bzw. Quartär den betreffenden stratigraphischen Horizont durchbrochen (Jaritz 1973), womit die dort ermittelten Bodenbewegungspotenziale jüngste Prozesse widerspiegeln.

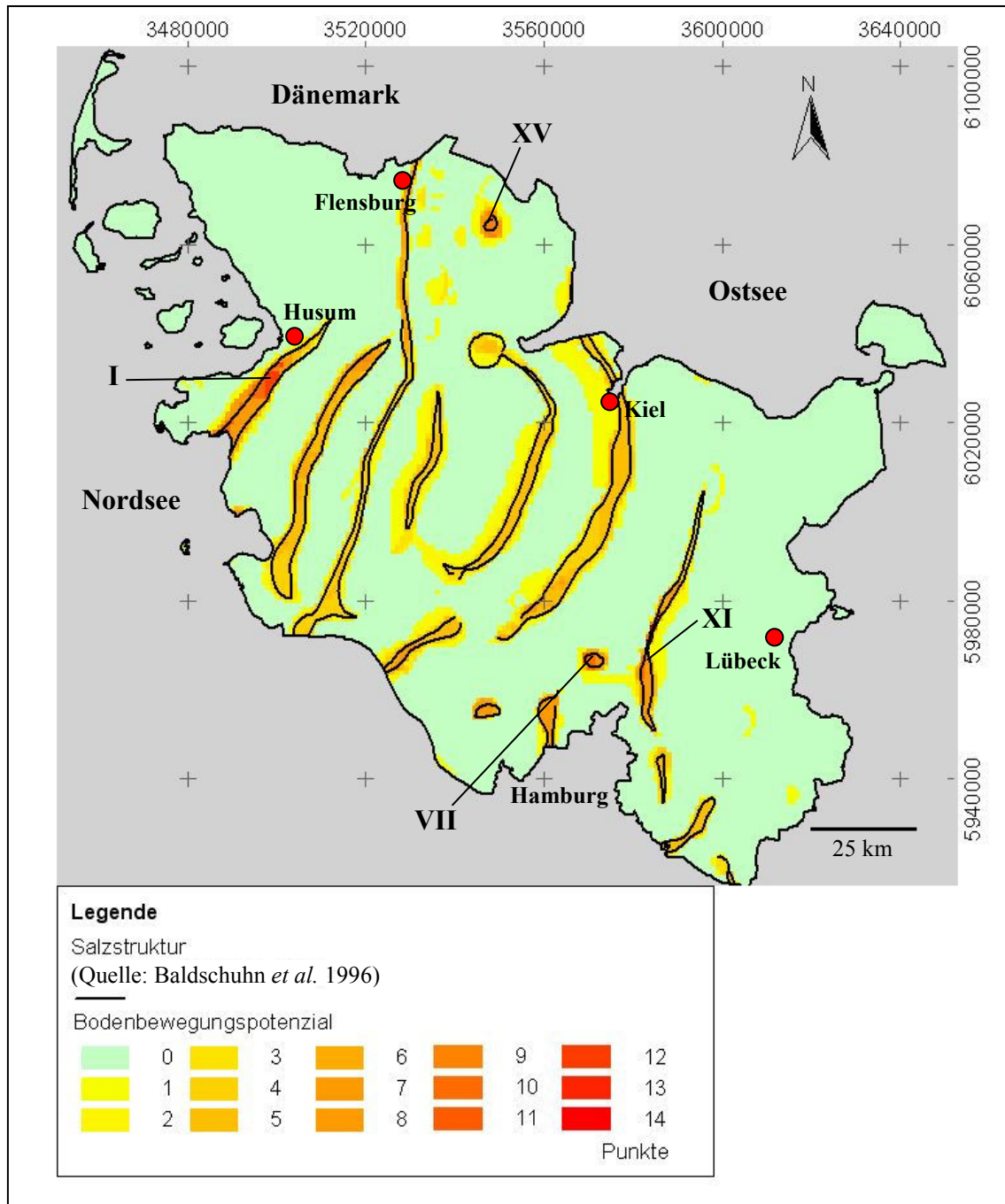


Abb. D.25: Übersichtskarte für die ermittelten Bewegungspotenziale auf Basis des Parameters „Salzstrukturen“ für das Gebiet Schleswig-Holstein;
 Salzstrukturen: I = Oldensworth, VII = Sievershütten, XI = Segeberg/Plön, XV = Sterup

D.6. Elsterzeitliche Rinnen

Die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen auf Basis des Parameters „elsterzeitliche Rinnen“ (tiefer 100 m) basiert auf der „Karte des präquartären Untergrundes von Schleswig-Holstein“, (Hinsch 1991). Nach dem scannen und georeferenzieren der Karte wurden die Rinnen manuell mit dem GIS-Programm ArcView 3.3 in einen separaten Vektordatenlayer überführt und in das GIS Bodenbewegungspotenziale integriert.

Die Quantifizierung beruht dabei auf der räumlichen Ausdehnung der Rinnen innerhalb des Detektionsnetzes. In Bezug auf die Punktevergabe wird aufgrund der Ergebnisse der geometrischen Analyse oberflächennaher Störungen zwischen dem Zentrum einer Rinne und dem Randbereich einer Rinne differenziert (vgl. Kap. D.2.). Weiterhin wird die Rinnentiefe berücksichtigt (**Tab. D.10**). Das Bewegungspotenzial wird im Zentrum einer mehr als 100 m tiefen elsterzeitlichen Rinne mit der maximalen Anzahl von 7 Punkten bewertet. Ist die Tiefe der Rinne < 100 m, so wird der entsprechenden Detektionszelle ein Punkt zugeordnet. Im Randbereich einer elsterzeitlichen Rinne werden der korrespondierenden Detektionszelle zwei Punkte zugeordnet (vgl. Tab. D.10). Die, im Vergleich zu allen anderen Parametern, geringe maximale Punktzahl ist auf das, in Bezug auf die große räumliche Ausdehnung der elsterzeitlichen Rinnen in Schleswig-Holstein, nur untergeordnete Auftreten von tektonischen Störungen in diesen Bereichen zurückzuführen.

Basis "Elsterzeitliche Rinnen" nach Karte "Erdöl, Salzstrukturen und Kreidebasis"													
Kriterium: Verlauf und Tiefe von Elsterzeitlichen Rinnen													
Verteilung Punkte:	1	2	3	4	5	7	10	12	14	15	20	25	total
Elsterzeitliche Rinne < 100 m	x												
Elsterzeitliche Rinne > 100 m			x										
Zentraler Rinnenbereich				x									
Randbereich von Rinnen		x											max. 7 Punkte

Tab. D.10: Punktevergabe für Parameter „elsterzeitliche Rinnen“

Mit einer Gesamtfläche von 5160 km² erstrecken sich die elsterzeitlichen Rinnen tiefer 100 m über die gesamte Fläche Schleswig-Holsteins. Über das Auftreten von Rinnen mit geringerer Tiefe wurden keine flächendeckenden Angaben gefunden, so dass ihre geometrische und geostatistische Auswertung hier keine Berücksichtigung findet.

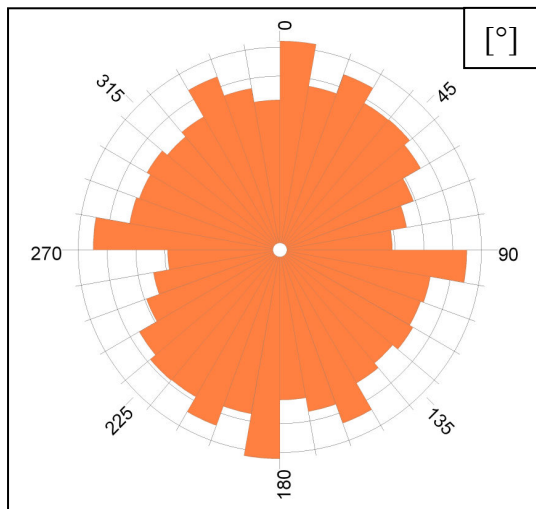


Abb. D.26: Richtungsanalyse der elsterzeitlichen Rinnen tiefer 100 m für das Projektgebiet Schleswig-Holstein

Die Richtungsanalyse der elsterzeitlichen Rinnen zeigt keine dominierende Vorzugsrichtung (**Abb. D.26**). Die ansonsten klar dominierenden ESE-WNW bzw. NNE-SSW gerichteten Orientierungen für tektonische Störungen (vgl. Kap. D.4.) und Salzstrukturen (vgl. Kap. D.5.) in Schleswig-Holstein sind hier nur ansatzweise bestätigt. Ein deutlicher Zusammenhang zwischen Rinnenverlauf und tektonischen Störungen bzw. Salzstrukturen kann somit nicht hergestellt werden. Auch der direkte Vergleich zwischen räumlicher Erstreckung von elsterzeitlichen Rinnen und tektonischen Störungen lässt keinen

generellen Zusammenhang erkennen (**Abb. D.27**). Lediglich vereinzelt sind übereinstimmende Verläufe festzustellen, so im Westen Schleswig-Holsteins (Abb. D.27 I), im Norden (Abb. D.27 II), sowie teilweise im Bereich der Störungszone Plön (Abb. D.27 III).

Die Quantifizierung der Bodenbewegungspotenziale auf Basis des Parameters „elsterzeitliche Rinnen“ (tiefer 100 m) zeigt, dass insgesamt 5160 Detektionszellen von der räumlichen Erstreckung der Rinnen betroffen sind. Dabei entfallen 1395 Detektionszellen (= 1395 km²) auf Rinnenzentren und 3765 Detektionszellen auf Rinnenränder (= 3765 km²). Die geometrische Analyse von oberflächennahen Störungen ergab weiterhin, dass von 104 lokalisierten und projizierten Störungen 24 Störungen (23,07%) in den Bereich von elsterzeitlichen Rinnen fallen, davon 15 in den Bereich von Rinnenzentren (14,42%) und 9 Störungen in den Bereich von Rinnenrändern (8,65%) (vgl. Kap. D.2.).

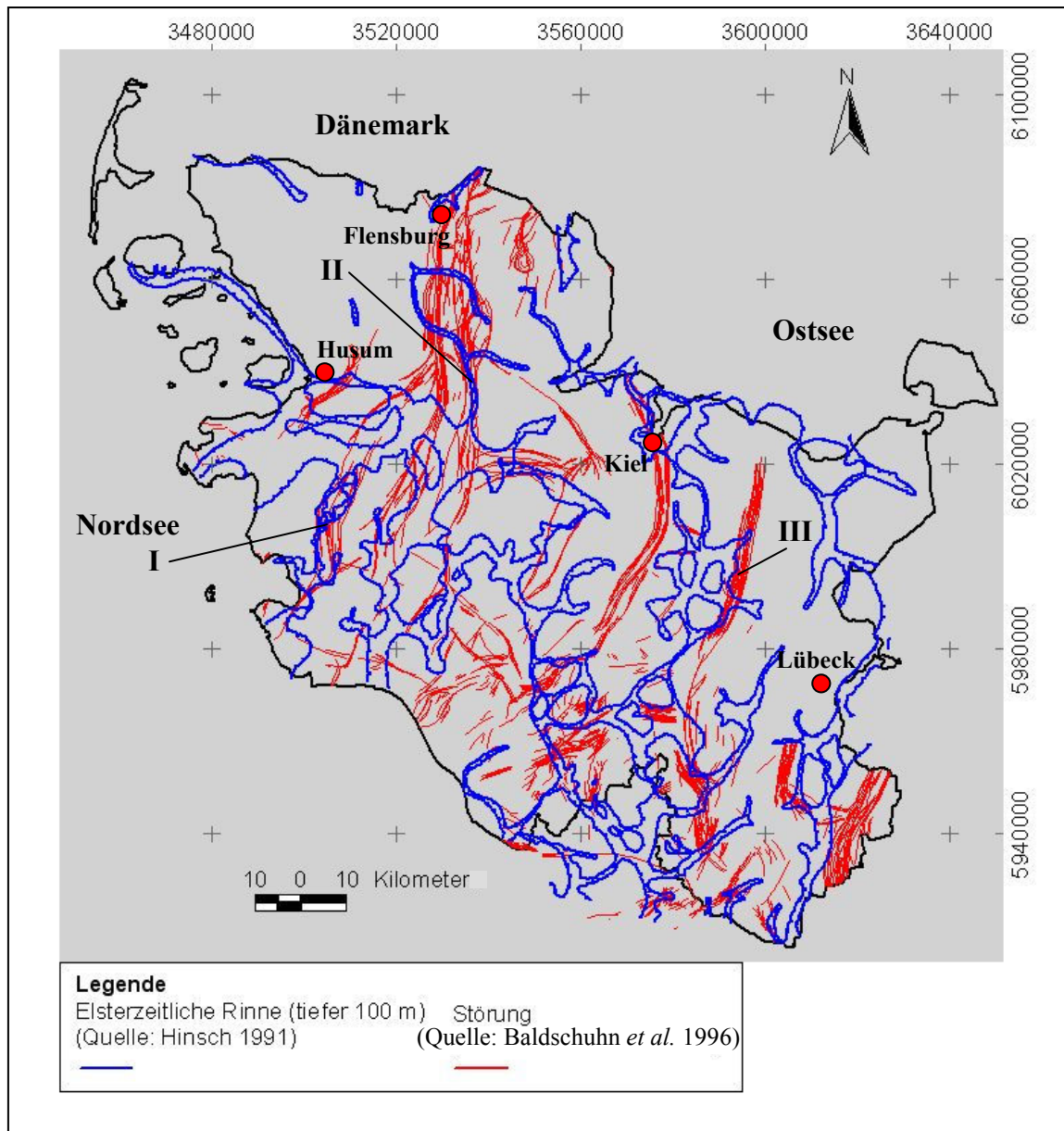


Abb. D.27: Vergleich der räumlichen Erstreckung von elsterzeitlichen Rinnen tiefer 100 m (Quelle: Hinsch 1991) und tektonischen Störungen (Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996)

Das, im Vergleich zur Gesamtfläche der elsterzeitlichen Rinnen, geringe Auftreten von Störungen wird bei der Bestimmung von Bewegungspotenzialen auf Basis des Parameters „elsterzeitliche Rinnen“ berücksichtigt. So ist bei der Quantifizierung eine, im Vergleich zu anderen Parametern, geringe maximale Anzahl von 7 Punkten möglich, die für das Rinnenzentrum einer mehr als 100 m tiefen Rinne vergeben werden (vgl. Tab. D.10). 5 Punkte werden dem Randbereich von elsterzeitlichen Rinnen tiefer 100 m zugeordnet, 5 Punkte dem zentralen Bereich von Rinnen kleiner 100 m und 3 Punkte werden für Randbereiche von Rinnen kleiner 100 m zugeteilt. Aufgrund der Vernachlässigung von Rinnen mit einer Tiefe von weniger als 100 m zeigt **Abb. D.28** das Ergebnis für die

Quantifizierung des Bodenbewegungspotenzials für alle elsterzeitlichen Rinnen tiefer 100 m. Die höchste Konzentration von Detektionszellen mit einer maximalen Punktzahl von 7 Punkten befindet sich im Bereich der weitläufigen Rinnenzentren im Westen Schleswig-Holsteins (Abb. D.28).

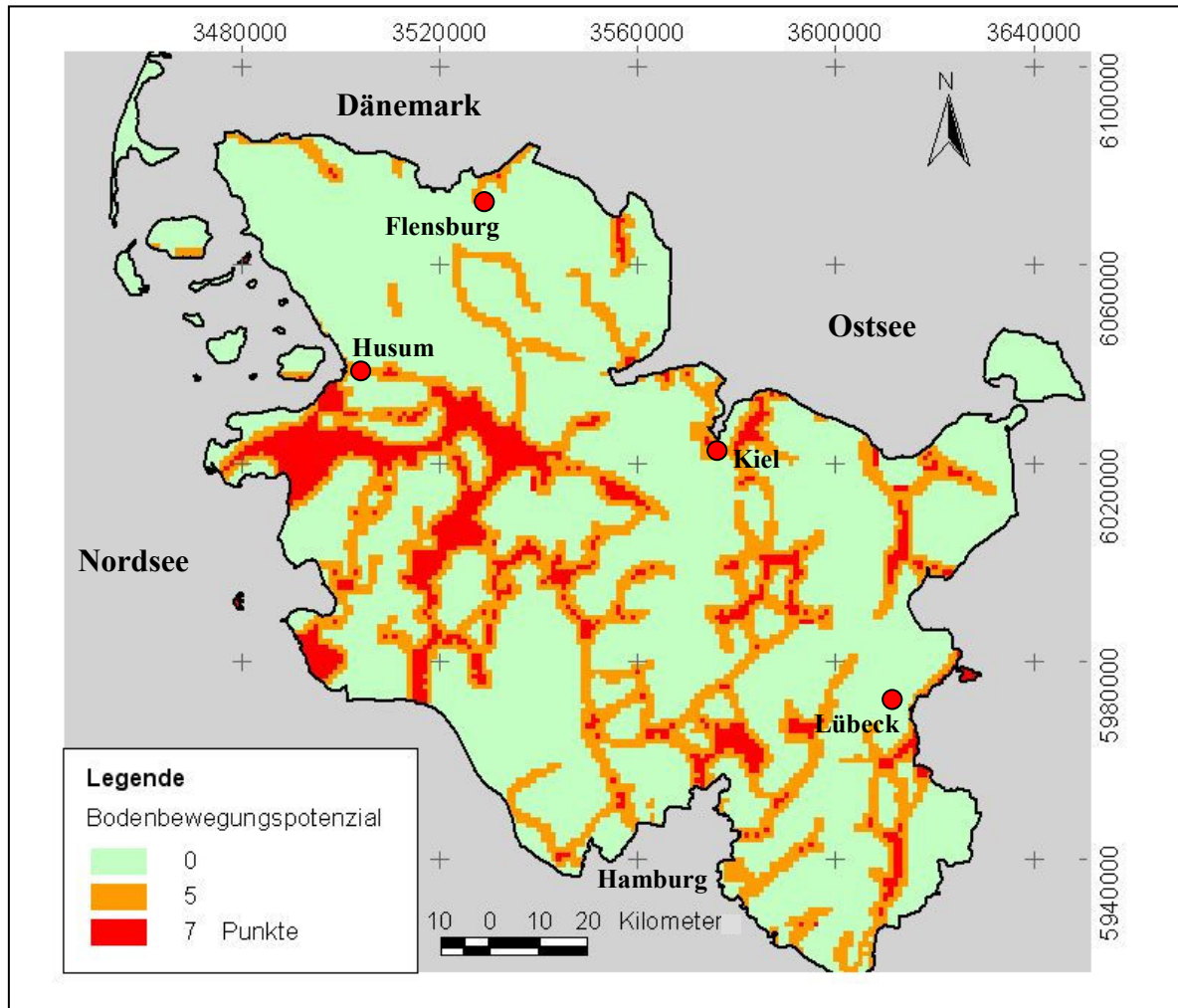


Abb. D.28: Bodenbewegungspotenziale auf Basis des Parameters „elsterzeitliche Rinnen“ für das Gebiet Schleswig-Holstein

D.7 Historische Erdbeben

Erdbebengeographisch wird Schleswig-Holstein (Abb. D.29 roter Rahmen) in die drei Regionen Nord Niedersachsen/Holstein (Abb. D.29 I), Nordost Deutschland (Abb. D.29 II) und Nordwest Deutschland (Abb. D.29 III) unterteilt (**Abb. D.29**). Die Grenze zwischen der Region Nordost Deutschland und Nord Niedersachsen/Holstein verläuft in etwa entlang der Linie Kiel-Hamburg, die Grenze zwischen der Region Nord Niedersachsen/Holstein und Nordwest Deutschland verläuft in etwa entlang der Linie Husum-Flensburg. Der größte Teil Schleswig-Holsteins liegt somit in der Region Nord Niedersachsen/Holstein (Abb. D.29 I).

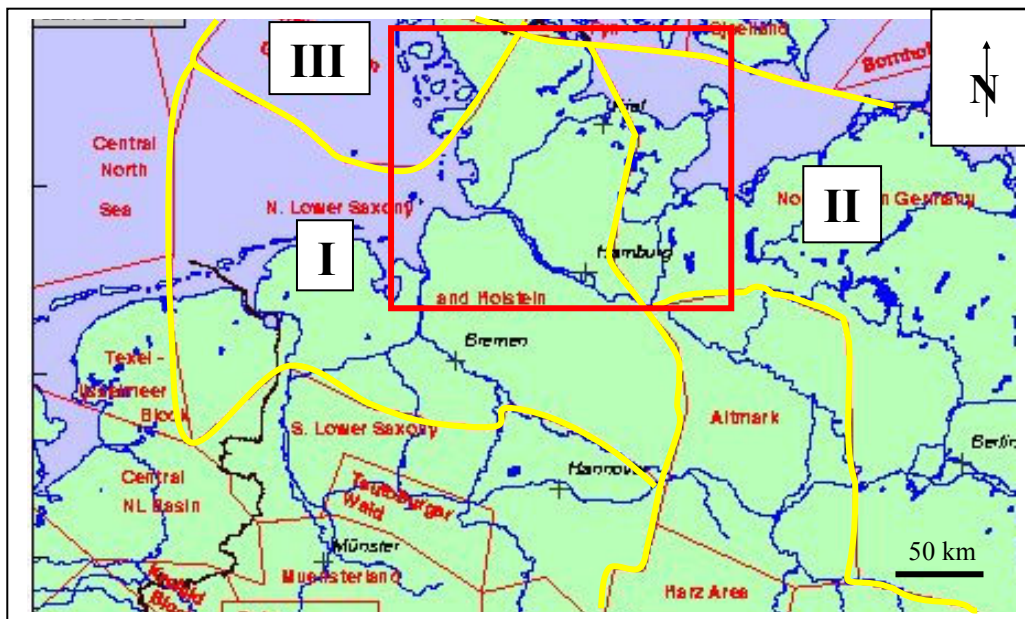
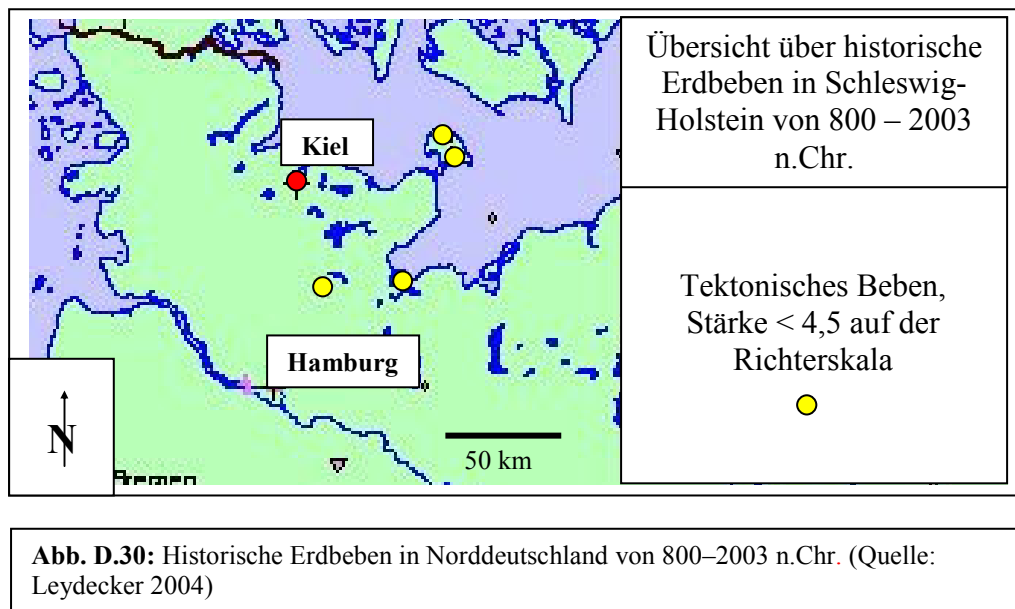


Abb. D.29: Erdbebengeographische Einteilung Norddeutschlands (Quelle: Leydecker & Aichele 1998);
Gebiete: I = Nord Niedersachsen/Holstein, II = Nordost Deutschland, III = Nordwest Deutschland

Für die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen auf Basis des Parameters „Historische Erdbeben“ wurde die Übersichtskarte „Historische Erdbeben in der Bundesrepublik Deutschland von 800 – heute“ (2003) verwendet (Leydecker 2003). Demnach werden alle für den Bereich Schleswig-Holsteins überlieferten bzw. seismologisch registrierten Erdbeben seit 800 n.Chr. berücksichtigt. Da im Projektgebiet nur verhältnismäßig wenige Beben erfasst wurden, werden die betroffenen Detektionszellen mit jeweils 10 Punkten bewertet, unabhängig von Bebenstärke oder Zeitpunkt, da diese Informationen keinen Rückschluss auf zukünftige Beben und daraus resultierende Bodenbewegungspotenziale zulassen.

Abb. D.30 zeigt das Aufkommen von Erdbeben für das Gebiet Schleswig-Holsteins seit 800 nach Christus bis 2003. Die Angaben beruhen auf Überlieferungen und Messungen. Während es in diesem Zeitraum im gesamten Bundesgebiet, besonders jedoch im Oberrheingraben immer auch wieder zu stärkeren Erdbeben kam, wurden für den Bereich Schleswig-Holsteins insgesamt nur 4 tektonische Erdbeben registriert. So ereigneten sich zwei Erdbeben auf der Insel Fehmarn, ein Erdbeben im Bereich Lauenburg und ein weiteres Beben wurde ca. 70 km nordöstlich von Hamburg registriert. Alle Beben hatten eine Stärke von kleiner 4,5 auf der Richterskala und waren somit nicht schadensrelevant (Abb. D.30).

Weiterhin wurden insgesamt drei nichttektonische Beben registriert. Ein Beben wurde nördlich von Kiel in der Ostsee lokalisiert, zwei Beben im Stadtgebiet Hamburgs. Alle drei Beben hatten eine Stärke von 5,5 bis 6,5 auf der Richterskala. Die Ursache dieser Beben ist dem Verfasser nicht bekannt.



Die Quantifizierung der Bodenbewegungspotenziale konzentriert sich auf die von Erdbeben betroffenen Regionen. Insgesamt trifft der Parameter „Erdbeben“ auf 77 Detektionszellen zu (= 77 km²). Zwei Erdbebenereignisse wurden für den Bereich der Insel Fehmarn registriert. Ein Erdbeben ist südöstlich von Lübeck dokumentiert und ein weiteres Beben wurde nordöstlich von Hamburg registriert (**Abb. D.31**).

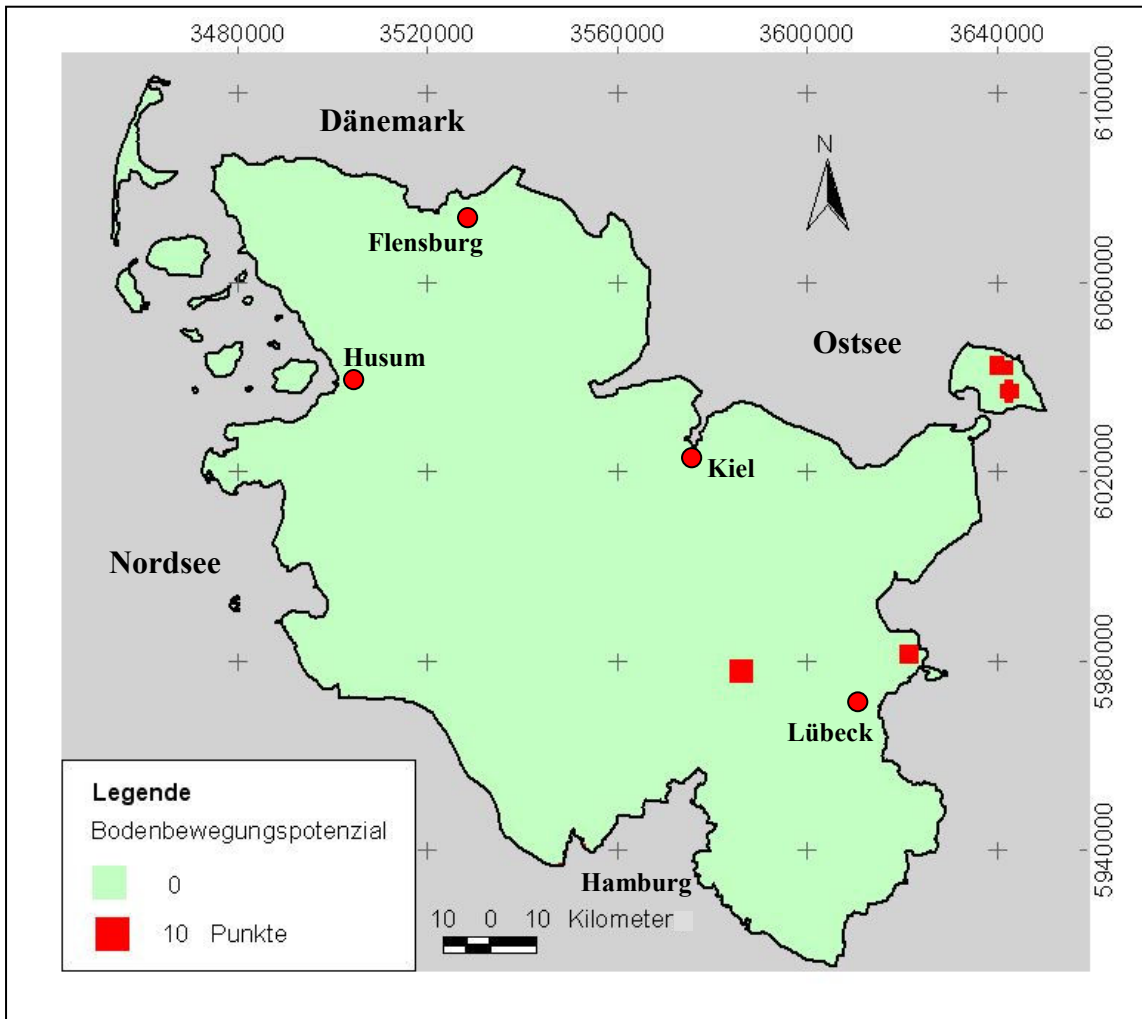


Abb. D.31: Bodenbewegungspotenziale für Schleswig-Holstein auf Basis des Parameters „Erdbeben“ (Basisdaten aus „Übersichtskarte Historische Erdbeben von 800 – 2003 n.Chr.“, Leydecker 2003)

D.8. Korrelationskoeffizienten

Die Untersuchung des Einflusses von Tiefenstrukturen auf die Entwicklung der rezenten Topographie und ein daraus resultierendes Bodenbewegungspotenzial erfordert ein Instrument zur Beschreibung von Zusammenhangsmaßen zwischen verschiedenen Tiefenplänen des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland und dem digitalen Geländemodell der rezenten Oberfläche Schleswig-Holsteins. Ein solches Instrument ist die Korrelation mindestens zweier Datensätze und einem daraus resultierenden Korrelationskoeffizienten (Fahrmeir 2001, Hartung 1998).

Abb. D.32a zeigt das Tiefenmodell der Basis Buntsandstein, basierend auf den Isobathen und Hilfs-Isotiefenlinien des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland (Baldschuhn *et al.* 1996). Mit 10500 m unter NN befindet sich der tiefste Punkt des Modells im Zentrum von Schleswig-Holstein, inmitten des Glückstadtgrabens. Die höchsten Bereiche des Modells mit 1000 m unter NN liegen im nördlichen Schleswig-Holstein, sowie bei Hamburg und im nördlichen Niedersachsen. **Abb. D.32b** zeigt das Tiefenmodell der Basis Mittelmiozän. Der tiefste Bereich liegt mit 1900 m unter NN bei Husum. Die höchsten Bereiche des Modells sind die Ausbissbereiche an der Erdoberfläche im nördlichen Niedersachsen, sowie im Zentrum und im Norden Schleswig-Holsteins. **Abb. D.32c** zeigt den Profilverlauf A-B der Basis Buntsandstein (blau) und der Basis Mittelmiozän (orange) von Husum bis in das Zentrum des Glückstadtgrabens. Das Profil der Basis Buntsandstein beginnt bei einer Tiefe von ca. 6000 m unter NN und endet im Zentrum des Glückstadtgrabens bei einer Tiefe von ca. 10500 m unter NN. Das Profil der Basis Mittelmiozän beginnt bei einer Tiefe von ca. 2000 m unter NN und endet bei einer Tiefe von ca. 700 m unter NN.

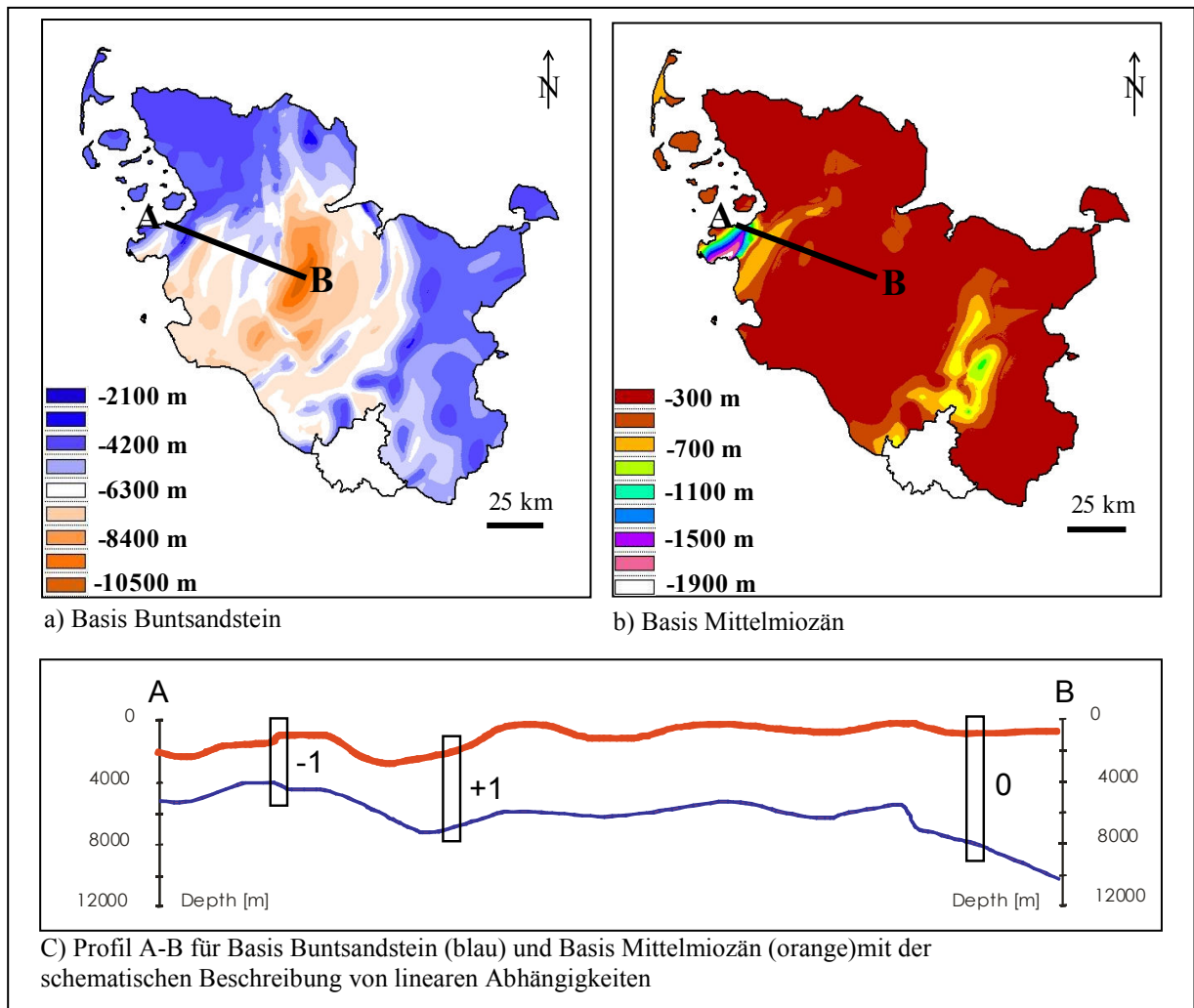


Abb. D.32: Tiefenmodell der Basis Buntsandstein (a) und Tiefenmodell der Basis Mittelmiozän (b) mit Profil A-B, sowie Profilverlauf des Profils Basis Buntsandstein (c, blau) und Profilverlauf des Profils Basis Mittelmiozän (c, orange) mit der schematischen Darstellung von linearen Abhängigkeiten (c). Basisdaten der Tiefenmodelle: „Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland“ (Baldschuhn *et al.* 1996).

Der Vergleich beider Profile veranschaulicht das Prinzip der Korrelation. Ein hoher positiver linearer Zusammenhang (+1) besteht bei einem gleichsinnigen Zusammenhang der zu vergleichenden Stockwerke. Ein hoher negativer linearer Zusammenhang (-1) besteht bei einem gegensinnigen Zusammenhang beider zu vergleichenden Stockwerke. Besteht kein linearer Zusammenhang ist der Korrelationskoeffizient gleich 0.

Ein Maß für die Stärke des linearen Zusammenhanges ist der empirische Korrelationskoeffizient, der auch als Bravais-Pearson-Korrelationskoeffizient bezeichnet wird. Er ist bestimmt durch

$$r = r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{\bar{s}_{xy}}{s_x s_y}$$

wobei

$$\bar{s}_x = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad \bar{s}_y = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}$$

für die Standardabweichungen der Merkmale X bzw. Y stehen und

$$\bar{s}_{xy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})$$

die empirische Kovarianz beschreibt (Fahrmeir 2001, Hartung 1998).

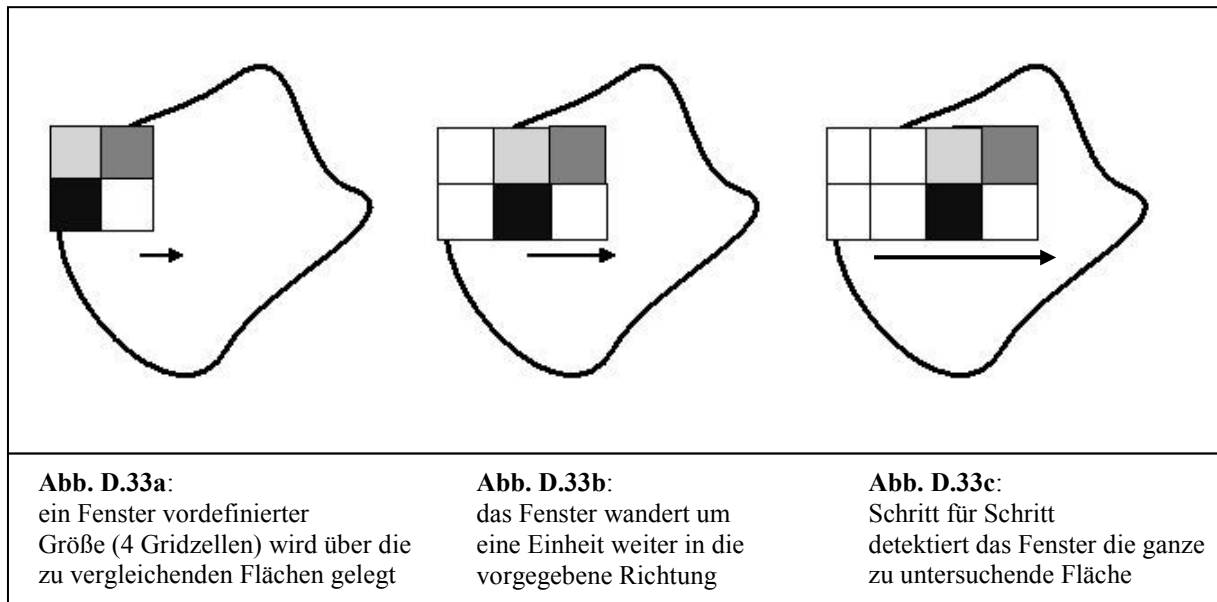
Die empirische Kovarianz, die ihrerseits bereits einen linearen Zusammenhang beschreibt, wird bei der Bravais-Pearson Korrelation durch das Produkt der Standardabweichungen dividiert. Damit wird das Ergebnis normiert und somit dimensionslos. Alle Ergebnisse liegen in einem Wertebereich zwischen -1 und +1.

Definitionsgemäß lassen sich Korrelationen in folgende Intervalle einteilen:

Korrelationskoeffizient $r =$

-1	perfekte negative Korrelation
-1 bis -0.8	starke negative Korrelation
-0.8 bis -0.5	mittlere negative Korrelation
-0.5 bis 0	schwache negative Korrelation
0	keine Korrelation
0 bis 0.5	schwache positive Korrelation
0.5 bis 0.8	mittlere positive Korrelation
0.8 bis 1	starke positive Korrelation
1	perfekte positive Korrelation

Um eine möglichst hohe Korrelationsdichte zu erreichen erfolgte die Berechnung des Bravais-Pearson Korrelationskoeffizienten nach dem Moving-Window Prinzip. **Abb. D.33** veranschaulicht dieses Prinzip. Über die zu vergleichenden Ebenen wird ein Fenster vordefinierter Größe gelegt. Im Beispiel beträgt die gewählte Fenstergröße vier Gridzellen (Abb. D.33a).



Für den Bereich des Fensters wird nun ein Korrelationskoeffizient berechnet. Im nächsten Schritt wandert das Fenster eine Einheit, also eine Gridzelle, in die vorgegebene Bewegungsrichtung und kalkuliert erneut einen Korrelationskoeffizienten (Abb. D.33b). Dieser Schritt wiederholt sich bis die Gesamtfläche von dem Fenster detektiert wurde (Abb. D.33c). Je kleiner das definierte Fenster, desto höher die Anzahl der Detektionen, je größer das Fenster, desto geringer die Anzahl der Detektionen. Bei der Wahl der Größe des Fensters

bleibt zu beachten, dass die Größe des Fensters keinen Trend verstärkt bzw. abschwächt. Alle abgebildeten Korrelationsmuster basieren auf der Fenstergröße 24 Gridzellen.

Die Berechnung von Korrelationskoeffizienten auf Basis der Formel nach Bravais-Pearson beinhaltet keine Fehlerrechnung. Dennoch können sich in errechneten Korrelationskoeffizienten Fehler fortpflanzen, die in den Basisdaten auftreten. Eine generelle Fehlerangabe für die Basisdaten ist nicht möglich. Der Geotektonische Atlas von NW-Deutschland beruht auf den Auswertungen von Bohrungen und Seismik. Solche verfügbaren Daten bilden die Stützstellen des Atlas. Datenlücken zwischen den Stützstellen wurden durch Interpolation aufgefüllt. Demnach ist ein anzunehmender Fehler umso größer, je weiter der untersuchte Bereich von der nächstgelegenen Stützstelle entfernt ist. Da die Lage der Stützstellen aus Datenschutzgründen nur unzureichend bekannt ist, ist eine Angabe von Fehlern nicht möglich. Auch für die digitale topographische Karte von Schleswig-Holstein lässt sich keine allgemeingültige Fehlerangabe machen.

Die Quantifikation von Bodenbewegungspotenzialen auf der Basis des Parameters „Korrelationskoeffizienten“ beruht auf dem Maß der Korrelation. Berücksichtigt wurden solche Bereiche innerhalb des Detektionsnetzes, in denen hohe positive ($r = 0.75$ bis 1) bzw. hohe negative ($r = -0.75$ bis -1) Korrelationskoeffizienten über alle Ebenen von der Basis Zechstein bis zur rezenten Oberfläche errechnet wurden.

Die maximale Anzahl von 20 Punkten ist erreicht, wenn die Detektionszelle von der Basis Zechstein bis zur rezenten Topographie in insgesamt 7 Korrelationsstufen einen Korrelationskoeffizienten in dem Intervall $r = (-)0.75$ bis $(-)1$ aufweist (**Tab. D.11**).

Horizont A	Horizont B	r = (-)0.75 bis (-)1
Basis Zechstein	Basis Buntsandstein	2 Punkte
Basis Zechstein	Basis Marine Unterkreide	3 Punkte
Basis Zechstein	Basis Oberkreide	3 Punkte
Basis Zechstein	Basis Oberaleozän	3 Punkte
Basis Zechstein	Basis Untermiozän	3 Punkte
Basis Zechstein	Basis Mittelmiozän	3 Punkte
Basis Zechstein	Rezente Oberfläche	3 Punkte
		Σ = 20 Punkte

Tab. D.11: Punktevergabe für Parameter „Korrelationskoeffizienten“

Abbildung D.34 zeigt das Ergebnis der Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der Basis Buntsandstein für gesamt Schleswig-Holstein auf der Basis von Tiefenisobathen des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland (Baldschuhn *et al.* 1996). Weiterhin sind die

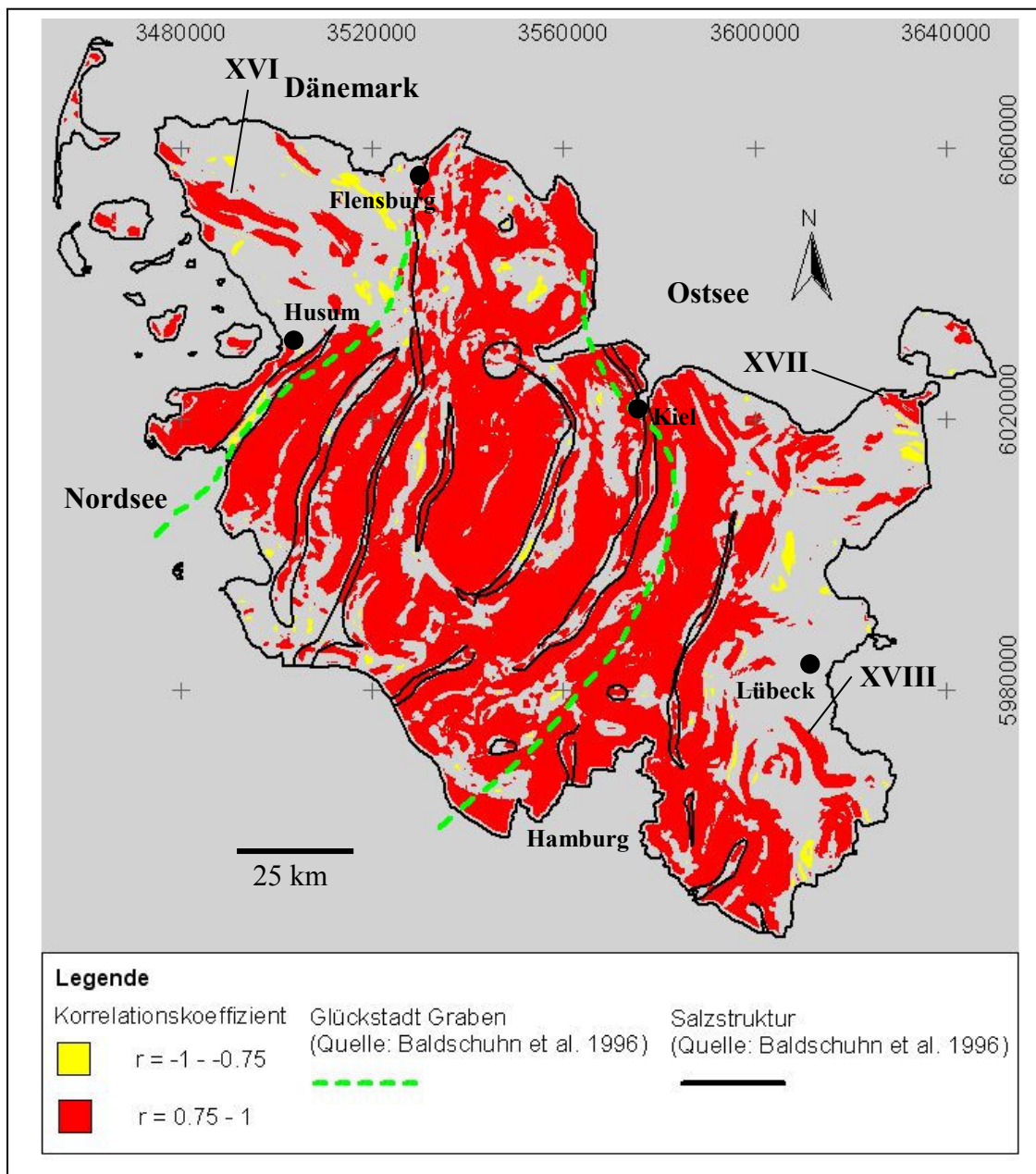


Abb. D.34: Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der Basis Buntsandstein für das Gebiet von Schleswig-Holstein (Basisdaten aus „Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland“, 1996)

Salzstrukturen der Basis Zechstein und der Rand des Glückstadt Grabens abgebildet. Eine hohe positive Korrelation für das Intervall 0.75 bis 1 ist rot eingefärbt und ist gleichbedeutend mit einer gleichgerichteten Orientierung der korrelierten Flächen. Eine hohe negative Korrelation für das Intervall -0.75 bis -1 ist gelb eingefärbt und beschreibt eine entgegengesetzte Orientierung. Der Vergleich zwischen beiden Ebenen zeigt, dass eine hohe positive Korrelation flächendeckend dort dominiert, wo sich gleichzeitig Salzstrukturen

erstrecken. Die positiven Korrelationsflächen beschreiben damit primär den seit der Trias begonnenen Salzaufstieg. Im nordwestlichen, sowie im östlichen Bereich Schleswig-Holsteins treten Korrelationsflächen lediglich vereinzelt auf. Auffällig ist die NW-SE gerichtete Orientierung der, sowohl positiven wie auch negativen Korrelationsflächen im Nordwesten, die außerhalb des Ausdehnungsbereichs von Salzstrukturen auftreten (Abb. D.34 XVI). Derart orientierte Korrelationsflächen treten ansatzweise auch im Nordosten, sowie im Südosten des Projektgebietes auf (Abb. D.34 XVII & XVIII). Negative Korrelationsflächen treten, neben den bereits für den Nordwesten beschriebenen, nur vereinzelt im Bereich des Salzstockes Oldensworth (Abb. D.34 I) sowie im Osten des Projektgebietes auf. Sie beschreiben das Auftreten von Subrosion und Scheitelgräben über dem Top eines Diapirs (Oldensworth), sowie Bereiche mit allgemeiner Subsidenz.

Die Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der Basis Marine Unterkreide zeigt, dass die Flächen positiver Korrelation in ihrer räumlichen Ausdehnung abnehmen und sich überwiegend auf das Ausbreitungsgebiet von Salzstrukturen beschränken. Gebiete mit negativer Korrelation treten großflächiger auf, hauptsächlich bedingt durch die stärkere Ausbildung von Subsidenzbecken.

Abbildung D.35 zeigt die Korrelation der Basis Zechstein mit der Basis Oberkreide auf der Basis von Daten des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland (Baldschuhn *et al.* 1996). Weiterhin sind die Salzstrukturen der Basis Zechstein (schwarze Linien) und die Lage des Glückstadtgrabens (gepunktete Linie) abgebildet. Bereiche mit hoher positiver Korrelation dominieren weiterhin, jedoch nimmt deren Ausdehnung im Vergleich zur Korrelation tieferer Stockwerke weiter ab. Neben mehreren kleineren positiven Korrelationsflächen im Zentrum Schleswig-Holsteins lassen sich vor allem zwei NE-SW orientierte Bänder positiver Korrelation bestimmen. Entlang der Salzwand Oldensworth (Abb. D.35 I) und entlang der Salzwand Segeberg/Plön (Abb. D.35 XI). Diese Bänder stellen den westlichen, bzw. östlichen Rand des Glückstadtgrabens dar (Abb. D.35 gepunktete Linie). Die NW-SE streichenden, positiven Korrelationsflächen im Nordwesten Schleswig-Holsteins liegen außerhalb des Glückstadtgrabens (Abb. D.35 XVI). Das Auftreten der positiven Korrelationsflächen ist wie zuvor überwiegend bedingt durch die gleichgerichtete Aufwärtsbewegung der korrelierten Bereiche aufgrund der Mobilität von Salz des Zechstein, sowie des Perm.

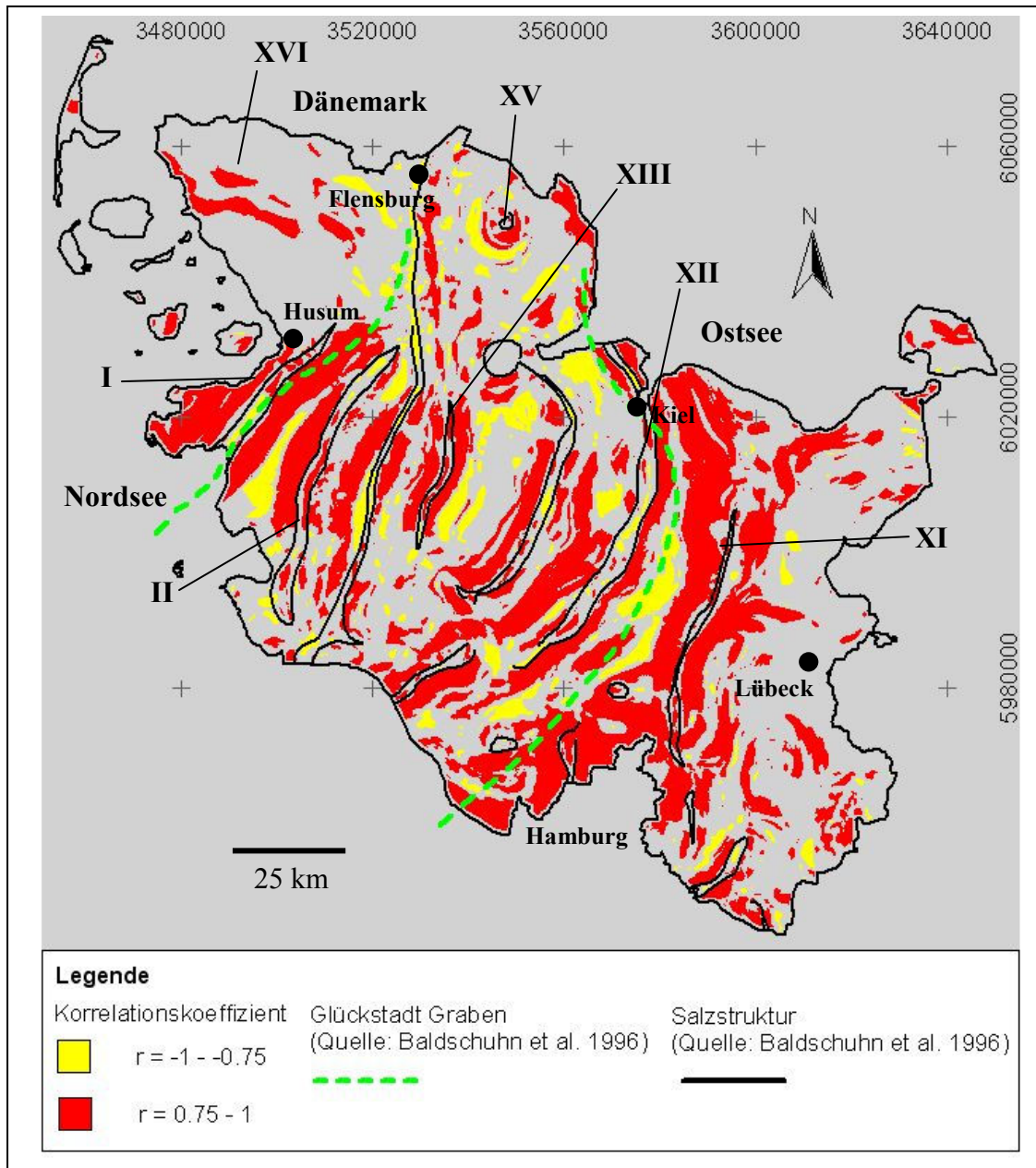


Abb. D.35: Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der Basis Oberkreide für das Gebiet von Schleswig-Holstein (Basisdaten aus „Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland“, 1996); Salzstrukturen: I = Oldensworth, II = Hennstedt, XI = Segeberg/Plön, XII = Warnau, XIII = Oldenbüttel/Hamdorf, XV = Sterup

Bereiche negativer Korrelationsflächen nehmen in ihrer räumlichen Ausdehnung zu. Insgesamt lassen sich vier Hauptgebiete negativer Korrelation definieren. Rund um den Salzdom Sterup im Norden Schleswig-Holsteins (Abb. D.35 XV), zwischen den Salzmauern Oldensworth (Abb.D.35 I) und Hennstedt (Abb. D.35 II), östlich der Salzwand Oldenbüttel/Hamdorf (Abb. D.35 XIII) und zwischen den Salzmauern Warnau (Abb. D.35 XII) und Segeberg/Plön (Abb. D.35 XI). Alle vier Hauptgebiete liegen innerhalb des Glückstadt Grabens und beschreiben Absenkprozesse innerhalb des Grabens. Die negative

Korrelationsfläche rund um den Salzdom Sterup (Abb. D.35 IV) veranschaulicht weiterhin exemplarisch die Ausbildung einer Randsenke.

Abbildung D.36 zeigt die Korrelation der Basis Zechstein mit der Basis Oberpaläozän auf der Basis von Daten des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland (Baldschuhn *et al.* 1996). Weiterhin sind die Salzstrukturen der Basis Zechstein (schwarze Linien) abgebildet. Im Vergleich zu vorangegangenen Korrelationen nimmt die Größe der Flächen mit hoher positiver Korrelation weiter ab. Immer deutlicher wird die Konzentration der positiven Korrelationsflächen an Salzstrukturen. Die NW-SE streichenden, positiven

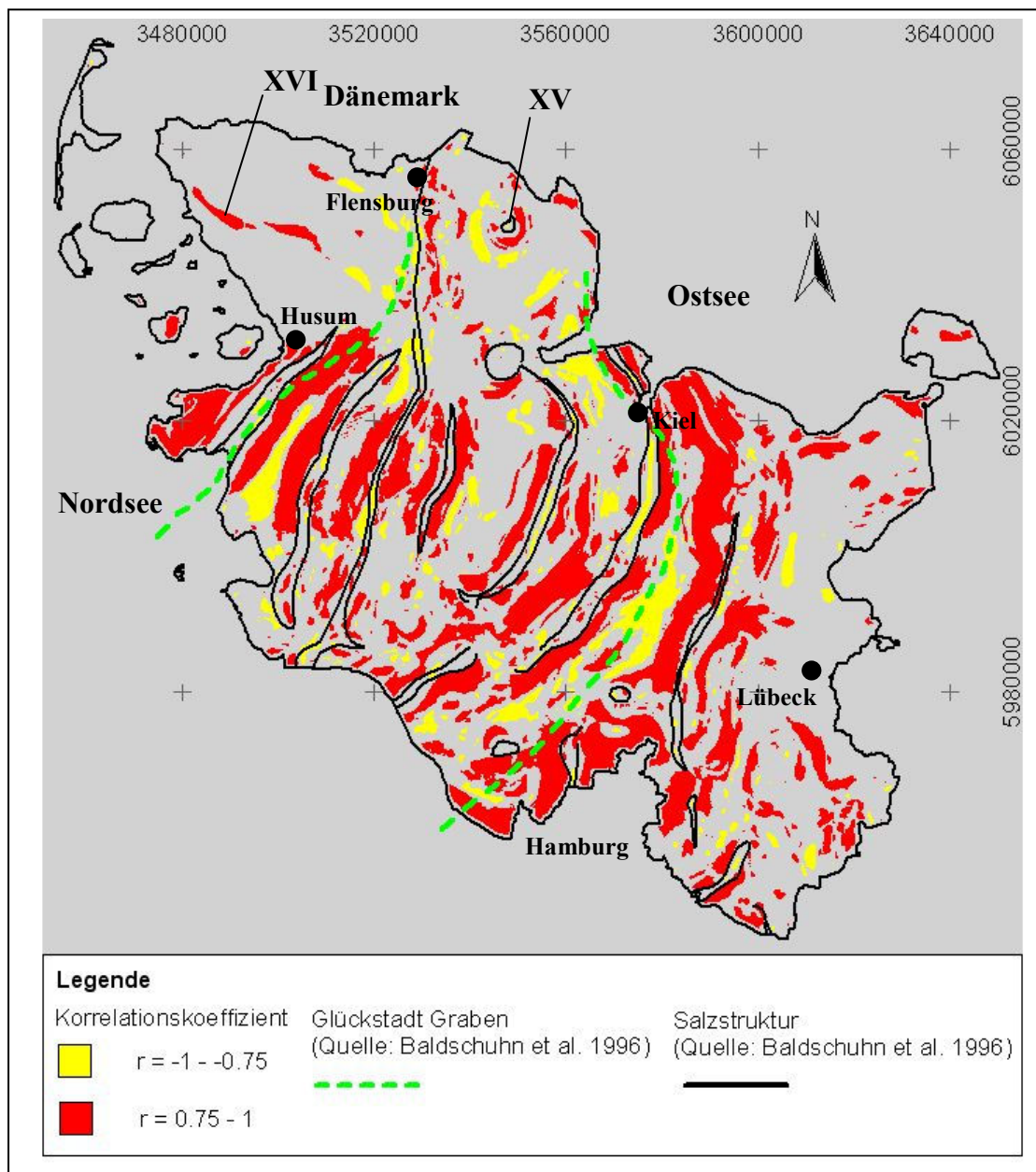


Abb. D.36: Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der Basis Oberpaläozän für das Gebiet von Schleswig-Holstein (Basisdaten aus „Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland“, 1996); Salzstrukturen: XV = Sterup

Korrelationsflächen im Nordwesten Schleswig-Holsteins sind weiterhin nachweisbar (Abb. D.36 XVI). Die räumliche Ausdehnung negativer Korrelationsflächen bleibt im Vergleich zur Korrelation zwischen Basis Zechstein und Basis Oberkreide konstant. Auch die Randsenkenausbildung rund um den Salzstock Sterup (Abb. D.36 XV) ist an der Basis Oberpaläozän nachweisbar.

Abbildung D.37 zeigt die Korrelation der Basis Zechstein mit der Basis Mittelmiozän auf der Basis von Daten des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland (Baldschuhn *et al.* 1996). Weiterhin sind die Salzstrukturen der Basis Zechstein (schwarze Linien) abgebildet. Im Vergleich zu den vorangegangenen Korrelationen nehmen sowohl die Ausdehnung der positiven wie auch der die Ausdehnung der negativen Korrelationsflächen ab. Die Hauptgebiete positiver Korrelationsflächen konzentrieren sich wie zuvor am Rand des Glückstadtgrabens entlang der Salzmauer Oldensworth im Westen Schleswig-Holsteins (Abb. D.37 I), westlich der Salzmauer Segeberg/Plön im Osten Schleswig-Holsteins, (Abb. D.37 XI), sowie rund um den Salzstock Quickborn nordwestlich von Hamburg (Abb. D.37 VI). Weitere positive Korrelationsflächen treten im Bereich der Salzstrukturen Sterup (Abb. D.37 XV), Tellingstedt (Abb. D.37 III), Eisendorf (Abb. D.37 XIV) und Elmshorn (Abb. D.37 V) auf, sowie weiterhin im Nordwesten Schleswig-Holsteins (Abb. D.37 XVI).

Negative hohe Korrelationskoeffizienten wurden für den Bereich zwischen den Salzmauern Oldensworth (Abb. D.37 I) und Hennstedt (Abb. D.37 II) im Westen des Projektgebietes, sowie für den Bereich westlich der Salzmauer Plön im Osten Schleswig-Holsteins ermittelt (Abb. D.37 XI). Die fehlenden Korrelationsflächen (Abb. D.37 schraffiert) sind auf Datenlücken in dem berechneten Tiefenmodell der Basis Mittelmiozän zurückzuführen.

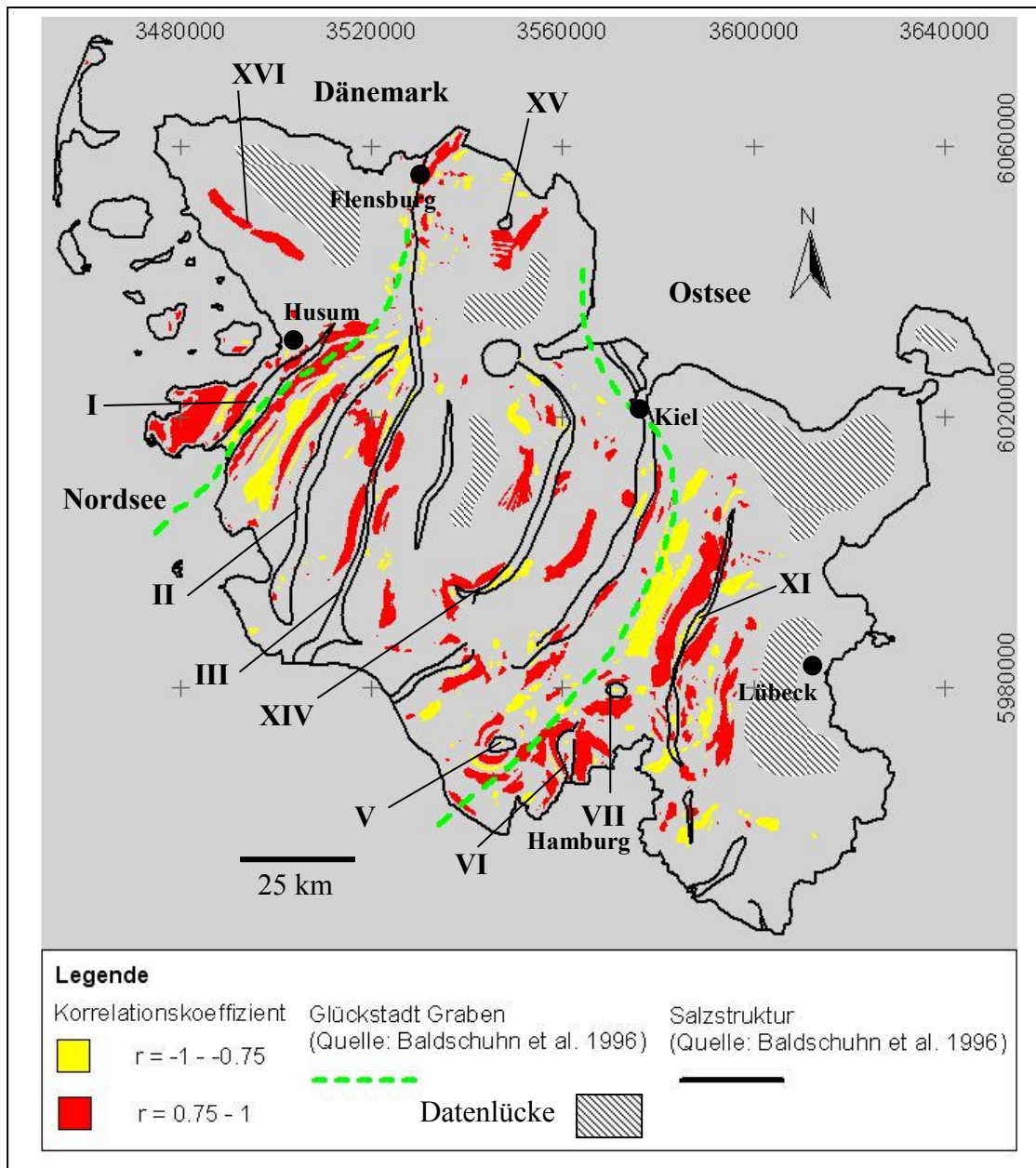


Abb. D.37: Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der Basis Mittelmiozän für das Gebiet von Schleswig-Holstein (Basisdaten aus „Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland“, 1996); Salzstrukturen: I = Oldensworth, II = Hennstedt, III = Tellingstedt, V = Elmshorn, VI = Quickborn, VII = Sievershütten, XI = Segeberg/Plön, XIV = Meezen/Eisendorf, XV = Sterup

Abbildung D.38 zeigt die Korrelation der Basis Zechstein auf der Basis von Daten des „Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland“ (Baldschuhn *et al.* 1996) mit der rezenten Topographie auf Basis eines digitalen Geländemodells (Maßstab 1:50000, Höhenabstufung 0,25 m). Weiterhin sind die Salzstrukturen der Basis Zechstein (schwarze Linien) abgebildet. Das Verteilungsmuster sowohl der negativen wie auch der positiven Korrelationsflächen ist im Vergleich zu vorangegangenen Korrelationen ungeordneter und kleinflächiger. Der Grund hierfür liegt in pleistozänen Sedimenten, die in Schleswig-Holstein mit Mächtigkeiten von 0 – 500 m abgelagert wurden. Die Mächtigkeit der quartären Überdeckung im Osten Schleswig-Holsteins, der Jungmoränenlandschaft, ist höher als im Westen des Projektgebietes, in der Altmoränenlandschaft. Dies spiegelt sich auch in der Größenverteilung der Korrelationsflächen wieder, die im Osten kleinflächiger sind als im Westen. Sich wiederholende Vorstöße von Eisschilden und Gletschern und die daraus resultierende Ablagerung quartärer Sedimente überprägten das prä-pleistozäne, tertiäre Relief. Dennoch lassen sich, im Vergleich zu vorangegangenen Korrelationen, 9 Bereiche definieren, in denen sich positive Korrelationsmuster von der Basis Zechstein bis zur rezenten Topographie nachweisen lassen. Es handelt sich hierbei um den nordöstlichen Bereich des Salzstockes Oldensworth (Abb. D.38 I), den Bereich der Salzstöcke Tellingstedt (Abb. D.38 III), Sterup (Abb. D.38 XV), Eisendorf (Abb. D.38 XIV), Segeberg/Plön (Abb. D.38 XI), nördlich von Hamburg den Bereich der Salzdome Elmshorn (Abb. D.38 V) und Sievershütten (Abb. D.38 VII), sowie die NW-SE orientierten Korrelationsflächen im Nordwesten (Abb. D.38 XVI) und Nordosten (Abb. D.38 XVII) Schleswig-Holsteins. Die Erstreckung der NW-SE gerichteten Korrelationsflächen im Nordwesten Schleswig-Holsteins beschränkt sich auf den Westschleswig-Block. Während Gebiete mit hoher positiver Korrelation Diapirismus beschreiben, weisen Gebiete mit hoher negativer Korrelation die Entwicklung von Randsenken bzw. allgemeine Absenkungsflächen aus.

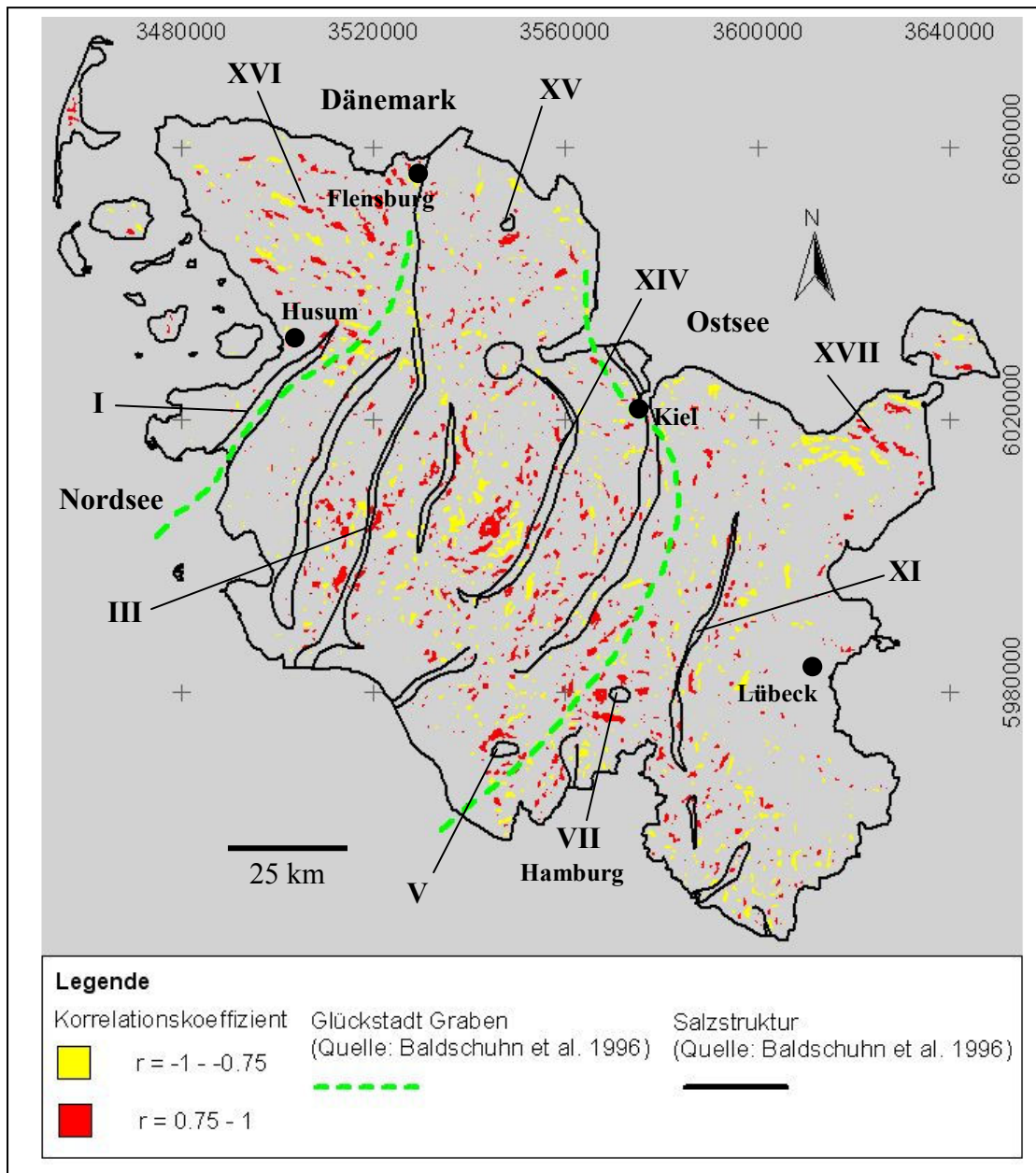


Abb. D.38: Korrelation zwischen der Basis Zechstein (Basisdaten aus „Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland“) und der rezenten Topographie (Basisdaten digitales Geländemodell, Maßstab 1:50000) für das Gebiet von Schleswig-Holstein; Salzstrukturen: I = Oldensworth, III = Tellingstedt, V = Elshorn, VII = Sievershütten, XI = Segeberg/Plön, XIV = Meezen/Eisendorf, XV = Sterup

Die Überprüfung der berechneten Korrelationsflächen zwischen der Basis Zechstein und der rezenten Topographie (Abb. D.38) erfolgt mit Hilfe einer Korrelation zwischen der Basis Mittelmiozän und der rezenten Topographie (Abb. D.39). Diese bestätigt die Ergebnisse der vorangegangenen Korrelationen teilweise. Demnach ergibt sich ein rezentes Bodenbewegungspotenzial für den nordöstlichen Bereich der Salzmauer Oldensworth (Abb. D.39 I), sowie für die Bereiche Tellingstedt (Abb. D.39 III), Eisendorf (Abb. D.39 XIV),

Elmshorn (Abb. D.39 V) Sterup (Abb. D.39 XV) und Sievershütten (Abb. D.39 VII). Dabei handelt es sich bei den Salzstrukturen Oldensworth, Tellingstedt und Sievershütten um Strukturen, die erst im Tertiär bzw. Quartär den betreffenden Horizont durchbrachen und somit die jüngste Salzmobilität aufweisen (vgl. Abb. C.3.) (Jaritz 1973). Bis auf den Bereich Sterup liegen alle Gebiete mit ermitteltem Bodenbewegungspotenzial in der Altmoränenlandschaft im westlichen Teil Schleswig-Holsteins. Die Altmoränenlandschaft wird aus saalezeitlichem, ca. 150 ka altem, Moränenmaterial aufgebaut (vgl. Kap. B.8.). Daraus ist abzuleiten, dass die mit Hilfe der Korrelationskoeffizienten ermittelten Bodenbewegungspotenziale dort lokalisiert sind, wo die rezente Topographie ein ausreichend großes Zeitfenster besaß, um Salzaufstiegsprozesse an der Erdoberfläche abzubilden. Da der Bereich des Salzstockes Sterup von Jungmoränenmaterial bedeckt ist, muss hier für die Existenz der dokumentierten Korrelationsflächen entsprechend stärkere Salzmobilität angenommen werden.

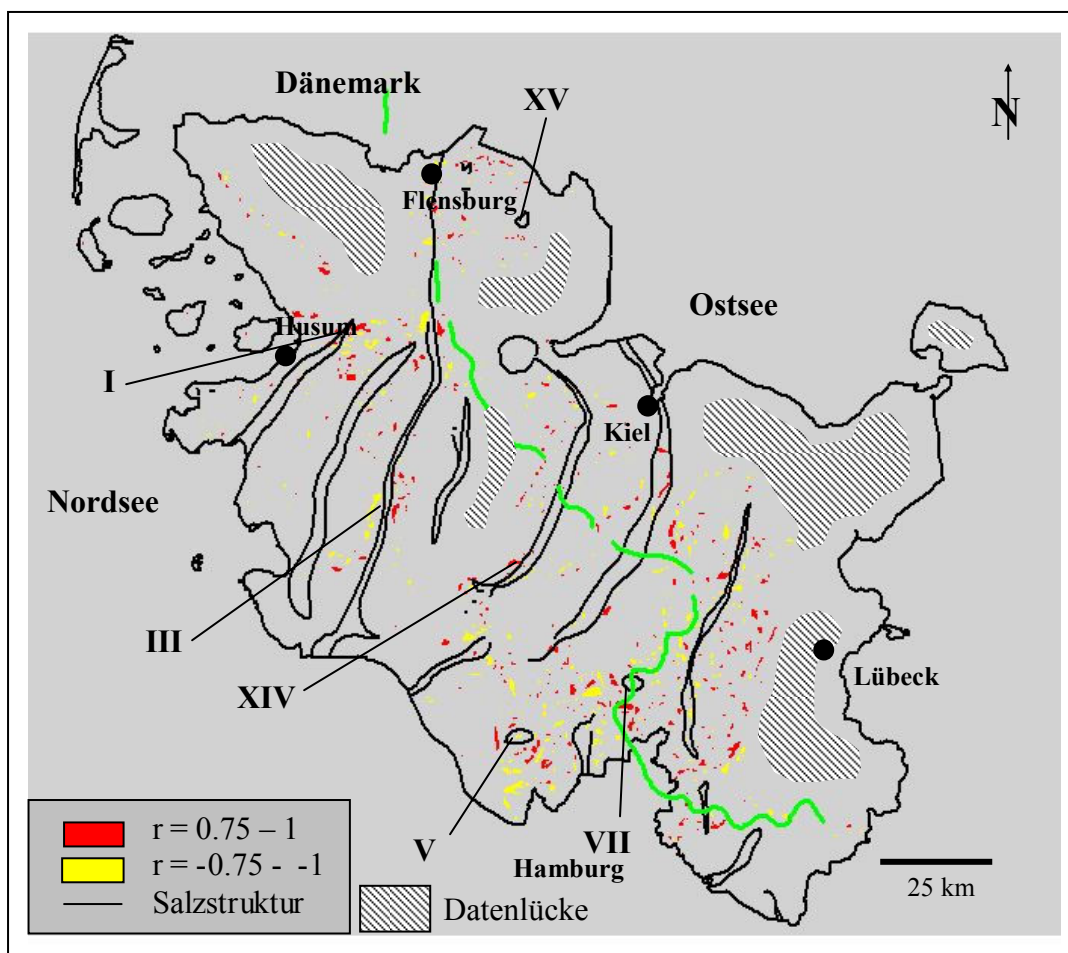


Abb. D.39: Korrelation zwischen der Basis Mittelmiozän (Basisdaten aus „Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland“) und der rezenten Topographie (Basisdaten digitales Geländemodell, Maßstab 1:50000) für das Gebiet von Schleswig-Holstein; Salzstrukturen: I = Oldensworth, III = Tellingstedt, V = Elmshorn, VII = Sievershütten, XIV = Meezen/Eisendorf, XV = Sterup

Die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen auf Basis des Parameters „Korrelationskoeffizienten“ orientiert sich an Korrelationsflächen, die von der Basis Zechstein bis zur rezenten Topographie verfolgbar sind und gleichzeitig eine hohe positive ($r = 0.75$ bis 1) bzw. hohe negative Korrelation ($r = -0.75$ bis -1) aufweisen. Für entsprechende Korrelationen zwischen der Basis Zechstein und der Basis Buntsandstein wird die Detektionszelle mit zwei Punkten belegt. Für entsprechende Korrelationen zwischen der Basis Zechstein und allen anderen zugrunde liegenden stratigraphischen Horizonten wird die Detektionszelle mit drei Punkten belegt. Demnach kann eine Detektionszelle von der Basis Zechstein bis zur rezenten Topographie mit maximal 20 Punkten belegt werden. Insgesamt wurde eine Fläche von 13982 km^2 (=13982 Detektionszellen) Schleswig-Holsteins mit einem Bodenbewegungspotenzial auf Basis des Parameters „Korrelationskoeffizienten“ belegt (**Abb. D.40; Tab. D.12**). Der mit 2627 km^2 flächenmäßig größte Anteil entfällt dabei auf den Wert 14 Punkte. 2466 km^2 wurden mit 17 Punkten belegt, 2409 km^2 mit 11 Punkten und 1485 km^2

Maximale Punktezahl	Anzahl Zellen	Maximale Punktezahl	Anzahl Zellen
20	821	9	296
18	16	8	1485
17	2466	6	478
15	68	5	1279
14	2627	3	952
12	151	2	934
11	2409	0	2649

Tab.D.12: Übersicht Punkteuteilung auf Basis des Parameters „Korrelationskoeffizienten“

mit 8 Punkten. Die maximale Anzahl von 20 Punkten wurde für 821 Detektionszellen (= 821 km^2) ermittelt (vgl. Tab. D.12). Für die Synthese aller Parameter zur Bestimmung von Bodenbewegungspotenzialen in Schleswig-Holstein werden nur Korrelationsflächen berücksichtigt, die von der Basis Zechstein bis zur rezenten Topographie nachweisbar sind und somit

mit der maximalen Anzahl von 20 Punkten belegt wurden (**Abb. D.41**).

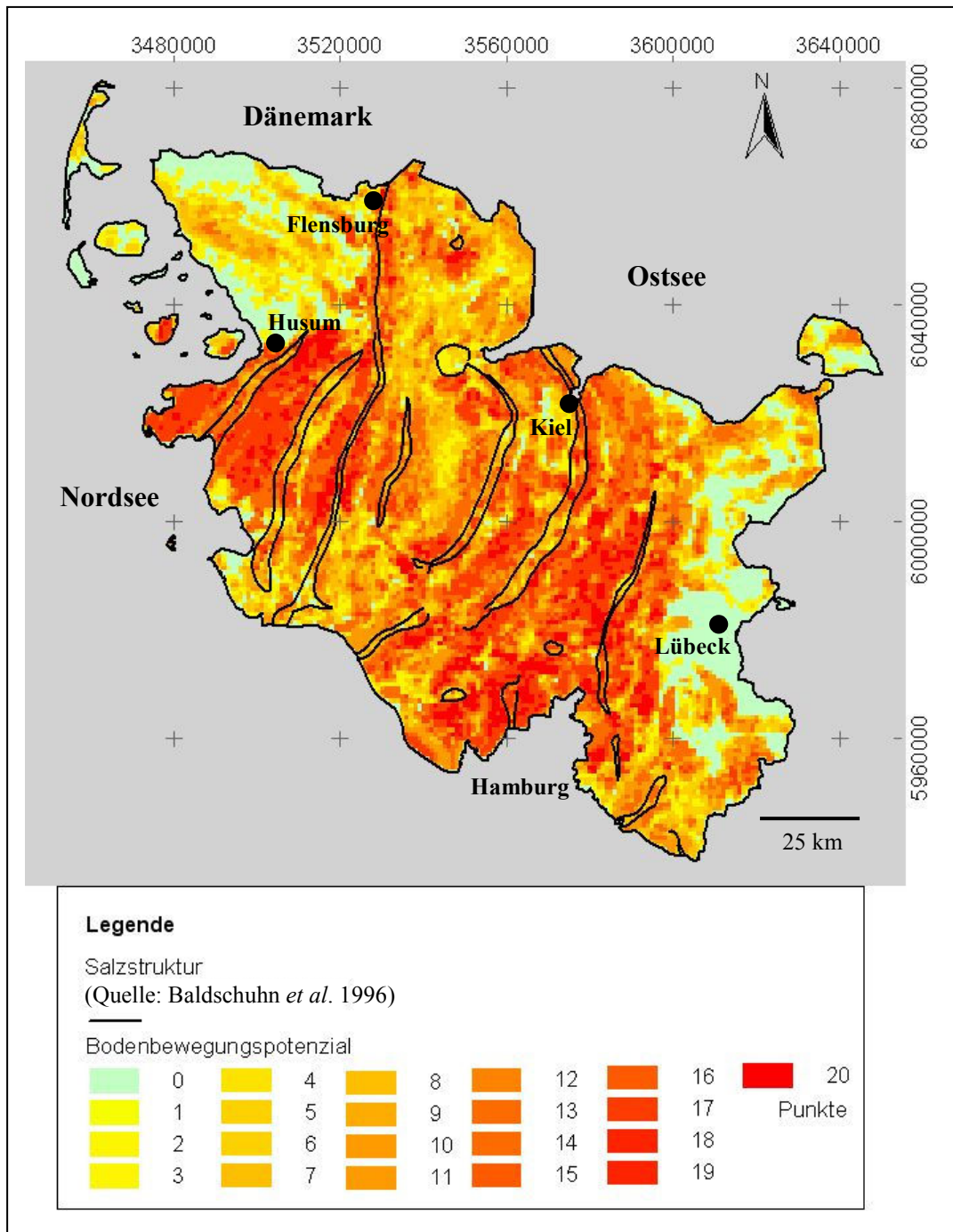


Abb. D.40: Bodenbewegungspotenziale auf Basis des Parameters „Korrelationskoeffizienten“ für das Gebiet Schleswig-Holstein (Berechnet zwischen der Basis Zechstein und der rezenten Topographie).

Die Verteilung der Detektionszellen konzentriert sich hauptsächlich in 6 Regionen. Am nordöstlichen Rand des Salzstockes Oldensworth (Abb. D.41 I), zwischen den Salzmauern Hennstedt und Tellingstedt (Abb. D.41 II), am südlichen Rand des Salzstockes Meezen (Abb. D.41 III), im Bereich der Salzstöcke Elmshorn, Quickborn und Sievershütten (Abb. D.41 IV), entlang der Salzmauern Siek und Segeberg/Plön (Abb. D.41 V), sowie im Bereich des Salzstockes Sterup (Abb. D.41 VI).

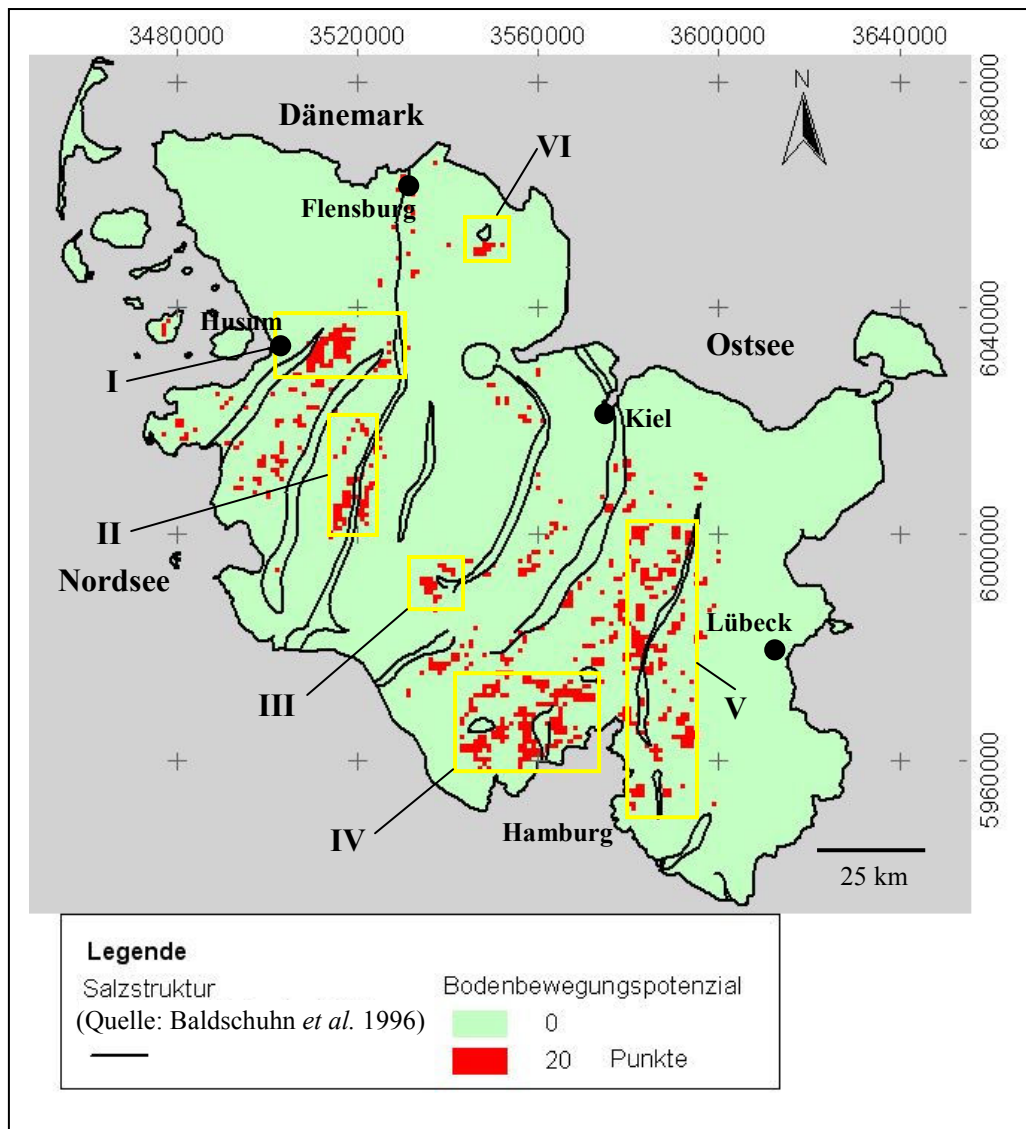


Abb. D.41: Überblick über die Verteilung von Detektionszellen mit der maximalen Anzahl von 20 Punkten für den Parameter „Korrelationskoeffizienten“; Gebiete: I = Oldensworth – Hennstedt - Tellingstedt, II = Hennstedt-Tellingstedt, III = Meezen, IV = Elmshorn – Quickborn – Sievershütten, V = Siek - Segeberg/Plön, VI = Sterup

Weiterhin lassen sich die Detektionszellen durch den Grad ihrer Korrelation differenzieren (**Abb. D.42**). Demnach entfallen auf das Intervall $r = (-)0,75$ bis $(-)0,8$ 305 Detektionszellen ($= 305 \text{ km}^2 = 37,12 \%$ der Fläche). Auf das Intervall $(-) 0,80$ bis $(-)0,85$ entfallen 258 Detektionszellen ($= 258 \text{ km}^2 = 31,42 \%$). 150 Detektionszellen liegen in dem Intervall $(-)0,85$ bis $(-)0,9$ ($= 150 \text{ km}^2 = 18,27\%$). Für das Intervall größer $(-)0,9$ wurde für 108 Detektionszellen ein Bewegungspotenzial errechnet ($= 108 \text{ km}^2 = 13,15\%$). Bereiche mit höchster Korrelation (größer $\pm 0,9$) treten in allen zuvor definierten Gebieten mit einer hohen Dichte an Detektionszellen auf (**Abb. D.42**).

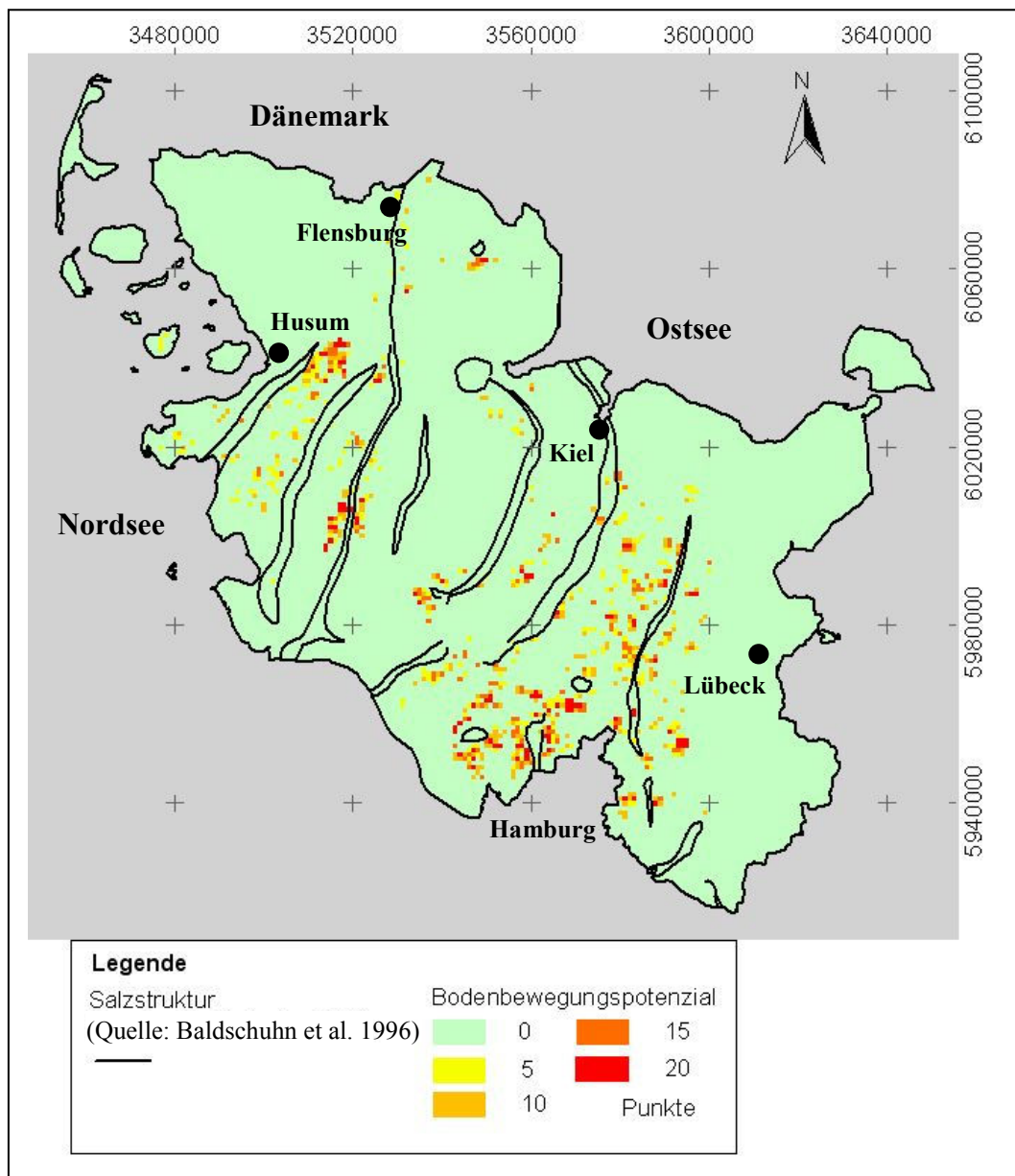


Abb. D.42: Differenzierung der Detektionszellen mit höchstem Bewegungspotenzial nach dem Grad der Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der rezenten Topographie

D.9. Synthese der ermittelten Bodenbewegungspotenziale für Schleswig-Holstein

Die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen für gesamt Schleswig-Holstein erfolgt auf der Basis der Parameter „Störungsprojektion“, „tektonische Störungen“, „Salzstrukturen“, „historische Erdbeben“, „Lineamentkartierung“, „Korrelationskoeffizienten“ und „elsterzeitliche Rinnen“. Durch die Punktevergabe für die einzelnen Parameter ist eine maximale Anzahl von 117 Punkten erreichbar (vgl. Kap. D.1.). Dabei wurden bei dem Parameter Salzstrukturen keine Punkte für die Kriterien Randsenken, Salz in oberen 500 m und Top Diapir vergeben, weil diese Kriterien nicht flächendeckend überprüft werden konnten. Die maximale Punktezahl wurde in keiner Detektionszelle erreicht. **Abb. D.43** zeigt die Übersichtskarte Bodenbewegungspotenziale unter Berücksichtigung aller mit einem Wert belegten Detektionszellen.

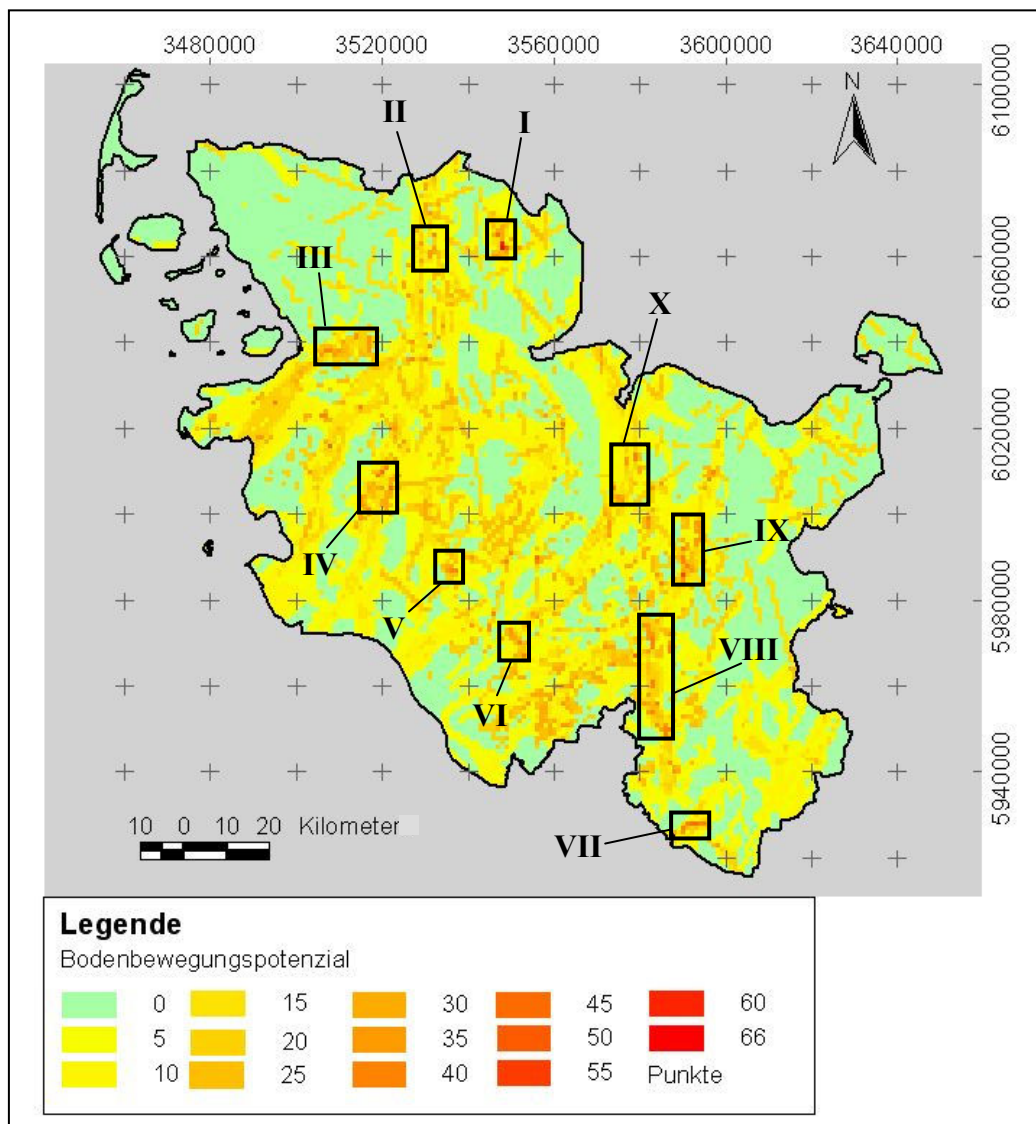


Abb. D.43: Synthese aller Parameter zur Bestimmung von Bodenbewegungspotenzialen für Schleswig-Holstein; Gebiete: I = Sterup, II = Tellingstedt Nord, III = Oldensworth Nord, IV = Tellingstedt Süd, V = Eisendorf Süd, VI = Warnau Süd, VII = Geesthacht, VIII = Segeberg/Plön Süd, IX = Segeberg/Plön Mitte, X = Warnau Mitte

Insgesamt wurden 9356 Detektionszellen mit Punkten belegt (**Tab. D.13**). Die minimal erreichte Punktzahl beträgt ein Punkt, die maximal erreichte Punktzahl beträgt 66 Punkte (= 56,4% der Gesamtpunktzahl). 7274 Detektionszellen besitzen kein Bodenbewegungspotenzial (Wert = 0, grüne Bereiche). Gebiete ohne Bodenbewegungspotenzial sind gleichmäßig über ganz Schleswig-Holstein verteilt, wobei der Nordwesten im Bereich des Westschleswig Blockes das größte zusammenhängende Gebiet ohne Bodenbewegungspotenzial aufweist.

Punkte	Anzahl Zellen	% von 100	Punkte	Anzahl Zellen	% von 100
0	7269	31,84	31	21	0,12
1	766	4,51	32	22	0,12
2	408	2,41	33	16	0,08
3	221	1,41	34	10	0,06
4	305	1,82	35	30	0,17
5	1952	12,48	36	29	0,17
6	507	3,07	37	13	0,08
7	902	5,26	38	9	0,04
8	343	2,00	39	8	0,04
9	329	1,94	40	13	0,08
10	177	1,17	41	7	0,04
11	198	1,26	42	4	0,02
12	180	1,17	43	2	0,01
13	128	0,81	44	1	0,01
14	127	0,81	45	2	0,01
15	776	4,57	46	1	0,01
16	221	1,34	47	1	0,01
17	108	0,64	48	1	0,01
18	89	0,52	49	0	0,00
19	80	0,47	50	0	0,00
20	560	3,43	51	0	0,00
21	118	0,73	52	0	0,00
22	151	0,93	53	1	0,01
23	66	0,37	54	0	0,00
24	60	0,39	55	0	0,00
25	147	0,92	56	0	0,00
26	64	0,37	57	0	0,00
27	75	0,44	58	0	0,00
28	48	0,30	59	0	0,00
29	37	0,21	62	1	0,01
30	20	0,12	66	1	0,01

Tab. D.13: Übersicht über Punkteverteilung der Bodenbewegungspotenziale für das Gebiet Schleswig-Holstein

Die Fläche ohne Bewegungspotenzial entspricht 7269 km² (43,7%) der Gesamtfläche. Die höchsten ermittelten Bewegungspotenziale konzentrieren sich in insgesamt 10 Regionen,

die alle im Bereich von Salzstrukturen liegen (Abb. D.43). **Abb. D.44** zeigt alle Detektionszellen deren ermittelter Wert bei mehr als 50% der maximal erreichten Punktezahl beträgt. Dieses Kriterium trifft auf 35 Zellen zu (= 35 km² = 0,20% der Gesamtfläche Schleswig-Holsteins), die sich alle in den zuvor ausgewiesenen Gebieten konzentrieren (vgl. Abb. D.43 I – XI).

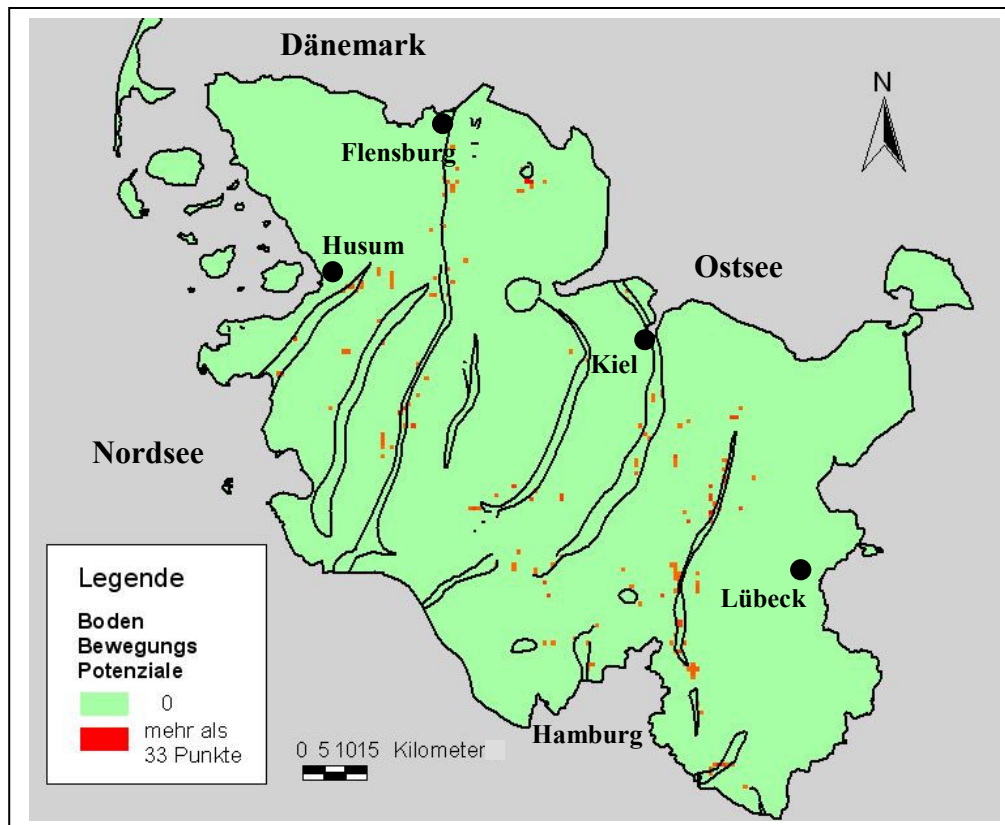


Abb. D.44: Übersichtskarte Bodenbewegungspotenziale Schleswig-Holstein für das Intervall 34 – 66 Punkte (ab 50% der maximal erreichten Punkte bis 100% der erreichten Punkte)

Die höchsten Bodenbewegungspotenziale wurden für den Bereich Sterup ermittelt (Abb. D.43 I), wo zwei Detektionszellen oberhalb des Salzstockes Sterup (**Abb. D.45 a**) mit 66 Punkten (= 56,4% der maximal erreichbaren Punktzahl) (Abb. D.45 I) und 62 Punkten (= 53%) (Abb. D.45 II) belegt wurden. Die Bodenbewegungspotenziale basieren auf den Parametern Korrelationskoeffizienten (jeweils 20 Punkte), tektonische Störungen (6 bzw. 2 Punkte), Störungsprojektion (jeweils 15 Punkte), Salzstrukturen (jeweils 10 Punkte) und Lineamentkartierung (jeweils 15 Punkte). Für zwei weitere Detektionszellen wurde mit 48 bzw. 47 Punkten ebenfalls ein überdurchschnittlich hohes Bodenbewegungspotenzial ermittelt (**Tab. D.14**). Von insgesamt 156 Detektionszellen wurde am häufigsten der Wert 0 Punkte

zugeordnet (39 Zellen, grüne Bereiche). Es folgen die Werte ein Punkt (27 Zellen), 15 Punkte (15 Zellen), 2 Punkte (10 Zellen) und 16 bzw. 12 Punkte (je 6 Zellen).

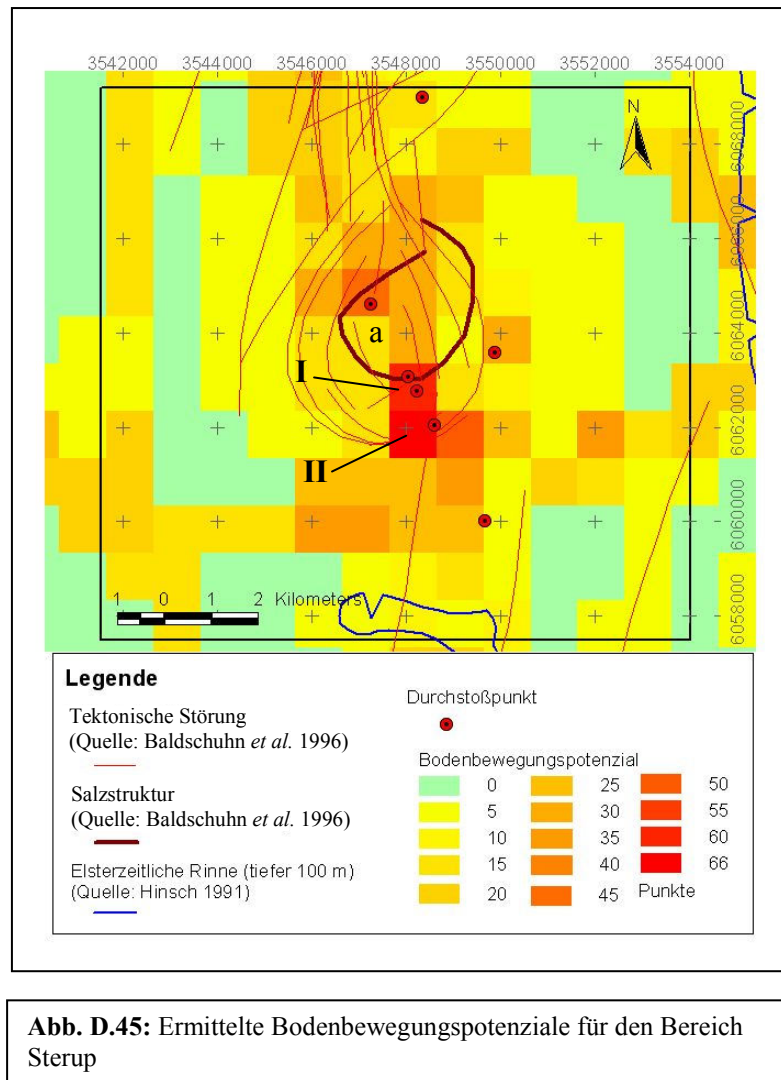


Abb. D.45: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für den Bereich Sterup

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	39	13	5	26	1	39	0
1	27	14	0	27	4	40	0
2	10	15	15	28	1	41	0
3	1	16	6	29	2	42	0
4	3	17	4	30	0	43	0
5	5	18	1	31	0	44	0
6	4	19	2	32	0	45	0
7	0	20	1	33	0	46	0
8	0	21	3	34	0	47	1
9	2	22	3	35	1	48	1
10	0	23	0	36	3	49	0
11	2	24	1	37	0	62	1
12	6	25	0	38	0	66	1

Tab. D.14: Übersicht über Punkteverteilung für Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Sterup

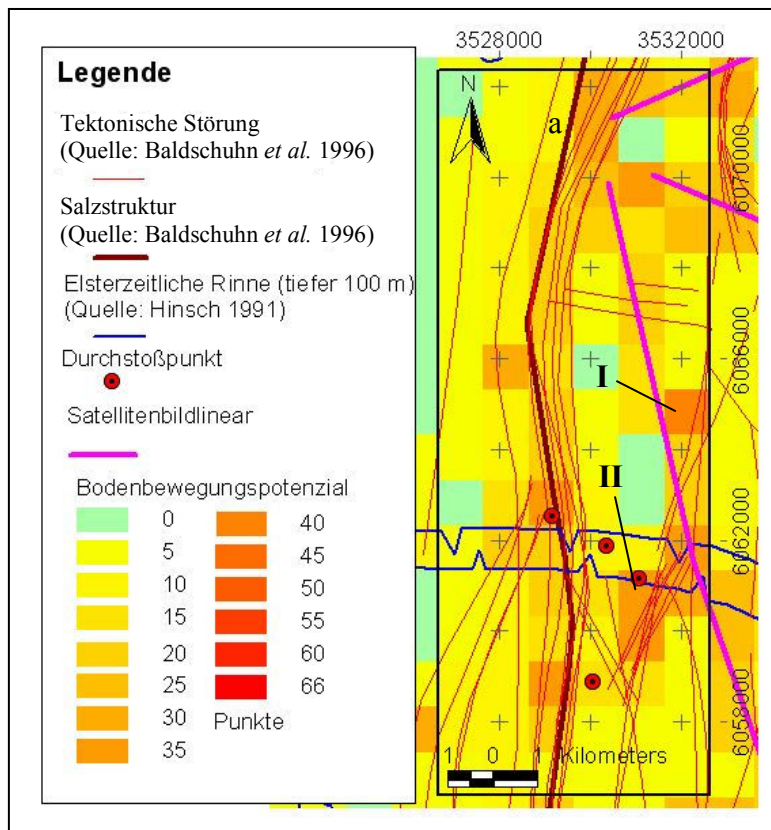


Abb. D.46: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Gebiet Tellingstedt Nord

Ein weiteres, 96 km² großes Gebiet mit hohen ermittelten Bodenbewegungspotenzialen ist im nördlichen Bereich der Salzmauer Tellingstedt (Abb. D.46a) lokalisiert, der erst im Tertiär bzw. im Quartär den entsprechenden stratigraphischen Horizont durchbrach und somit in jüngster Zeit aktiv war (Jaritz 1973, Abb. D.43 II & Abb. D.46; vgl. Kap C.3.). Das Gebiet ist geprägt von der Salzmauer Tellingstedt und einem N-S verlaufenden Störungsband. Die höchste erreichte

Punktzahl beträgt 38 für eine Detektionszelle östlich der Salzmauer (Abb. D.46 I; Tab. D.15). Die ermittelten Bewegungspotenziale basieren auf den Parametern „Korrelationskoeffizienten“ (20 Punkte), „Lineamentkartierung“ (15 Punkte) und „tektonische Störungen“ (drei Punkte). 36 Punkte wurden für eine Detektionszelle im südlichen Teil des Projektgebietes ermittelt. Die Punkte basieren auf den Parametern

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	6	10	1	20	1	30	1
1	6	11	0	21	0	31	1
2	14	12	1	22	1	32	0
3	7	13	1	23	2	33	1
4	1	14	2	24	0	34	1
5	3	15	6	25	0	35	1
6	3	16	3	26	0	36	3
7	7	17	5	27	1	37	0
8	8	18	4	28	1	38	1
9	2	19	3	29	0		

Tab. D.15: Übersicht über Punkteverteilung für Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Tellingstedt Nord

„Störungsprojektion“ (20 Punkte), „tektonische Störungen“ (11 Punkte) und „elsterzeitliche Rinnen“ (5 Punkte). Demnach kann im Bereich dieser Detektionszelle mit rezent aktiven Störungen gerechnet werden. Am häufigsten wurde der Wert zwei Punkte ermittelt (14 Detektionszellen, vgl. Tab. D.15), was auf das Auftreten von einzelnen tektonischen Störungen zurückzuführen ist.

Das dritte Gebiet mit hohen ermittelten Bodenbewegungspotenzialen ist im nördlichen Bereich der Salzmauer Oldensworth lokalisiert (Abb. D.43 III & **Abb. D.47**). Das 208 km² große Gebiet ist geprägt von den Salzmauern Oldensworth (Abb. D.47 a), Hennstedt (Abb. D.47 b) und Tellingstedt (Abb. D.47 c), sowie in deren Ausdehnungsbereich auftretenden Störungen (Abb. D.47)

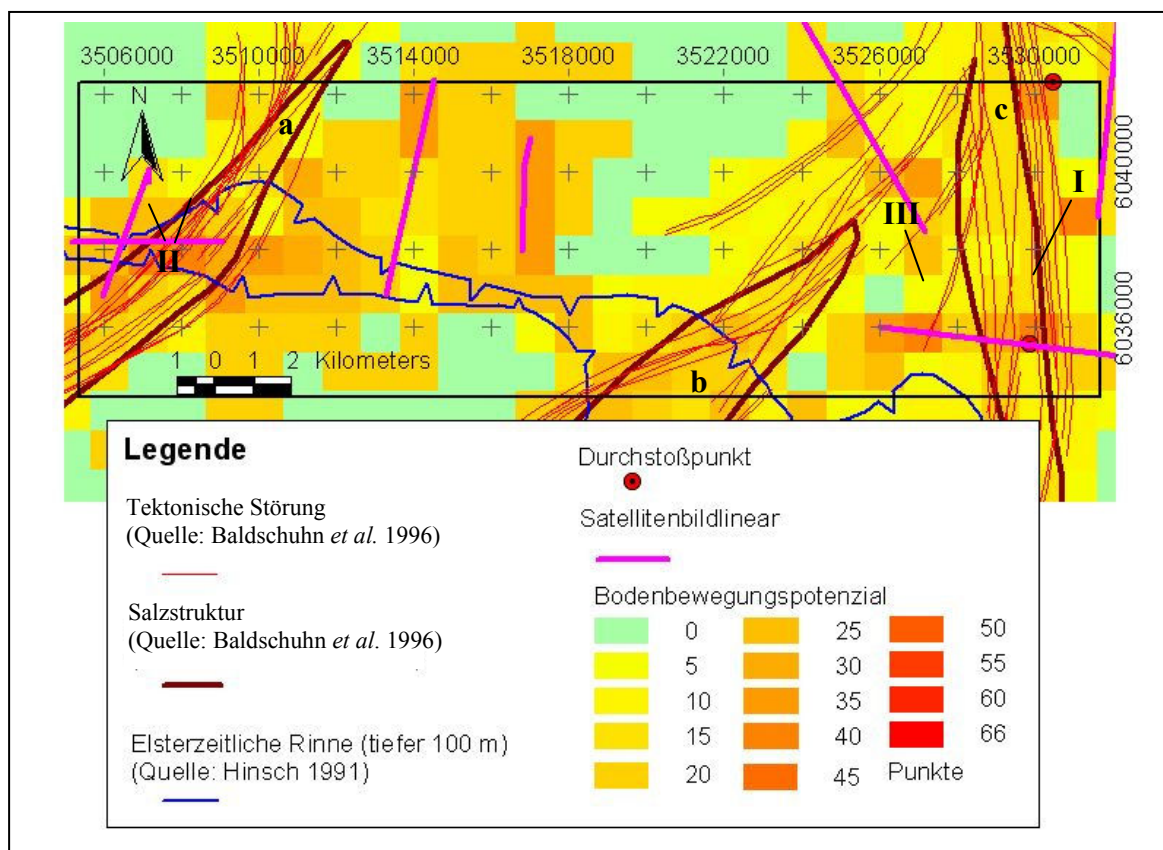


Abb. D.47: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Oldensworth Nord

Das höchste Bodenbewegungspotenzial wurde mit 41 Punkten oberhalb der Salzmauer Tellingstedt ermittelt (Abb. D.47. I, **Tab. D.16**). Die Punkte basieren auf den Parametern „Störungsprojektion“ und „Lineamentkartierung“ (je 15 Punkte), „tektonische Störungen“ (6 Punkte) und „Salzstrukturen“ (5 Punkte). 39 Punkte wurden für zwei Detektionszellen oberhalb der Salzmauer Oldensworth ermittelt (Abb. D.47 II). Die Punktezuerteilung beruht auf den Parametern „Lineamentkartierung“ (je 15 Punkte), „tektonische Störungen“ (15 bzw. 13 Punkte), „elsterzeitliche Rinnen“ (je 5 Punkte) und „Salzstrukturen“ (6 bzw. vier Punkte). Für

eine weitere Detektionszelle wurden ebenfalls 39 Punkte ermittelt (Abb. D.47 III). Ihr Bodenbewegungspotenzial beruht auf den Parametern „Korrelationskoeffizienten“ (20 Punkte), „Lineamentkartierung“ (15 Punkte) und „tektonische Störungen“ (4 Punkte). Am häufigsten wurde der Wert 0 Punkte zugeteilt (grüne Bereiche). Die hohe Anzahl von Detektionszellen mit 20 Punkten ist zurückzuführen auf errechnete Korrelationskoeffizienten für die Bereiche östlich der Salzmauer Oldensworth (Abb. D.47).

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	42	10	2	20	38	30	0
1	1	11	6	21	1	31	1
2	7	12	6	22	3	32	0
3	5	13	7	23	2	33	2
4	6	14	5	24	3	34	0
5	7	15	7	25	13	35	7
6	7	16	2	26	2	36	3
7	1	17	2	27	2	37	1
8	4	18	0	28	0	39	3
9	6	19	2	29	1	41	1

Tab. D.16: Punkteverteilung im Gebiet Oldensworth Nord

Für das 77 km² große Projektgebiet Tellingstedt Süd (Abb. D.43 IV) wurden für drei Detektionszellen Bodenbewegungspotenziale von über 40 Punkten ermittelt (**Abb. D.48**).

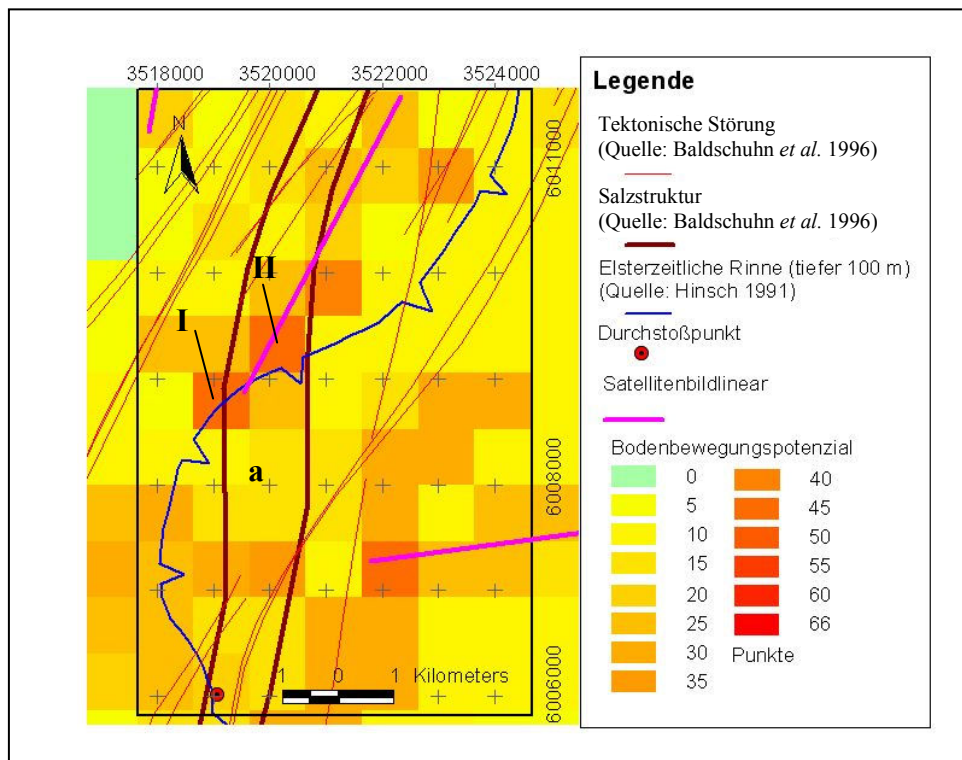


Abb. D.48: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Gebiet Tellingstedt Süd

Dabei wurden für alle 3 Detektionszellen hohe Korrelationskoeffizienten errechnet (jeweils 20 Punkte). Weiterhin basieren bei allen 3 Zellen 15 Punkte auf dem Parameter „Lineamentkartierung“ und 5 bzw. 7 Punkte auf dem Parameter „elsterzeitliche Rinnen“. Lediglich vier (Abb. D.48 I) bzw. 6 Punkte (Abb. D.48 II) basieren auf dem Parameter „Salzstrukturen“, verursacht durch die N-S orientierte Salzmauer Tellingstedt (Abb. D.48 a). Aufgrund des Fehlens von tektonischen, projizierbaren Störungen wird das hier ermittelte Bodenbewegungspotenzial trotz der erreichten hohen Punktezahl als eher gering eingeschätzt. Am häufigsten wurde der Wert 7 Punkte für das Zentrum einer elsterzeitlichen Rinne zugeteilt (**Tab. D.17**).

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	0	10	5	20	0	30	0
1	0	11	5	21	3	31	2
2	0	12	2	22	3	32	1
3	4	13	2	23	0	33	0
4	1	14	3	24	1	34	1
5	1	15	0	25	2	35	0
6	1	16	1	26	3	39	1
7	11	17	0	27	5	42	1
8	3	18	1	28	3	44	1
9	6	19	2	29	1	46	1

Tab. D.17: Punkteverteilung im Gebiet Tellingstedt Süd

Im Gebiet Eisendorf Süd (Abb. D.43 V) wurden von insgesamt 192 Detektionszellen für 4 Zellen der Wert 40 (**Abb. D.49** I-III) bzw. 42 Punkte (Abb. D.49 IV) ermittelt. Wie zuvor beruht die Punktevergabe in allen 4 Fällen auf den Parametern „Korrelationskoeffizienten“ (jeweils 20 Punkte) und „Lineamentkartierung“ (jeweils 15 Punkte). Das Auftreten von tektonischen Störungen und Salz spielt in diesem Gebiet nur eine untergeordnete Rolle, so dass auch hier das Bodenbewegungspotenzial trotz der hohen erreichten Punktzahl als eher gering eingeschätzt wird. Am häufigsten wurden die Werte 0 Punkte und 5 Punkte zugeteilt (jeweils 32 Detektionszellen, **Tab. D.18**). Der Wert 5 Punkte basiert auf dem Parameter Elsterzeitliche Rinne (Randbereich).

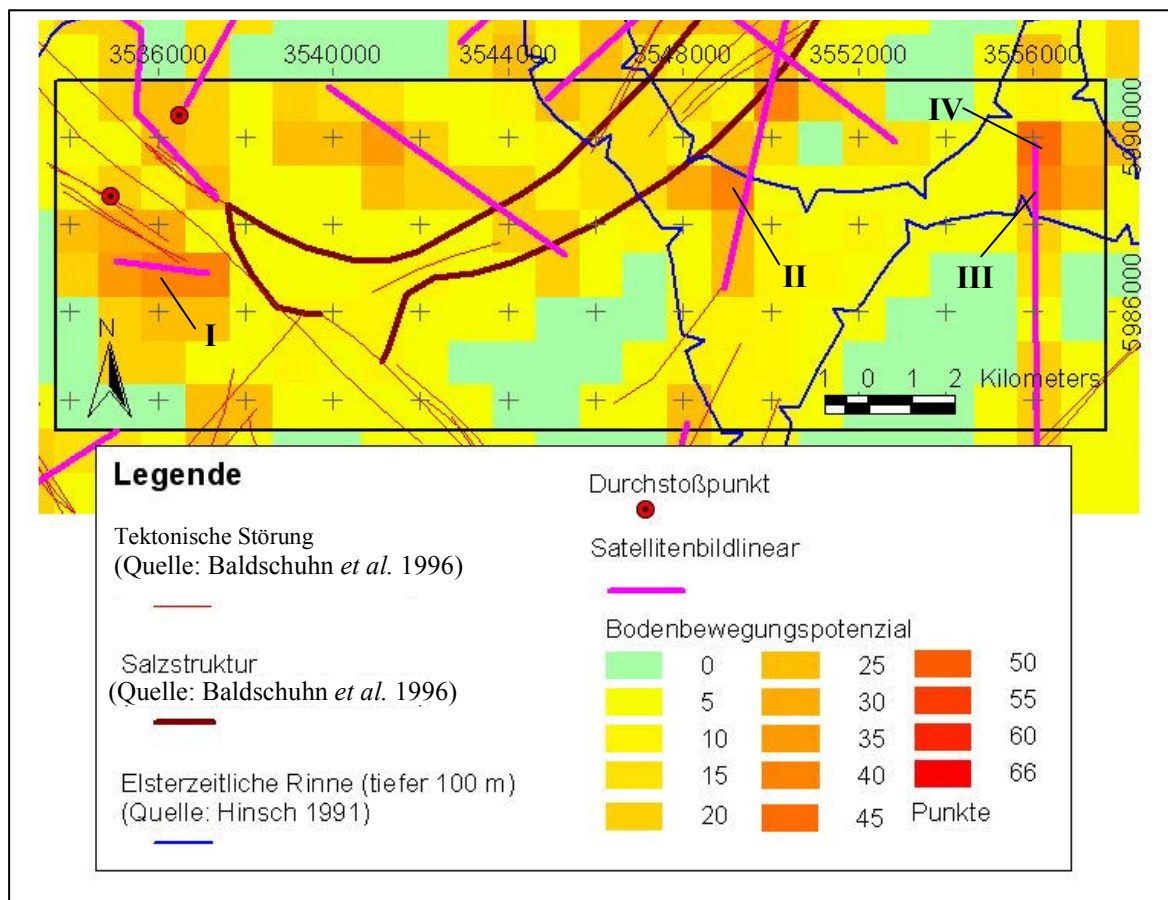


Abb. D.49: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Eisendorf Süd

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	32	10	2	20	7	30	0
1	16	11	3	21	6	31	1
2	5	12	1	22	2	32	0
3	6	13	0	23	3	33	0
4	10	14	1	24	3	36	2
5	32	15	9	25	1	38	1
6	9	16	6	26	2	39	1
7	13	17	3	27	2	40	3
8	2	18	2	28	0	41	0
9	2	19	2	29	1	42	1

Tab. D.18: Punkteverteilung im Gebiet Eisendorf Süd

Im Gebiet Warnau Süd (Abb. D.43 VI) wurden 2 Detektionszellen mit dem Wert 41 Punkte belegt (Abb. D.50 I & II, vgl. Tab. D.19). Die Punkteverteilung beruht auf den Parametern „Korrelationskoeffizienten“ (jeweils 20 Punkte), „Lineamentkartierung“ (jeweils

15 Punkte) und „elsterzeitliche Rinnen“ (jeweils 5 Punkte). Lediglich ein Punkt basiert auf dem Auftreten von tektonischen Störungen. Demnach wird auch in diesem Gebiet das Bodenbewegungspotenzial trotz der hohen erreichten Punktzahl als eher gering eingeschätzt. Insgesamt 99 Detektionszellen wurde am häufigsten der Wert 5 Punkte zugeteilt, was, wie zuvor, auf den Parameter elsterzeitliche Rinnen (Randbereich) zurück zu führen ist.

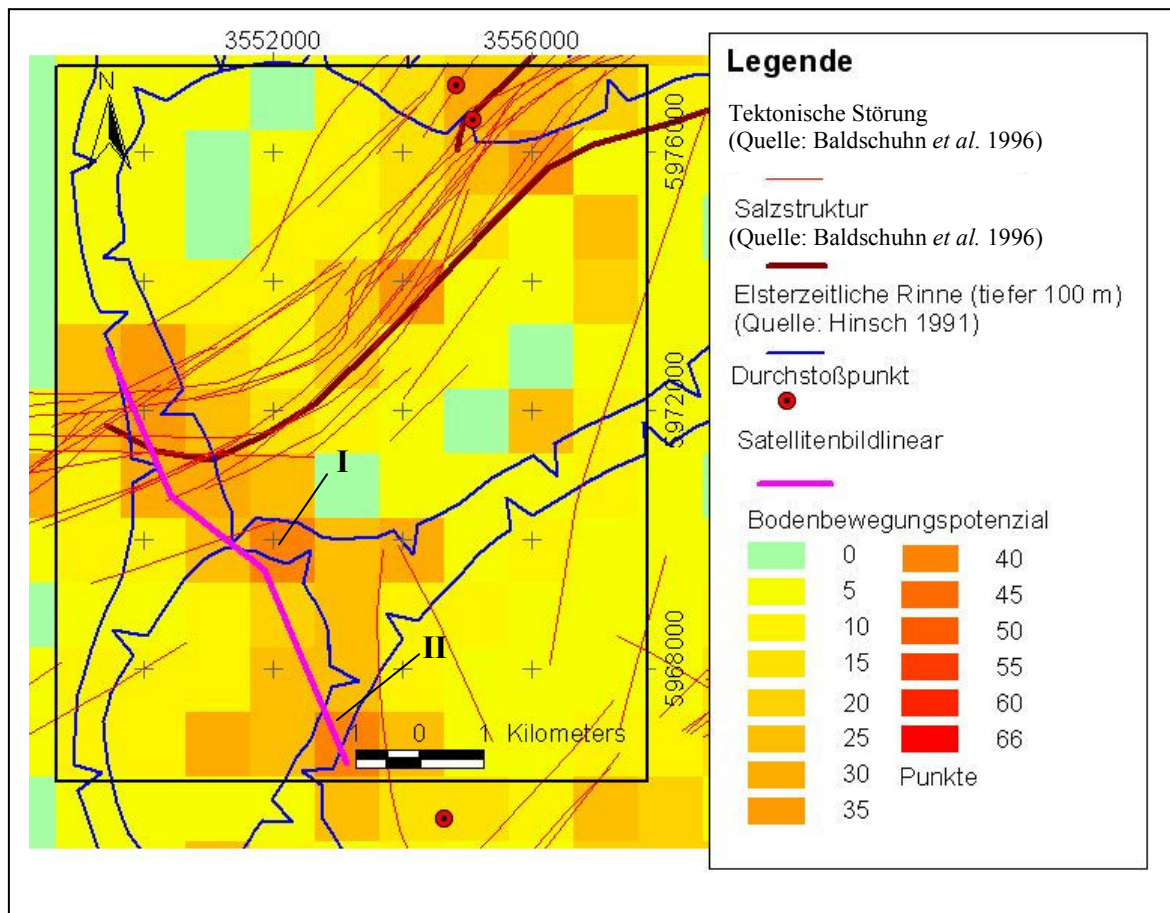


Abb. D.50: Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Warnau Süd

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	6	10	3	20	2	30	0
1	9	11	1	21	5	31	1
2	2	12	2	22	4	32	0
3	1	13	0	23	2	33	1
4	4	14	0	24	0	34	1
5	14	15	3	25	3	35	1
6	12	16	2	26	1	36	1
7	8	17	0	27	3	37	0
8	2	18	1	28	0	38	0
9	1	19	0	29	1	41	2

Tab. D.19: Punkteverteilung im Gebiet Warnau Süd

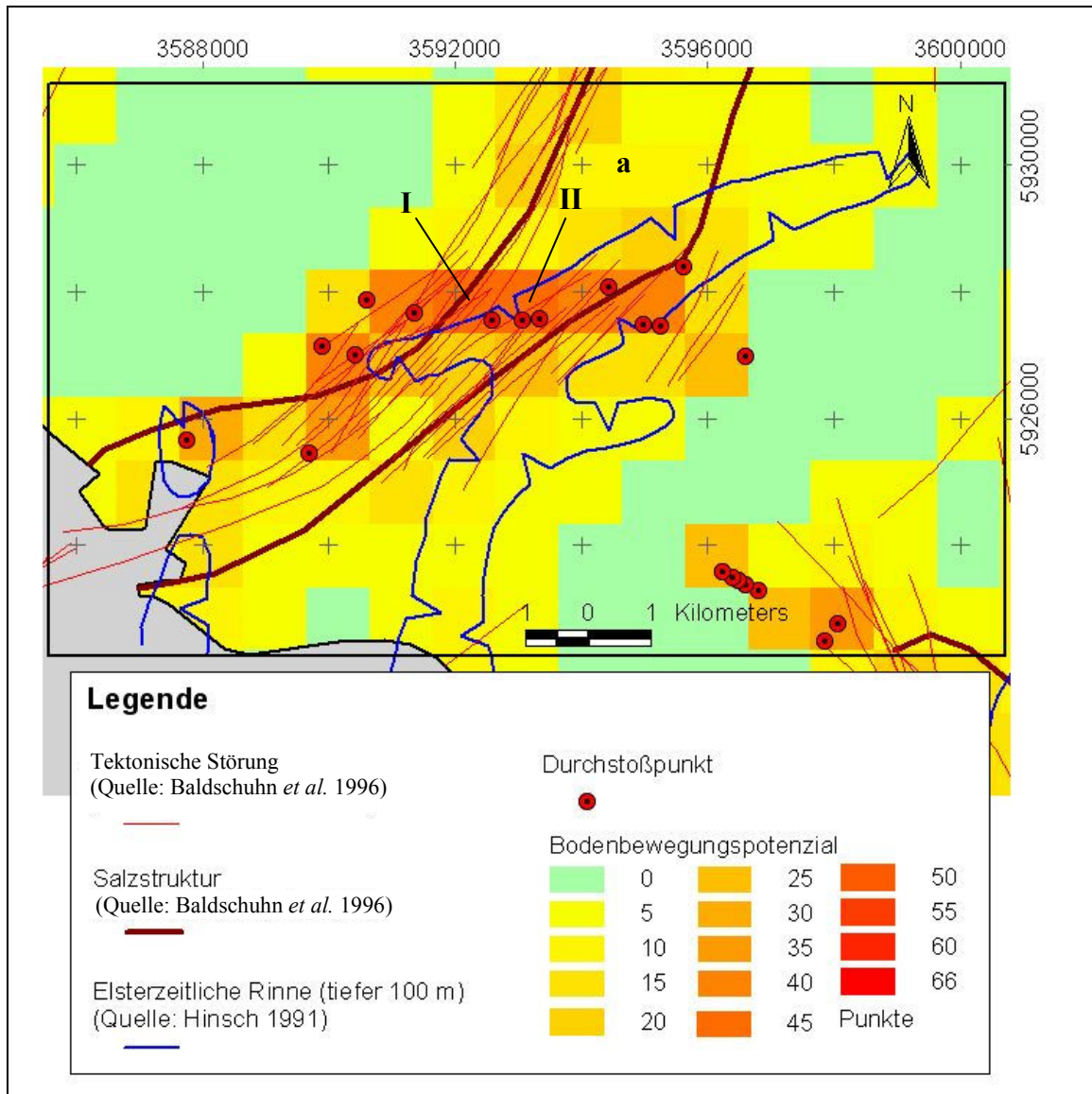


Abb. D.51: Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Schwarzenbek

Hohe Bodenbewegungspotenziale wurden auch für das Gebiet Schwarzenbek ermittelt (Abb. D.43 VII). Das Gebiet ist geprägt von der Salzmauer Geesthacht (**Abb. D.51 a**) und korrespondierenden Störungen, sowie einer elsterzeitlichen Rinne. Die maximale Anzahl von erreichten Punkten beträgt 45 innerhalb einer Detektionszelle im Bereich des Salzstockes Geesthacht (Abb. D.51 I). Der Wert basiert auf den Parametern „Störungsprojektion“ (25 Punkte), „tektonische Störungen“ (5 Punkte), „Salzstrukturen“ (5 Punkte), „elsterzeitliche Rinnen“ (5 Punkte) und „Korrelationskoeffizienten“ (5 Punkte). Eine weitere Detektionszelle wurde mit dem Wert 42 Punkte belegt (Abb. D.51 II). Ihr Wert beruht auf den Parametern „Störungsprojektion“ (25 Punkte), „tektonische Störungen“ (7 Punkte), sowie „Salzstrukturen“ und „elsterzeitliche Rinnen“ (jeweils 5 Punkte). Beide Detektionszellen

befinden sich in einem E-W orientierten Band hohen Bodenbewegungspotenzials. Von insgesamt 158 Detektionszellen wurde am häufigsten der Wert 0 Punkte zugeordnet (59 Zellen, grüne Bereiche). Es folgen die Werte 5 Punkte (21 Zellen), ein Punkt (12 Zellen), 12 Punkte (9 Zellen) und zwei Punkte (8 Zellen) (**Tab. D.20**).

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	59	13	3	26	0	39	2
1	12	14	1	27	1	40	0
2	8	15	1	28	0	41	0
3	0	16	2	29	0	42	1
4	1	17	1	30	0	43	0
5	21	18	1	31	0	44	0
6	4	19	2	32	1	45	1
7	4	20	0	33	0	46	0
8	6	21	3	34	1	47	0
9	4	22	0	35	0	48	0
10	4	23	0	36	0	49	0
11	1	24	0	37	0	50	0
12	9	25	2	38	2		

Tab. D.20: Punkteverteilung im Gebiet Schwarzenbek

Mit einer Fläche von 261 km² ist das Gebiet Segeberg/Plön Süd (Abb. D.43 VIII) das größte zusammenhängende Gebiet mit ermittelten hohen Bodenbewegungspotenzialen (**Abb. D.52 VIII**). Das Gebiet ist geprägt von der N-S verlaufenden Salzmauer Segeberg/Plön (Abb. D.52 a), sowie von Störungen, die in dem Ausdehnungsbereich der Salzmauer auftreten. Weiterhin erstreckt sich eine elsterzeitliche Rinne über weite Teile des Gebietes (Abb. D.52). Die Salzmauer Segeberg/Plön durchbrach erst im Tertiär bzw. Quartär den entsprechenden stratigraphischen Horizont, so dass in diesem Gebiet jüngste halokinetische Prozesse dokumentiert sind (Jaritz 1973). Das höchste für dieses Gebiet ermittelte Bodenbewegungspotenzial (43 Punkte, Abb. D.52 I) beruht auf den Parametern „Korrelationskoeffizienten“ (20 Punkte), „tektonische Störungen“ (16 Punkte) und „elsterzeitliche Rinnen“ (7 Punkte). Eine weitere, mit 41 Punkten belegte Detektionszelle ist im Süden des Gebietes oberhalb der Salzmauer Segeberg/Plön lokalisiert (Abb. D.52 II). Ihr Wert beruht auf den Parametern „Korrelationskoeffizienten“ (20 Punkte), „tektonische Störungen“ (9 Punkte), „Salzstrukturen“ (7 Punkte) und „elsterzeitliche Rinnen“ (5 Punkte). Für insgesamt 26 Detektionszellen wurden Bodenbewegungspotenziale von 33 Punkten und mehr errechnet (**Tab D.21**). Die überwiegende Zahl dieser Detektionszellen ist im Ausdehnungsbereich der Salzmauer Segeberg/Plön lokalisiert, ihre Werte beruhen

überwiegend auf den Parametern „Korrelationskoeffizienten“, „tektonische Störungen“ und „Salzstrukturen“ (Abb. D.52).

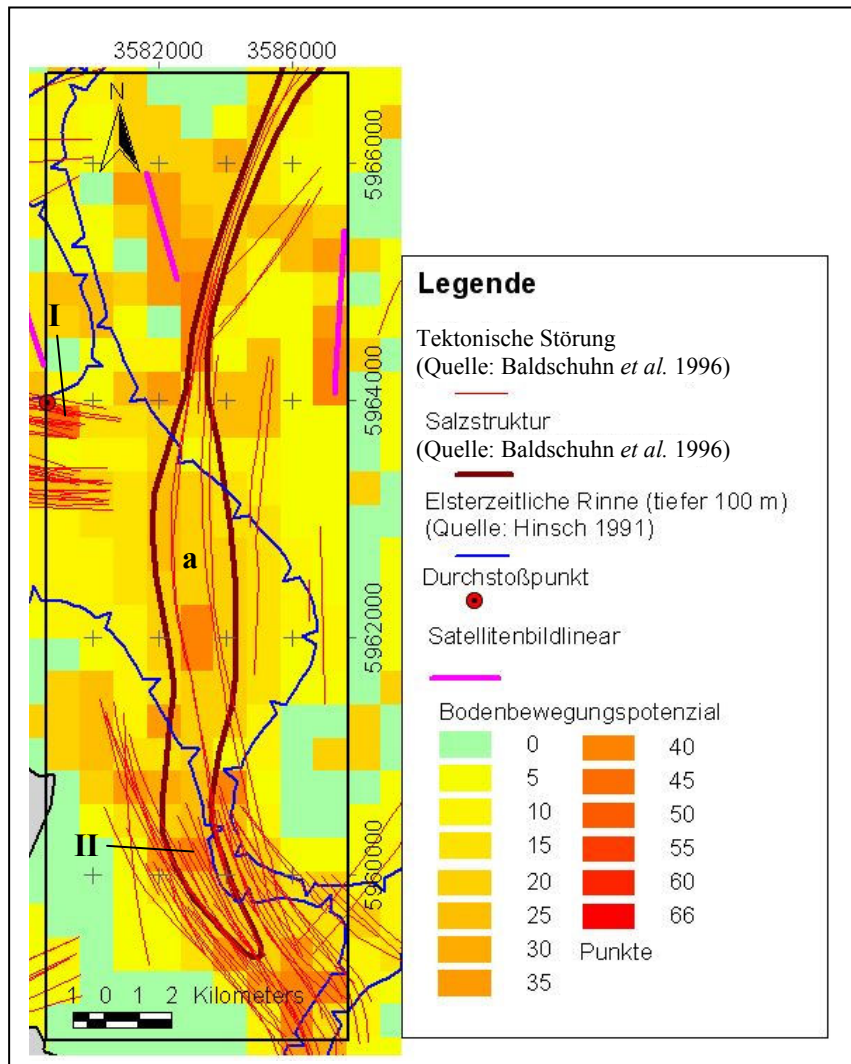


Abb. D.52: Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Segeberg/Plön Süd

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	35	10	1	20	27	32	2
1	11	11	5	21	1	33	2
2	19	12	4	22	5	34	1
3	6	13	4	23	0	35	8
4	4	14	13	24	9	36	2
5	11	15	7	25	7	37	6
6	12	16	7	26	4	38	2
7	7	17	2	27	0	40	3
8	7	18	10	30	1	41	1
9	11	19	2	31	1	43	1

Tab. D.21: Punkteverteilung im Gebiet Segeberg/Plön Süd

Das überdurchschnittlich zahlreiche Auftreten von Detektionszellen mit hohen Bodenbewegungspotenzialen deutet auf rezente Prozesse in diesem Gebiet hin.

Ebenfalls im Ausdehnungsbereich der Salzmauer Segeberg/Plön (Abb. D.53 a) ist das 96 km² große Gebiet Segeberg/Plön Mitte lokalisiert (Abb. D.53 IX). Auch dieses Gebiet weißt, mit 14 Detektionszellen mit Werten von 33 Punkten und mehr, eine überdurchschnittlich große Fläche mit hohen Bodenbewegungspotenzialen auf (Abb. D.53). Der höchste ermittelte Wert für eine Detektionszelle beträgt 53 Punkte (Abb. D.53 I). Die Punkte basieren auf den Parametern „Korrelationskoeffizienten“ (20 Punkte), „Lineamentkartierung“ (15 Punkte), „tektonische Störungen“ (12 Punkte), „elsterzeitliche Rinnen“ (5 Punkte) und „Salzstrukturen“ (1 Punkt). Die zugrunde liegenden N-S orientierten Störungen treten im Ausdehnungsbereich

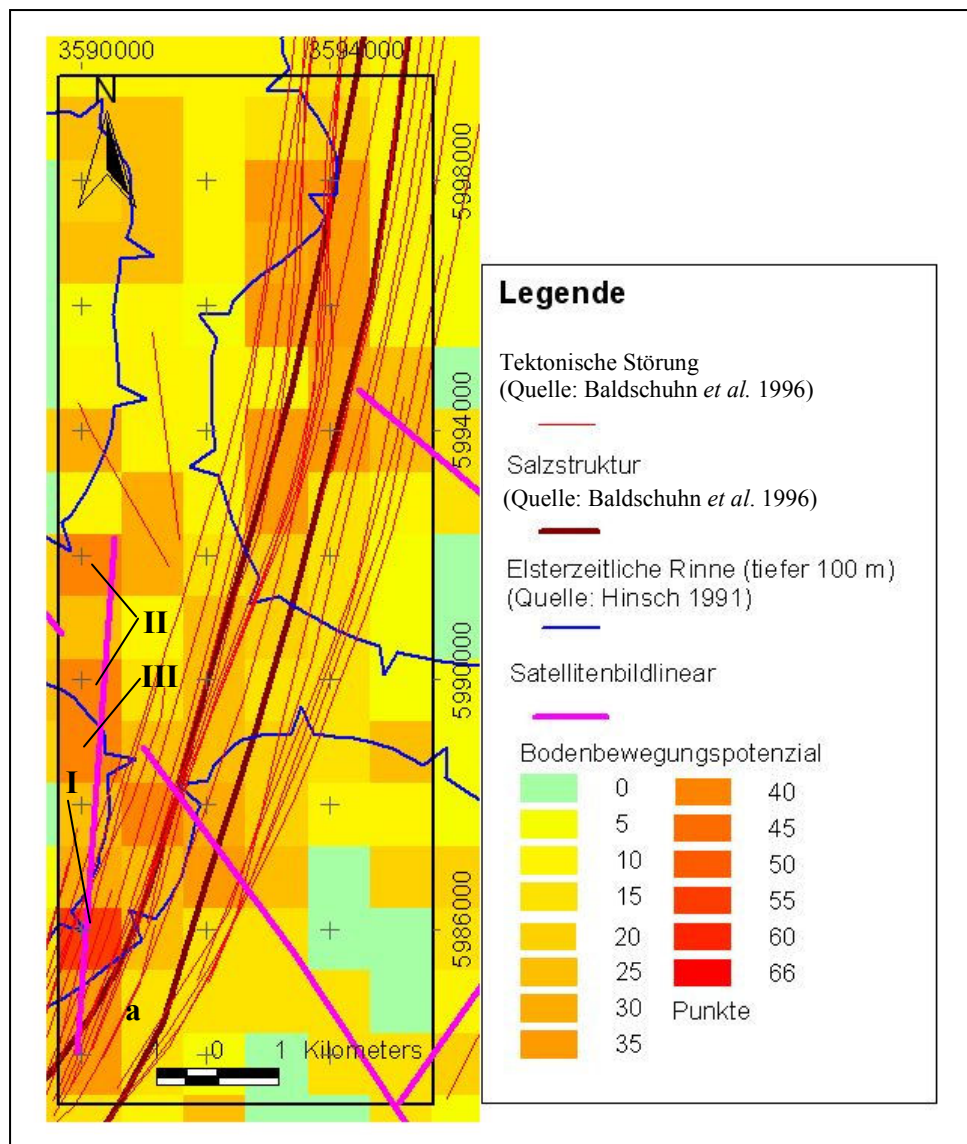


Abb. D.53: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Segeberg/Plön Mitte

der Salzmauer Segeberg/Plön auf und reichen bis zur Basis Mittelmiozän (Baldschuh *et al.* 1996). Ein gleichgerichtetes Satellitenbildlinear deutet an, dass sich die Störungen in diesem Bereich an der rezenten Erdoberfläche abzeichnen (Abb. D.53). Für drei weitere Detektionszellen wurden Bodenbewegungspotenziale von 40 (Abb. D.53 II) bzw. 41 Punkten (Abb. D.53 III) ermittelt. Da sich die Werte dieser Zellen jedoch lediglich aus den Parametern „Korrelationskoeffizienten“ (je 20 Punkte), „Lineamentkartierung“ (je 15 Punkte) und „elsterzeitlichen Rinnen“ (je 5 Punkte) zusammensetzen, wird das tatsächliche Bodenbewegungspotenzial aufgrund des nahezu vollständigen Fehlens von tektonischen Störungen als eher gering eingeschätzt. Demgegenüber zeigen 10 Detektionszellen im Ausdehnungsbereich der Salzmauer Segeberg/Plön Bodenbewegungspotenziale zwischen 33 und 37 Punkten. Ihre Werte basieren neben den errechneten Korrelationskoeffizienten überwiegend auf den Parametern „tektonische Störungen“ und „Salzstrukturen“ (Abb. D.53, **Tab. D.22**). Damit bestätigen die ermittelten Bodenbewegungspotenziale dieses Gebietes die des Gebietes Segeberg/Plön Süd. Demnach bestehen besonders im Ausdehnungsbereich der Salzmauer Segeberg/Plön, die erst im Tertiär bzw. Quartär den entsprechenden stratigraphischen Horizont durchbrach, rezente Bodenbewegungspotenziale.

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	5	10	0	20	3	30	0
1	0	11	3	21	0	31	1
2	1	12	3	22	4	32	2
3	0	13	2	23	3	33	3
4	1	14	1	24	1	34	1
5	4	15	9	25	8	36	5
6	2	16	1	26	1	37	1
7	10	17	1	27	1	40	2
8	4	18	1	28	2	41	1
9	4	19	1	29	3	53	1

Tab. D.22: Punkteverteilung im Gebiet Segeberg/Plön Mitte

Westlich der Salzmauer Segeberg/Plön ist das Gebiet Warnau Mitte lokalisiert (Abb. D.43 X), für das ebenfalls hohe Bodenbewegungspotenziale ermittelt wurden (**Abb. D.54**). Das Gebiet ist geprägt von der N-S verlaufenden Salzmauer Warnau (Abb. D.54 a) und einem Störungsband, das sich im Ausdehnungsbereich der Salzmauer erstreckt. Weiterhin ist eine Elsterzeitliche Rinne in dem Gebiet lokalisiert. Das höchste Bodenbewegungspotenzial wurde mit 40 Punkten für eine Detektionszelle im Süden des Gebietes ermittelt (Abb. D.54 I). Die ermittelten Punkte basieren auf den Parametern „Korrelationskoeffizienten“ (20 Punkte),

„Lineamentkartierung“ (15 Punkte) und „elsterzeitliche Rinnen“ (5 Punkte). 38 Punkte wurden für eine Detektionszelle im Westen des Gebietes auf der Basis von „Korrelationskoeffizienten“ (20 Punkte), „Lineamentkartierung“ (15 Punkte) und „Salzstrukturen“ (3 Punkte) ermittelt. Beide Detektionszellen weisen keine tektonischen (projizierbaren) Störungen auf. Demnach wird das rezente Bodenbewegungspotenzial in diesen Zellen trotz der hohen erreichten Punktzahl als eher gering eingeschätzt.

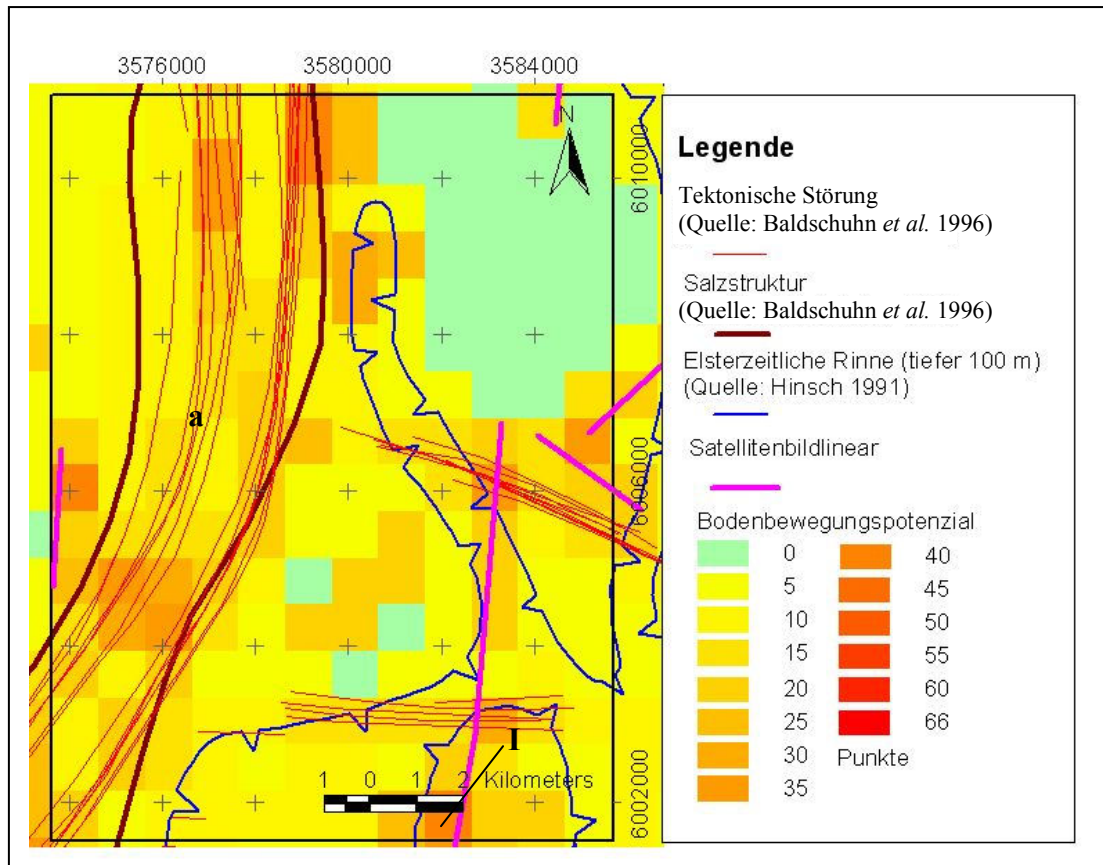


Abb. D.54: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale im Gebiet Warnau Mitte

Im Ausdehnungsbereich der Salzmauer Warnau wurde für 6 Detektionszellen ein Bodenbewegungspotenzial zwischen 34 und 37 Punkten ermittelt. Die Punkte basieren bei allen Zellen auf den Parametern „Korrelationskoeffizienten“ (je 20 Punkte), „Salzstrukturen“ (je 5 Punkte) und „tektonische Störungen“ (9 bis 12 Punkte) (Abb. D.54, **Tab. D.23**). Das für diese Zellen ermittelte Bodenbewegungspotenzial wird im Vergleich zu den Detektionszellen I und II im Gebiet Warnau Mitte aufgrund des Auftretens von tektonischen Störungen bis zur Basis Mittelmiozän höher eingeschätzt.

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	30	10	3	20	11	30	1
1	10	11	4	21	0	31	0
2	5	12	8	22	1	32	1
3	0	13	3	23	1	33	0
4	2	14	6	24	1	34	1
5	23	15	7	25	2	35	3
6	13	16	5	26	1	36	1
7	15	17	4	27	1	37	2
8	8	18	8	28	1	38	1
9	5	19	1	29	2	40	1

Tab. D.23: Punkteverteilung im Gebiet Warnau Mitte

Die Synthese aller Parameter zur Bestimmung von Bodenbewegungspotenzialen für Schleswig-Holstein zeigt, dass sich die meisten Gebiete mit ermittelten hohen Bodenbewegungspotenzialen im Ausdehnungsbereich von Salzstrukturen und/oder tektonische Störungen erstrecken. In den Gebieten Tellingstedt Süd, Eisendorf Süd, Warnau Süd und Warnau Mitte beruhen die ermittelten Bodenbewegungspotenziale überwiegend auf den Parametern Korrelationskoeffizienten und Satellitenbildlinearen. Tektonische (projizierbare) Störungen und Salzstrukturen treten nur untergeordnet auf, so dass für diese Gebiete das rezente Bodenbewegungspotenzial als eher gering eingeschätzt wird. In den Gebieten Sterup, Tellingstedt Nord, Oldensworth Nord, Schwarzenbek, Segeberg/Plön Süd und Segeberg/Plön Mitte hingegen wurden hohe Bodenbewegungspotenziale auf Basis der Parameter „Korrelationskoeffizienten“, „tektonische Störungen“, „Störungsprojektion“ und „Salzstrukturen“ ermittelt. Zusätzlich stimmen Lage und Verlauf von Satellitenbildlinearen in Teilen der genannten Gebiete mit dem Verlauf von Salzstrukturen und tektonischen Störungen überein. Demnach wird ein rezentes Bodenbewegungspotenzial für diese Gebiete als wahrscheinlich betrachtet. Weiterhin beruhen in den Gebieten Tellingstedt Nord, Oldensworth Nord, Segeberg/Plön Süd und Segeberg/Plön Nord die ermittelten Bodenbewegungspotenziale unter anderem auf Salzstrukturen, für die jüngste Aktivitäten im Tertiär bzw. Quartär nachgewiesen wurden (Jaritz 1973). Zusätzlich sind in den Gebieten Sterup, Tellingstedt Nord und Schwarzenbek mehrere oberflächennahe, projizierbare Störungen lokalisiert, die mit hoher Wahrscheinlichkeit an der rezenten Erdoberfläche austreichen und somit ein rezentes Bodenbewegungspotenzial besitzen. Die Ergebnisse zeigen, dass in den Gebieten Sterup, Tellingstedt Nord, Oldensworth Nord, Schwarzenbek und Plön von einem rezenten Bodenbewegungspotenzial ausgegangen werden muss. Um

diese rezenten Bodenbewegungspotenziale weiter zu quantifizieren wurden in den Gebieten Plön, Schwarzenbek und Sterup in Form von hoch aufgelösten Luftbildkartierungen und oberflächennahen 2D-seismischen Sondierungen weitergehende Untersuchungen durchgeführt (vgl. Kap. E.1.; E.3.; E.4.). Zusätzlich wurde das Gebiet Lindewitt im Norden Schleswig-Holsteins anhand einer hoch aufgelösten Luftbildkartierung untersucht. Obwohl hier keine erhöhten Bodenbewegungspotenziale ermittelt wurden zeigt die Berechnung von Korrelationskoeffizienten, sowie die Satellitenbildkartierung, dass es in diesem Bereich NW-SE streichende Strukturen gibt, deren Ursache auf Basis der verfügbaren Daten nicht geklärt werden kann (vgl. Kap. E.2.).

E) Weitergehende Untersuchungen in ausgewählten Projektgebieten

E.1. Plön

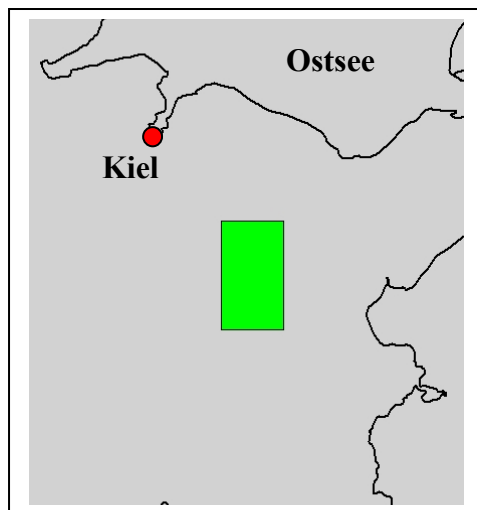


Abb. E.1: Lage Projektgebiet Plön

Das Projektgebiet Plön befindet sich im Osten Schleswig-Holsteins und erstreckt sich über eine Fläche von ca. 220 km². Geographisch liegt es in dem Koordinatenfenster 3599204/6009252 (NE), 3599204/5989109 (SE), 3587864/5989109 (SW), 3587864/6009252 (NW) (nach Gauss-Krüger, Deutschland, Zone 3). Die Wahl des Projektgebietes erfolgte aufgrund des Auftretens von tektonischen Tiefenstrukturen, Salzstrukturen, elsterzeitliche Rinnen, projizierbaren oberflächennahen Störungen, sowie einer sich rezent vergrößernde Senke bei

Kleinneudorf (Abb. E.3 II). Weiterhin bestätigen kartierte Luft- und Satellitenbildlineare die Hauptorientierung der Tiefenstrukturen.

Der Untergrund des Projektgebietes ist geprägt von einem N-S laufenden Störungsband mit auftretenden Störungen von der Basis Zechstein bis zur Basis Mittelmiozän (Baldschuhn *et al.* 1996, Abb. C.31). Dabei treten die meisten Störungen an der Basis Mitteleozän bis Unteroligozän auf (Tab. E.1). Sowohl an der Basis Untermiozän wie auch an der Basis Mittelmiozän sind jeweils drei Störungen

Kürzel	Geologischer Horizont	Anzahl Störungen
tmiR	Basis Mittelmiozän bis Pliozän	3
tmiu	Basis Untermiozän	3
tolm-tolo	Basis Mitteloligozän bis Oberoligozän	0
teom-tolu	Basis Mitteleozän bis Unteroligozän	4
tpao-teou	Basis Oberpaläozän bis Untereozän	2
kro	Basis Oberkreide	3
kru	Basis der marinen Unterkreide	3
jo+Wd	Basis Oberjura und „Wealden“	0
jm	Basis Dogger	0
ju	Basis Lias	0
k	Basis Keuper	2
so+m	Basis Röt und Muschelkalk	2
su+sm	Basis Unterer und Mittlerer Buntsandstein	2
z	Basis Zechstein	1

Tab. E.1: Auftreten von Störungen im Projektgebiet Plön (Quelle: „Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland“ 1996)

lokalisiert. Alle Störungen treten im Ausdehnungsbereich der Salzmauer Segeberg/Plön auf, die ebenfalls NNE-SSW streicht und im Bereich Bosau bis auf 300 m unter NN aufsteigt (**Abb. E.2**). Die Untersuchung 2D-seismischer Profile zeigt weiterhin, dass 6 oberflächennahe Störungen nördlich des Plöner Sees mit hoher Wahrscheinlichkeit an der Erdoberfläche austreichen (Abb. E.2; vgl. Kap. D.2.). Bei allen Störungen handelt es sich um Abschiebungen. Weiterhin erstrecken sich weitläufige Elsterzeitliche Rinnen über große Teile des Projektgebietes (Abb. E.2).

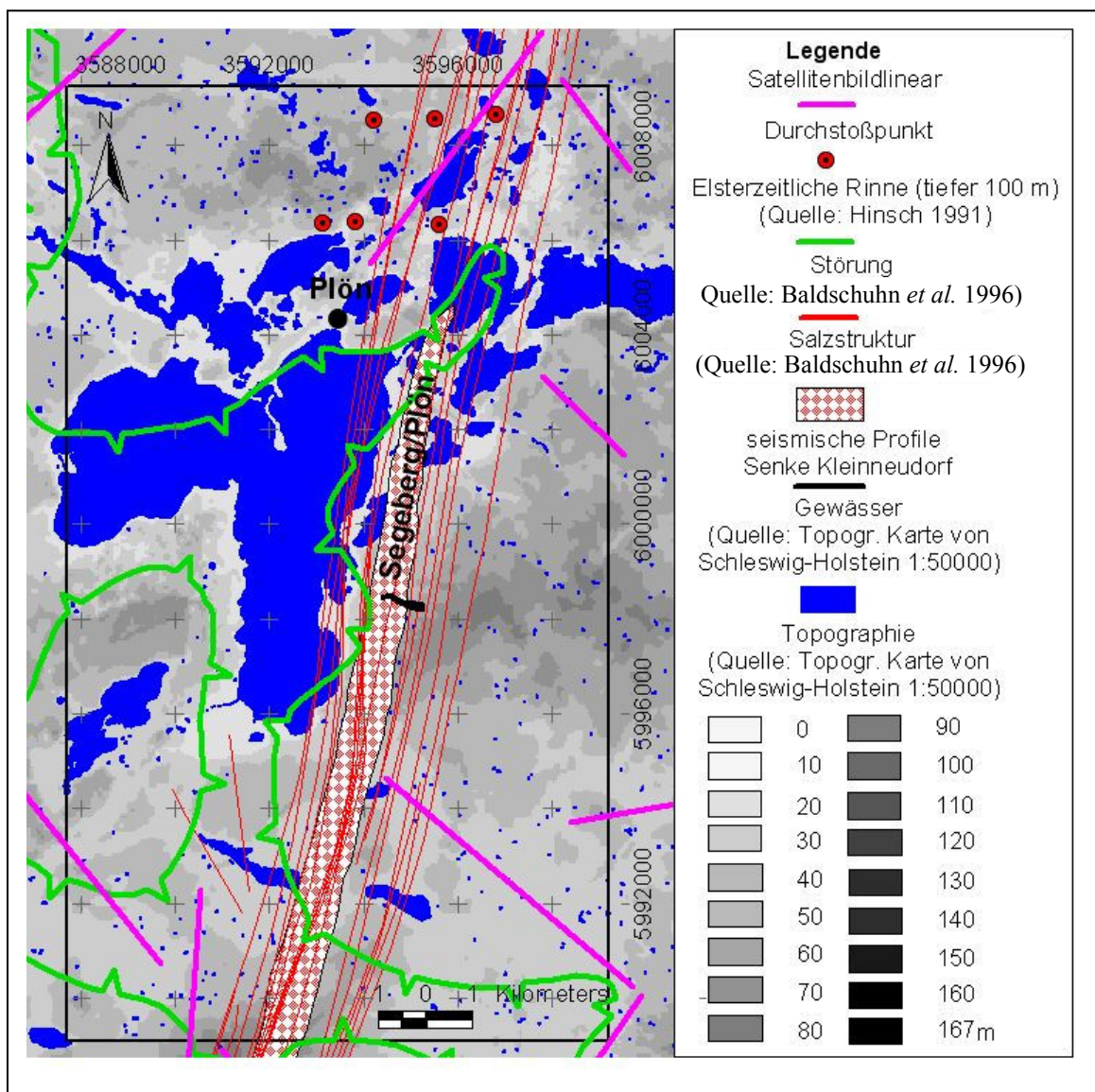


Abb. E.2: Übersicht über tektonische Störungen, Salzstrukturen, projizierte, oberflächennahe Störungen, elsterzeitliche Rinnen und kartierte Satellitenbildlineare im Projektgebiet Plön

Das, von den zuvor beschriebenen Parametern ausgehende, quantifizierte Bodenbewegungspotenzial ist in **Abb. E.3** beschrieben. Zusätzlich zeigt die Abbildung den

Verlauf der Salzmauer Segeberg/Plön, sowie die tektonischen Störungen, Elsterzeitliche Rinnen, Satellitenbildlineare und Durchstoßpunkte. Die Bodenbewegungspotenziale sind dominiert von tektonischen Störungen und Salzstrukturen im Untergrund (vgl. Kap. D.4. & Kap. D.5.). Die maximale erreichte Punktzahl liegt bei 41 Punkten (2 Detektionszellen = 2 km²), die minimal erreichte Punktzahl liegt bei 0 Punkten (70 Detektionszellen = 70 km²) (**Tab. E.2**). Am häufigsten wurde der Wert 5 Punkte zugeteilt, was auf die Punktevergabe für den Randbereich von elsterzeitlichen Rinnen zurückzuführen ist. 23 Detektionszellen wurde der Wert von 7 Punkten zugeordnet, die für zentrale Rinnenbereiche zugeteilt werden. Das Punktemaximum von 41 Punkten im Südwesten des Projektgebietes (Abb. E.3 I) beruht auf den Parametern „Lineamentkartierung“ (15 Punkte), „Korrelationskoeffizienten“ (20 Punkte) und „tektonische Störungen“ (6 Punkte). Salzstrukturen wurden im Untergrund dieser Detektionszelle nicht lokalisiert.

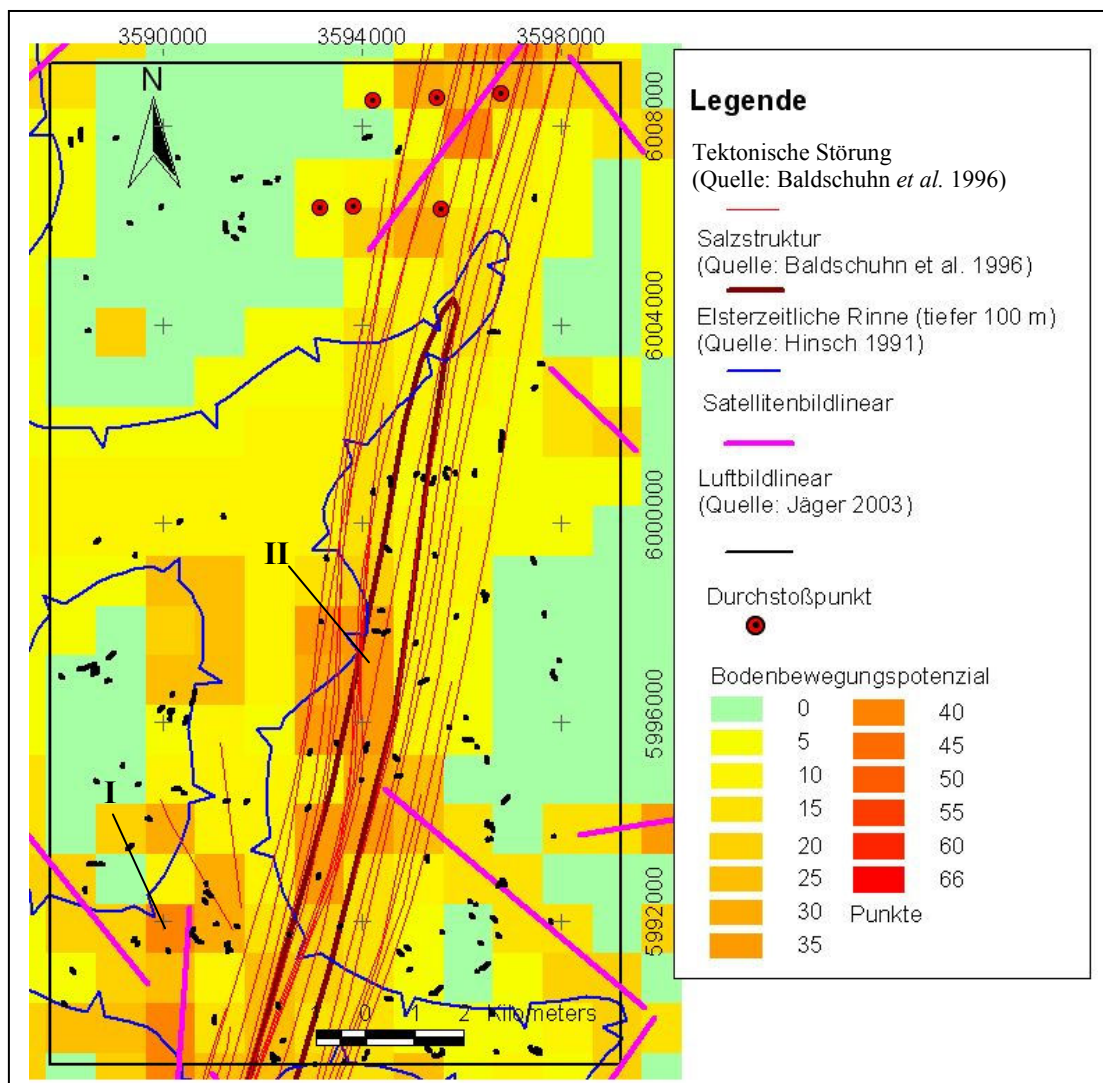


Abb. E.3: Quantifizierung der Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Plön unter Berücksichtigung aller Parameter (vgl. Kap. D.9.)

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	70	22	2
1	0	23	2
2	12	24	1
3	1	25	10
4	5	26	1
5	30	27	2
6	7	28	1
7	23	29	4
8	6	30	0
9	6	31	1
10	6	32	2
11	5	33	3
12	4	34	0
13	3	35	0
14	2	36	3
15	14	37	0
16	1	38	0
17	3	39	0
18	2	40	3
19	2	41	2
20	15	42	0
21	0		

Tab. E.2: Übersicht der Punkteverteilung für das Projektgebiet Plön

Die zweite Detektionszelle mit dem Maximum von 41 Punkten ist im Nordosten lokalisiert. Der ermittelte Wert setzt sich zusammen aus den Parametern „Korrelationskoeffizienten“ (20 Punkte), „Lineamentkartierung“ (15 Punkte), „tektonische Störungen“ (1 Punkt), sowie „elsterzeitliche Rinnen“ (5 Punkte). Für drei Detektionszellen östlich des Plöner Sees wurde ein Bewegungspotenzial von mehr als 33 Punkten ermittelt. Das ermittelte Bewegungspotenzial beruht auf den Parametern „Salzstrukturen“, „tektonische

Störungen“, „Korrelationskoeffizienten“ und „elsterzeitliche Rinnen“. Im Bereich einer Detektionszelle wurde eine sich rezent vergrößernde Senke lokalisiert (Abb. E.3 II).

Aufgrund der ermittelten Bodenbewegungspotenziale wurden im Projektgebiet Plön in Form von geometrischen Analysen, Luftbildkartierungen und seismischen Untersuchungen weitergehende Untersuchungen durchgeführt. Sowohl für die geometrische Analyse, wie auch für die Linearkartierung wurde das Projektgebiet in ein nördliches und ein südliches Gebiet unterteilt. Die Unterteilung basiert auf einem nachgewiesenen Wechsel der Hauptstreichrichtung von topographischen Elementen (Jäger 2003, vgl. **Abb. E.4**). Weiterhin wurde sowohl für die geometrische Analyse, wie auch für die Linearkartierung zwischen dem gesamten Projektgebiet und dem Gebiet innerhalb der Störungszone differenziert (**Abb. E.6**). Die Richtungsanalyse der Seen im gesamten Projektgebiet unterscheidet sich nur marginal von derselben Richtungsanalyse innerhalb der Störungszone (vgl. **Abb. E.4**). Im nördlichen Teilgebiet dominiert eine NE-SW Orientierung, sowie eine NNE-SSW Orientierung (**Abb. E.4**). Im südlichen Teilgebiet dominiert eine NW-SE gerichtete Orientierung (**Abb. E.5**). Die geometrische Analyse der Senken zeigt, dass deren Orientierung innerhalb der Störungszone

deutlicher mit der Orientierung von strukturgeologischen Elementen übereinstimmt als außerhalb der Störungszone (Abb. E.4 & Abb. E.5).

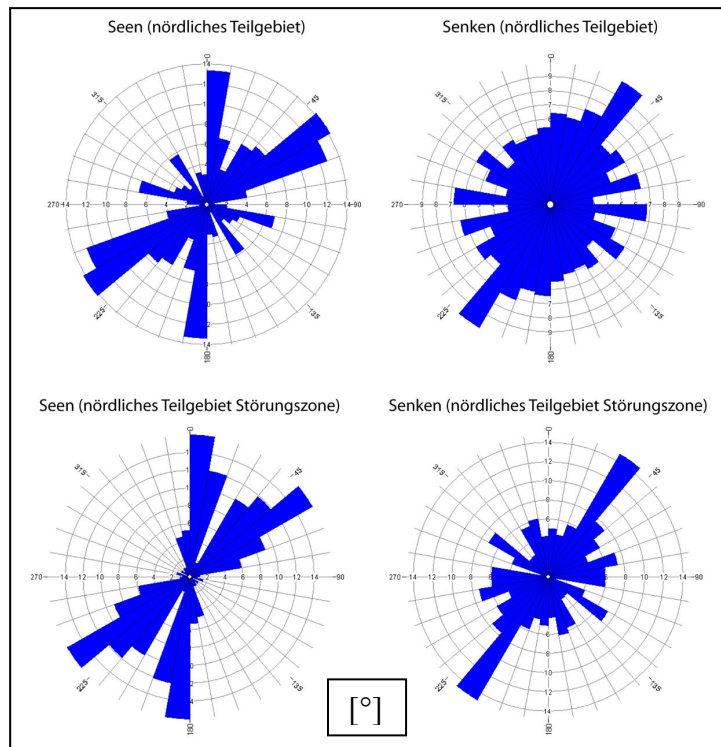


Abb. E.4: Geometrische Analyse von Seen und Senken im Projektgebiet Plön, nördlicher Teil (Quelle: Jäger 2003)

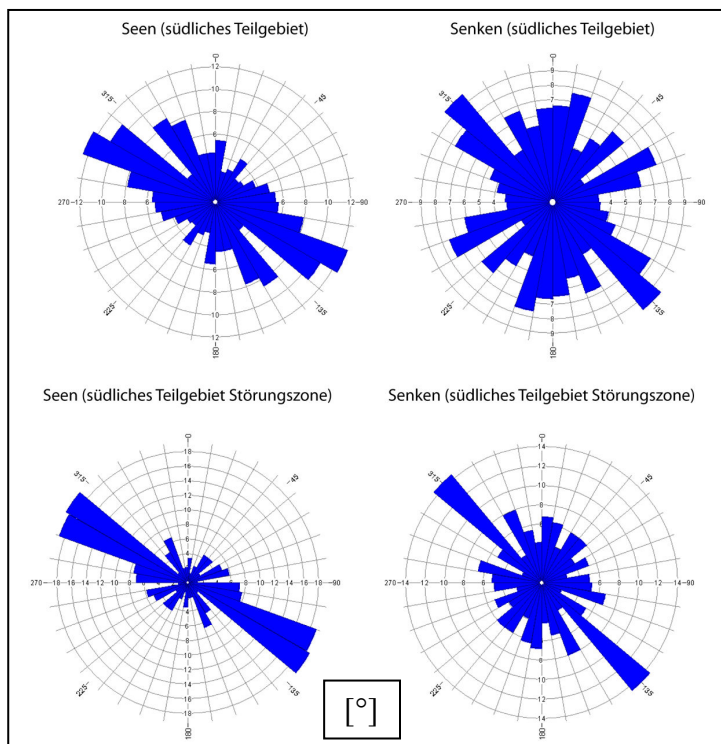


Abb. E.5: Geometrische Analyse von Seen und Senken im Projektgebiet Plön, südlicher Teil (Quelle: Jäger 2003)

So zeigt die Richtungsanalyse der Senken innerhalb der Störungszone im nördlichen Teilgebiet, analog zur Hauptorientierung der Salzmauer, sowie der Störungen im Untergrund, eine deutliche NE-SW Orientierung, während die Senken innerhalb der Störungszone im südlichen Teilgebiet eine NW-SE gerichtete Orientierung aufweisen. Die Störungszone aufbauenden tektonischen Störungen besitzen ausnahmslos eine NNE-SSW gerichtete Orientierung (Baldschuhn *et al.* 1996). Demnach kommt ein Einfluss von im „Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland“ dokumentierten Tiefenstrukturen auf die Entwicklung der rezenten Oberfläche nur im nördlichen Bereich des Projektgebietes Plön in Frage. Die Kartierung von Linearen anhand von Luftbildern orientiert sich an den Erkenntnissen der geometrischen Analyse im Projektgebiet Plön. So wurde zwischen der großflächigen Quantifizierung kartierter Lineare für das gesamte Projektgebiet und der Quantifizierung nur innerhalb der Störungszone differenziert (Jäger 2003).

Abbildung E.7 zeigt die Richtungsanalyse der kartierten Lineare im Bereich der nördlichen Störungszone. Die Kluftrrose zeigt zwei Hauptorientierungen. Es handelt sich dabei um eine NNE-SSW Orientierung, sowie eine NW-SE Orientierung. Damit bestätigen die Lineare sowohl die Hauptorientierung der tektonischen Störungen, als auch die Hauptorientierungen der topographischen Elemente. Die Richtungsanalyse der Luftbildlineare im südlichen Projektgebiet zeigt ein anderes Verteilungsmuster. Neben einer dominierenden E-W Orientierung ist die NW-SE gerichtete Orientierung hier stärker ausgeprägt. Eine N-S gerichtete Orientierung tritt im südlichen Teilgebiet nur untergeordnet auf (**Abb. E.8**). Das Ergebnis zeigt, dass sich der Einfluss von den, im geotektonischen Atlas von NW-Deutschland dokumentierten Tiefenstrukturen auf den

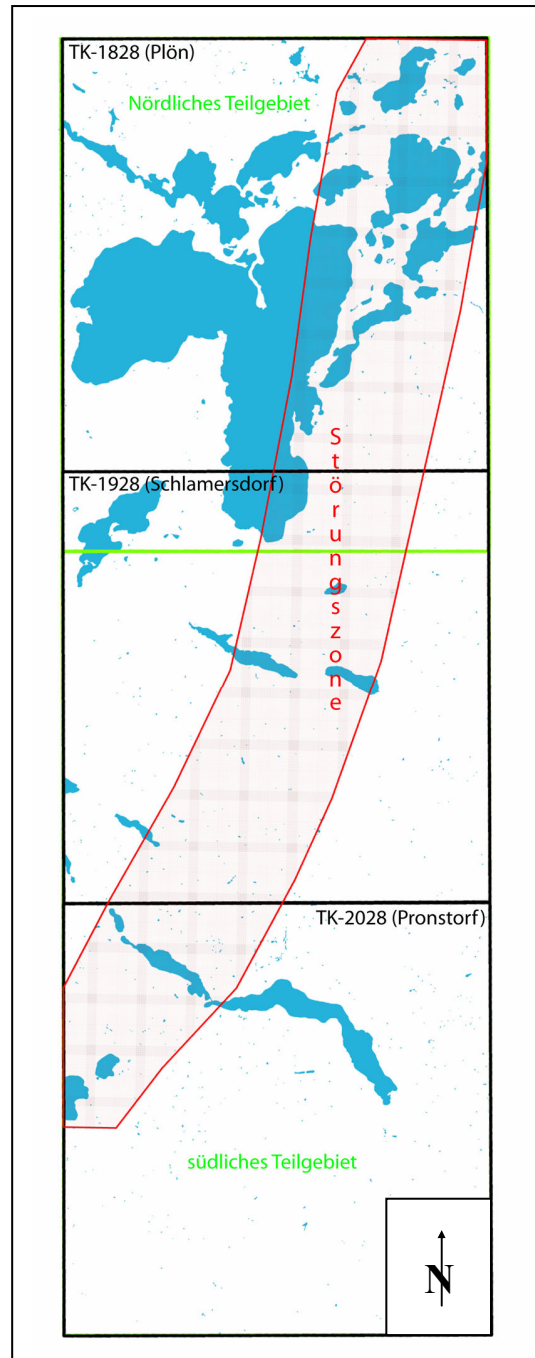


Abb. E.6: Projektgebiet Plön mit Störungszone (Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996)

nördlichen Bereich des Projektgebietes beschränkt.

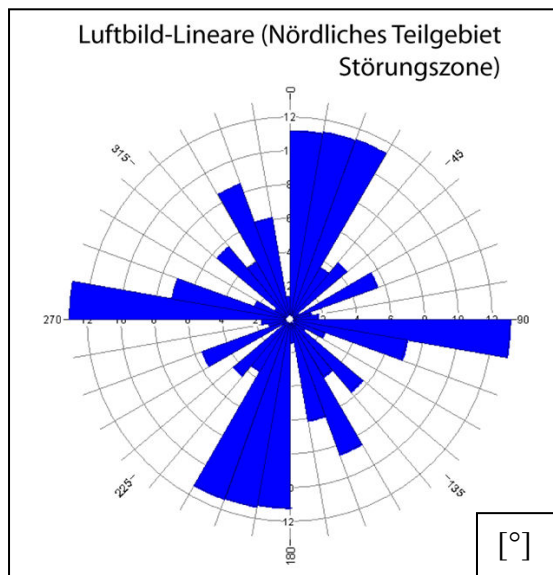


Abb. E.7 (Quelle: Jäger 2003)

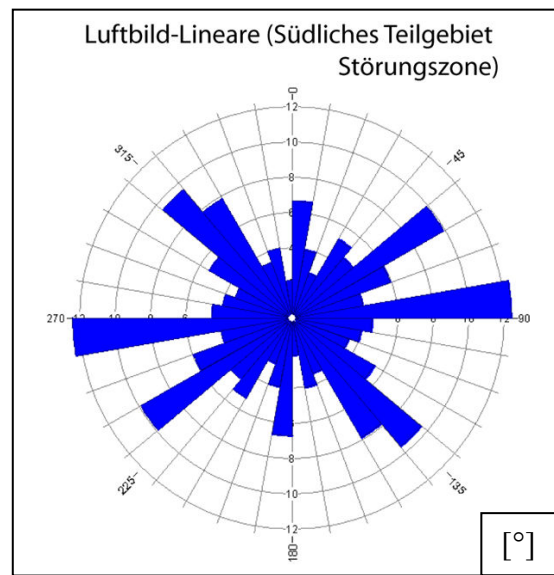


Abb. E.8 (Quelle: Jäger 2003)

Die Untersuchung von Luftbildern, die die selbe Fläche im Projektgebiet Plön mit einem Abstand von 40 Jahren darstellen, zeigt weiterhin, dass sich inmitten des Kartiergebietes bei Klein-Neudorf, ca. 3 km östlich des Plöner Sees (TK 1828), eine sich rezent vergrößernde Senke im Randbereich der Salzmauer Segeberg/Plön innerhalb der Störungszone befindet. **Abb. E.9** zeigt ein Luftbild aus dem Jahr 1959. In diesem Luftbild besitzt die kreisrunde Senke einem Durchmesser von ca. 17 m. **Abb. E.10** zeigt denselben Bereich in einer Luftbildaufnahme des Jahres 1999. Deutlich ist die nun NW-SE orientierte Senke zu erkennen. Der Durchmesser hat sich innerhalb von 40 Jahren mit ca. 65 m nahezu verdreifacht. Die NW-SE gerichtete Orientierung stimmt nicht mit der Hauptorientierung der strukturgeologischen Elemente überein. Um mögliche Ursachen für diese rezente Vergrößerung zu untersuchen wurden zwei 2D-seismische Profile angefertigt. Während Profil 1 inmitten durch das heutige Zentrum der Senke verläuft, wurde das zweite Profil als Referenzprofil ca. 100 m weiter südlich, außerhalb der Senke, gelegt. Sowohl Messlinie 1 wie auch Messlinie 2 beginnen am östlichen Ortsausgang von Bosau. Für Profil 1 wurden, bei einem Geophongruppenabstand von 6 Metern, 154 Geophonstationen benutzt, für Profil 2 bei gleichem Geophongruppenabstand, 152 Geophonstationen. Jede Geophongruppe (Sensor SM-4 (10 Hz)) setzte sich aus drei Geophonen zusammen, bei einem Geophonabstand von 2 Metern. Die Gesamtlänge beider Profile beträgt ca. 2200 Meter.

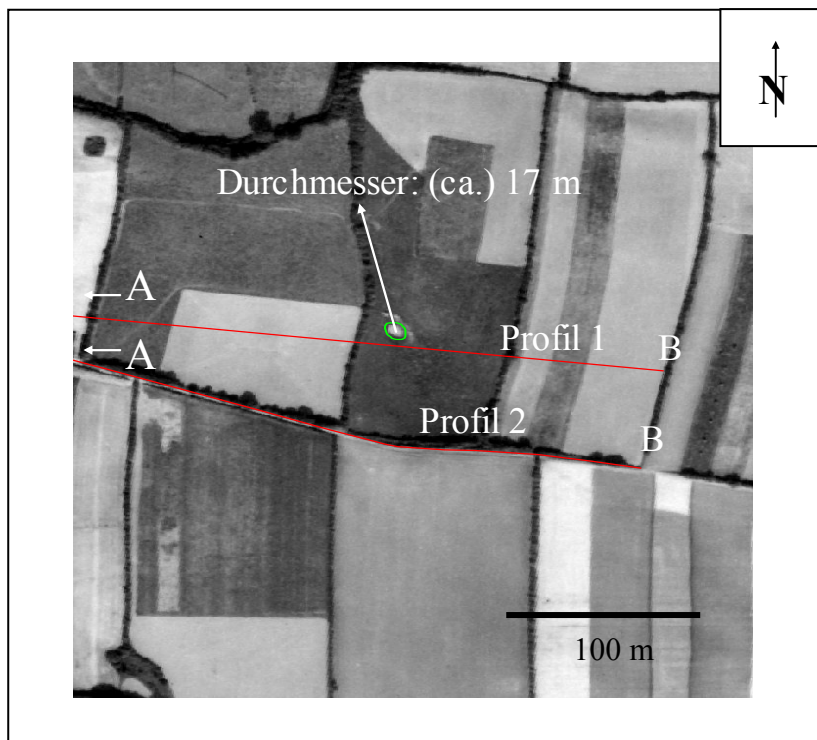


Abb. E.9: Luftbild der Senke Klein-Neudorf aus dem Jahr 1959

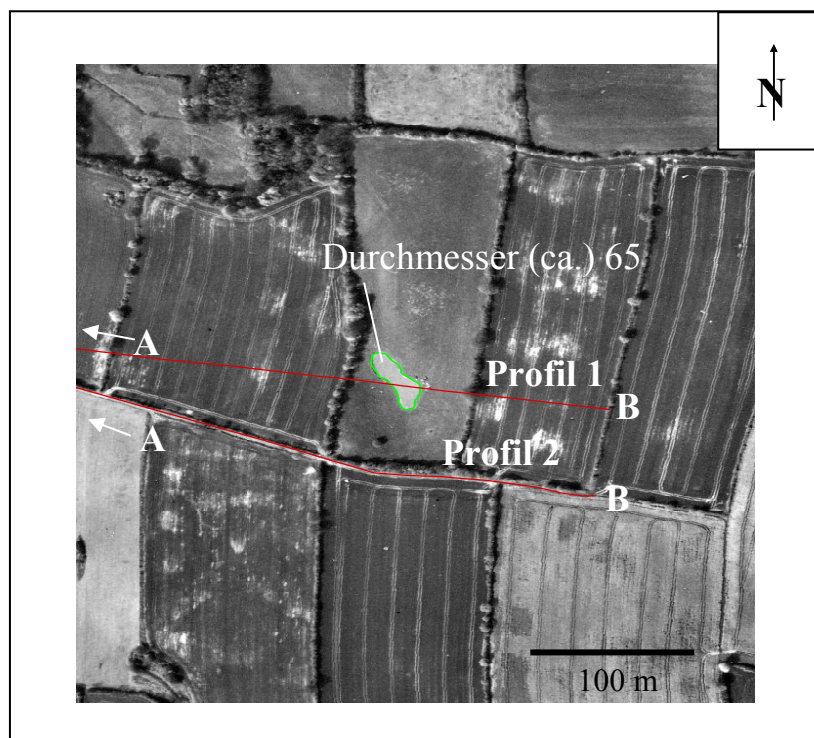


Abb. E.10: Luftbild der Senke Klein-Neudorf aus dem Jahr 1999

Als Signalquelle diente ein Stahlkolben als beschleunigtes Fallgewicht (Mjöltnir P9), das auf eine Arbeitshöhe von 1,50 m gebracht wird. Nach dem Ausklingen des Kolbens erfolgte eine zusätzliche Beschleunigung durch Gummizüge. Bei dem folgenden Aufprall des Gewichts auf eine Stahlplatte wurde eine Anregungsenergie von mehr als 7500 Nm/Stack erzeugt. Die Triggerung erfolgte mit einem Lichtschranken-Kontrollsystem. Der Schusspunkt Abstand betrug 12 m, bei 5-facher Vertikalstapelung. Als Aufnahmesystem wurde das SUMMIT Seismic Telemetry Acquisition System mit 200 Kanälen verwendet. **Tabelle E.3** zeigt weitere Aufzeichnungsparameter.

Das Processing durch die Firma GeoFact erfolgte mit Hilfe der Software Promax 401 des Anbieters Advance Geophysical Corporation auf einer IBM Risc 6000 Workstation. Weiterhin wurde mit Hilfe des Programms rayfract (Intelligent Ressources) eine Delta T-V-Inversion durchgeführt. Dabei wird aufgrund der Kenntnis von Laufzeiten seismischer Wellen in unterschiedlichen Gesteinstypen ein zu erwartendes Modell für die zu untersuchende Region zu Grunde gelegt. Auf Basis der Ersteinsätze wird dann die Abweichung der tatsächlichen Laufzeiten vom zugrunde gelegten Modell berechnet. Aus diesen Laufzeitabweichungen ergibt sich die delta T-V-Tomographie.

Vertikalstapelung:	5-Fach
Vorverstärkung:	0 dB
Dynamischer Bereich:	132 dB
Abtastintervall:	0,5 ms
Aufzeichnungslänge:	2.048 ms
Low Cut:	out
High Cut:	800 Hz
Notch:	out
Polarität:	SEG-Standard Erstausschlag negativ bei Anregung von unten
Datenformat:	SEG-2

Tab.E.3: Aufzeichnungsparameter Seismik

Profil 1 verläuft über eine Länge von 1100 m von West nach Ost direkt durch die, sich rezent vergrößernde Senke bei Klein-Neudorf (**Abb. E.10 & E.11**). Das Relief steigt von A nach B um eine Höhe von ca. 26 m. (Abb. E.11 a). Sehr deutlich ist bei ca. 1000 m die sich abrupt ins Gelände einschneidende Senke mit einer Tiefe von ca. 12 m zu erkennen. Das seismische Profil zeigt mehrere ausgeprägte Reflektoren in den oberen 400 m. Eine stratigraphische Zuordnung dieser Reflektoren ist

aufgrund fehlender Bohrdaten nicht exakt möglich. Hauptreflektor 1 (gelb) verläuft beginnend bei einer Tiefe von ca. 320 m unter NN im Westen langsam aufsteigend nach Osten, wo er am Ende des Profils eine Tiefe von ca. 180 m unter NN erreicht. Mit hoher Wahrscheinlichkeit handelt es sich hierbei um die Basis Mittelmiozän (Baldschuh *et al.* 1996). Störungen sind entlang des Hauptreflektors nicht zu erkennen. Im Osten liegt die Basis

Mittelmiozän diskordant auf einer Gruppe anderer Reflektoren tieferer Bereiche, die wiederum konkordant zueinander verlaufen. Oberhalb der Basis Mittelmiozän sind mehrere kleinere Reflektoren zu erkennen. Keiner dieser Reflektoren verläuft durchgehend von West nach Ost. Vielmehr gibt es einzelne Zerüttungszonen, deren Struktur auf die ungeordnete Ablagerung Quartärer Sedimente in Form von Moränenmaterial oder Sandern hinweist. Auch in den oberen Reflektoren sind keine tektonischen, oberflächennahen Störungen erkennbar.

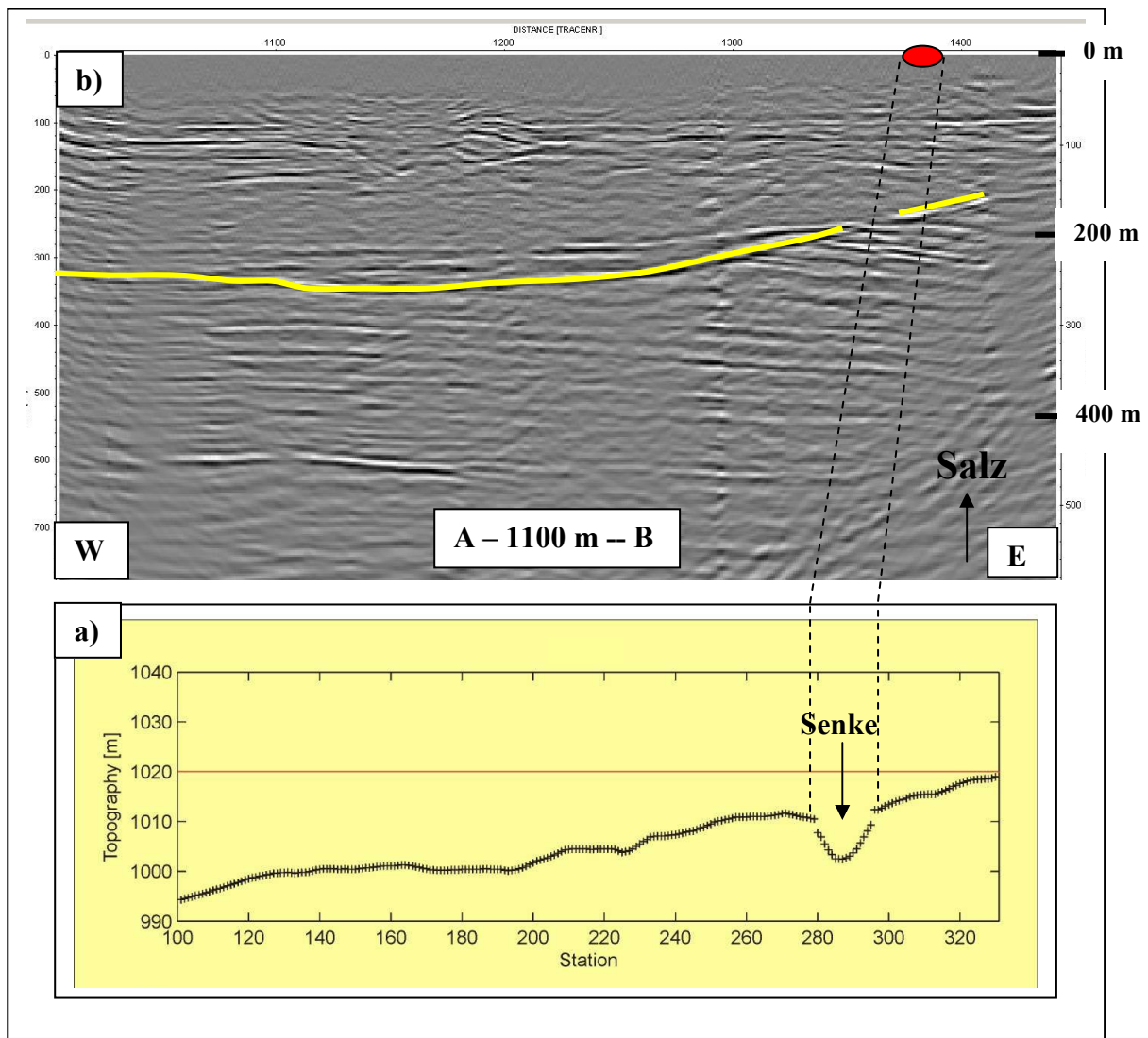


Abb. E.11: Profil 1 mit Topographie, Senke Klein-Neudorf

Profil 2 verläuft über eine Länge von 1100 m von West nach Ost, ca. 100 m am südlichen Rand der sich rezent vergrößernden Senke bei Klein-Neudorf vorbei (**Abb. E.10 & E.12**). Das Relief (**Abb. E.12 a**) zeigt, dass der Profilverlauf außerhalb der sich rezent vergrößernden Senke liegt. Der Schichtverlauf ähnelt stark dem von Profil 1. Das Relief zeigt auch bei Profil 2 einen Anstieg von ca. 26 m zwischen A und B.

Hauptreflektor 1 (Basis Mittelmiozän) ist auch in diesem Profil deutlich zu erkennen. Er liegt im östlichen Bereich diskordant auf mehreren anderen Reflektoren, die ihrerseits konkordant zueinander verlaufen. Störungen sind im gesamten Bereich des Profils nicht zu erkennen.

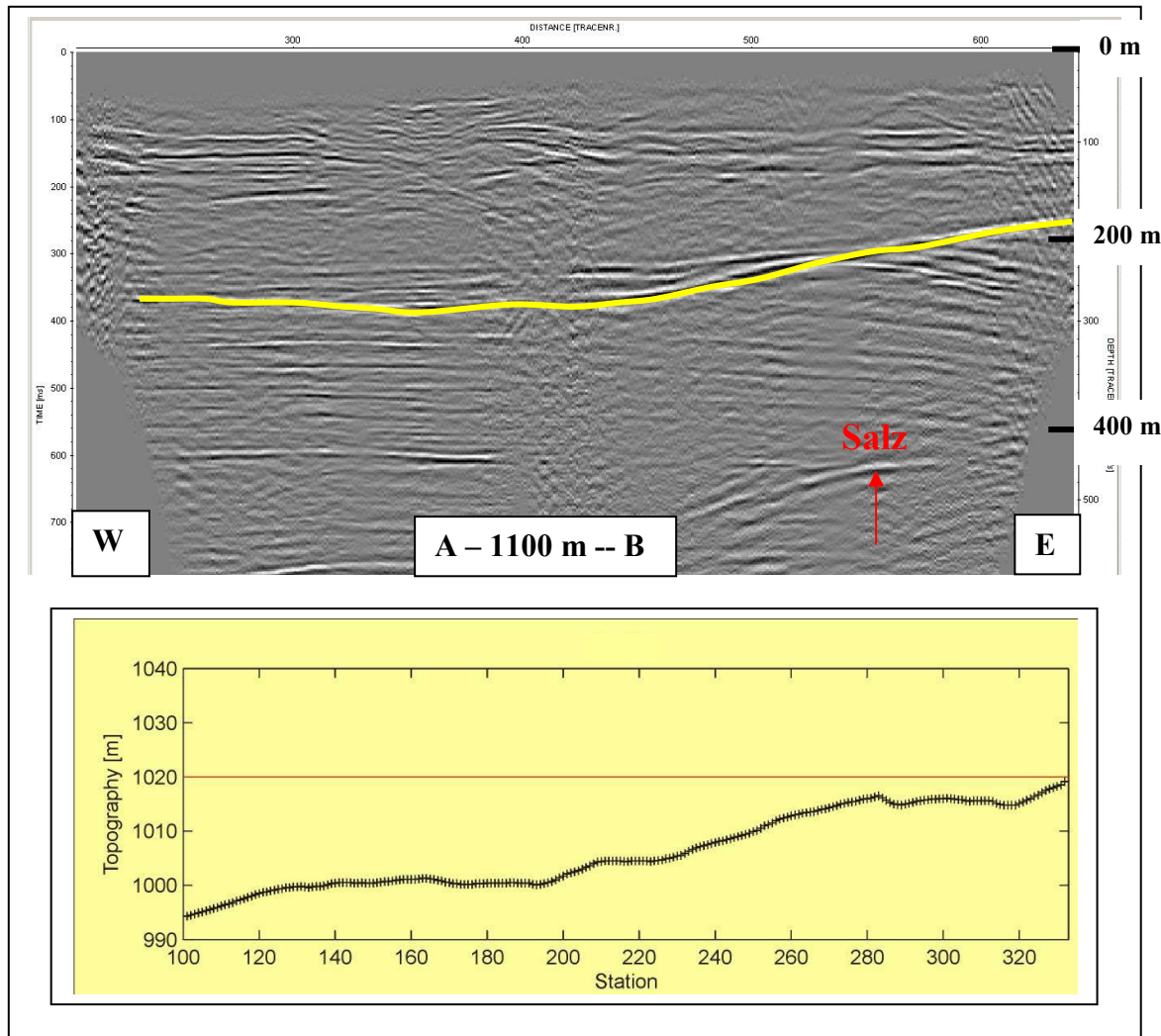


Abb. E.12: Profil 2 mit Topographie, Senke Klein-Neudorf

Beide seismische Profile liefern keine konkreten Erkenntnisse für die Entstehung der sich rezent vergrößernden Senke. Während im Profil 1 der Verlauf der Basis Mittelmiozän unterhalb der Senke nicht exakt nachzuvollziehen ist (Abb. E.11), deutet Profil 2 darauf hin, dass die Basis Mittelmiozän ohne Unterbrechung bzw. Versatz nach Osten weiterläuft (Abb. E.12). Demnach wird dieser stratigraphische Horizont weder durch Störungen, noch durch die im Untergrund lokalisierte Salzmauer Segeberg/Plön beeinflusst. Oberhalb der Basis Mittelmiozän zeigen beide Profile mehrere horizontal verlaufende Reflektoren, die besonders im westlichen Teil beider Profile mehrfach unterbrochen sind. Der ungleichmäßige Verlauf dieser Reflektoren deutet auf die Ablagerung ungeordneter quartärer Sedimente hin. Demnach

handelt es sich bei den Ablagerungen unter der sich rezent vergrößernden Senke entweder um tertiäre oder quartäre Sedimente. Zusätzlich grenzen im unmittelbaren nördlichen Bereich der Senke Ablagerungen der Oberkreide an, die durch Salzmobilität entlang der Störungszone in den oberflächennahen Bereich gelangten (Hinsch 1991). Da beide seismischen Profile in den oberflächennahen Bereichen (obere 100 m) schlecht aufgelöst sind, wurde auf Basis der Ersteinsätze eine Delta-t-v-Inversion (Tomographie) berechnet. **Abbildung E.13** zeigt die Tomographien für beide seismische Sektionen. Beide Profile reichen bis in eine Tiefe von 120 m unter NN (ausgehend vom höchsten topographischen Punkt am östlichen Ende des Profils) und liefern damit stratigraphische Informationen für den oberflächennächsten Bereich. Die Profile sind West-Ost orientiert. Die ermittelten Geschwindigkeiten variieren zwischen 600 m/s für Lockersedimente im oberflächennahen Bereich (blau, quartäre Ablagerungen) und 3000 m/s für anstehendes Gestein (rot bis dunkelrot). Die Grenze zwischen Locker- und Festgestein verläuft in der vorliegenden Berechnung bei ca. 1500 m/s (Grenze grün/gelb).

In Profil 1 verläuft diese Grenze sehr ungeordnet. So steigt sie im Bereich der Zerrüttungszone bis wenige Meter unterhalb der rezenten Oberfläche an, während sie im Bereich unter der sich rezent vergrößernden Senke in einer Tiefe von ca. 60 m verläuft. Die Senke ist sowohl in der Topographie, als auch in den Laufzeiten sehr gut zu erkennen. So befindet sich im Untergrund ein Festgesteinkörper (rot), der im Bereich des linken und rechten Randes der Senke bis in eine Tiefe von -15 bis -20 m zu erkennen ist. Der Bereich zwischen diesen beiden Festgesteinsflanken ist bis in eine Tiefe von ca. 60 m mit quartären Lockersedimenten verfüllt. Die geologische Karte von Schleswig-Holstein weist für diesen Bereich tertiäre Sedimente unter der quartären Überdeckung aus. Auffällig ist der Schichtverlauf am äußeren Rand der westlichen Festgesteinsflanke, wo die Schichten in einer Tiefe von ca. 90 m abrupt sehr steil abfallen, um dann auf einem tieferen Niveau von ca. -115 m weiterzulaufen. Dieser Schichtsprung kann seine Ursache im Auftreten einer oberflächennahen Störung haben. Da eine solche Störung in der seismischen Sektion nicht erkennbar ist, kommt hier nur eine auf den obersten Bereich beschränkte Störung in Frage (obere 100 m).

Profil 2 zeigt die Delta-t-v-Inversion für die zweite seismische Sektion, die 100 m am südlichen Rand der Senke vorbei läuft. Die Grenze zwischen Locker- und Festgestein ist im Vergleich zu Profil 1 etwas gleichmäßiger. Die maximalen Laufzeiten sind mit ca. 2000 m/s in den untersten Schichten niedriger als in Profil 1. Deutlich zu erkennen ist, dass die Senke sowohl in der Topographie, wie auch in den Laufzeiten der Tomographie keine Fortsetzung nach Süden findet. Im Bereich der Senke aus Profil 1 verläuft die Grenze Locker/Festgestein

(gepunktete Linie) im Profil 2 gleichmäßig in einer Tiefe von ca. -40 m. Die unteren Schichten verlaufen +/- parallel und fallen wie auch im Profil 1 leicht nach Westen ab. Der in Profil 1 deutlich erkennbare Schichtsprung ist in Profil 2 nur ansatzweise an der Grenze Locker/Festgestein zu erkennen (schwarz).

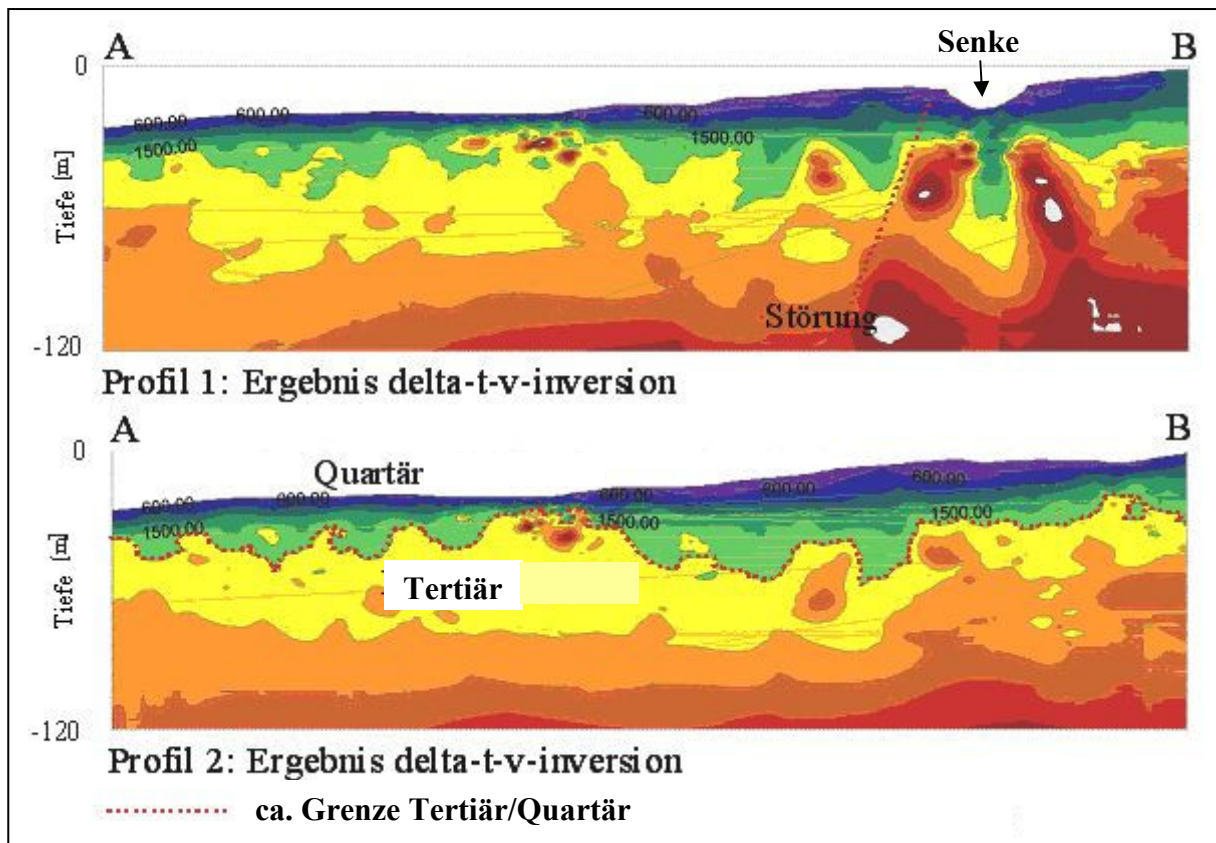


Abb. E.13: Ergebnis der Delta-t-v-Inversion für Profil 1 und Profil 2

Die Interpretation der seismischen Profile zeigt, dass es sich bei dem in den Tomographien dokumentierten Sedimentpakete hoher Geschwindigkeiten um tertiäre Sedimente handelt, während es sich bei den Lockergesteinen um quartäre Sedimente handelt. Demnach kommt es unterhalb der Senke zur Lösung tertiärer Sedimente. In den so entstehenden Freiraum sacken quartäre Ablagerungen nach, was zur rezenten Absenkung/Vergrößerung der Senke führt (Abb. E.13). Die Lösung des Festgesteins erfolgt nicht durch Oberflächenwässer. An der Basis der abflusslosen Senke sammeln sich viel mehr durch Niederschlag eingebrachte Oberflächenwässer, die nicht versickern. Das zur Lösung des Festgesteins benötigte Fluid wird demnach in erhöhtem Maße im Untergrund herangeführt. In Tomographie 1 deuten Geschwindigkeitssprünge (= Schichtsprünge) im unmittelbaren Bereich unterhalb der Senke an, dass der Zufluss von Wasser durch Störungen begünstigt wird. Da die seismischen Profile keine Störungen in diesem Bereich zeigen, beschränkt sich das Auftreten möglicher Störungen auf den oberflächennächsten Bereich.

Die Untersuchungen im Projektgebiet Plön dokumentieren die Existenz von aktiven, die Entwicklung der rezenten Oberfläche beeinflussenden Störungen. Geometrische Analysen von Seen, Senken und Luftbildlinearen zeigen besonders im nördlichen Teilgebiet eine deutliche N-S Orientierung und stimmen somit gut mit der Hauptorientierung der Störungen, sowie der Salzmauer Segeberg/Plön im Untergrund überein. Die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen weist die höchsten Werte im Ausdehnungsbereich der Salzmauer Segeberg/Plön und der korrespondierenden Störungszone, sowie in deren unmittelbaren Randbereich aus. Inmitten eines Bereichs mit quantifizierten hohen Bodenbewegungspotenzialen im nördlichen Teilgebiet ist eine sich rezent vergrößernde, NW-SE orientierte Senke lokalisiert, deren Durchmesser sich in den vergangenen 40 Jahren verdreifacht hat. Seismische Untersuchungen zeigen, dass die Ursache für die Vergrößerung der Senke in Lösungsprozessen von tertiären Sedimenten unterhalb der Senke zu finden ist. In den entstehenden Hohlraum sacken quartäre Lockersedimente nach. Aus den seismischen Daten generierte Tomographien deuten an, dass die Lösungsprozesse durch oberflächennahe Störungen begünstigt werden. Da in den seismischen Profilen keine Störungen lokalisierbar sind, handelt es sich demnach um Störungen, deren Auftreten auf den oberflächennächsten Bereich beschränkt ist. Entsprechend der Orientierung der Senke ist davon auszugehen, dass auch diese Störungen eine NW-SE gerichtete Orientierung besitzen und damit nicht mit den im Untergrund dokumentierten Tiefenstrukturen in Verbindung zu bringen sind.

E.2. Projektgebiet Lindewitt

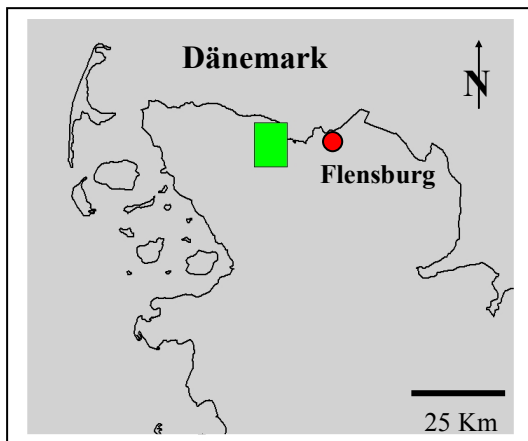


Abb. E.14: Lage Projektgebiet Lindewitt

Das Projektgebiet Lindewitt befindet sich im Norden Schleswig-Holsteins und erstreckt sich über eine Fläche von ca. 108 km². Geographisch liegt es in dem Koordinatenfenster 3516359/6080636 (NE), 3516359/6068500 (SE), 3507172/6068500 (SW), 3507172/6080636 (NW) (nach Gauss-Krüger, Deutschland, Zone 3).

Im Projektgebiet sind bis auf eine elsterzeitliche Rinne im Norden keine geologischen Strukturen im Untergrund dokumentiert (Abb. E.15). Jedoch

zeigen berechnete Korrelationsflächen (Abb. E.18 & Abb. E.19), wie auch kartierte Satellitenbildlineare (Abb. E.15) eine deutliche NW-SE Orientierung für gesamt NW-Schleswig-Holstein. Dabei beschränkt sich das Auftreten der so orientierten Strukturen auf den Westschleswig-Block, außerhalb des Glückstadt Grabens.

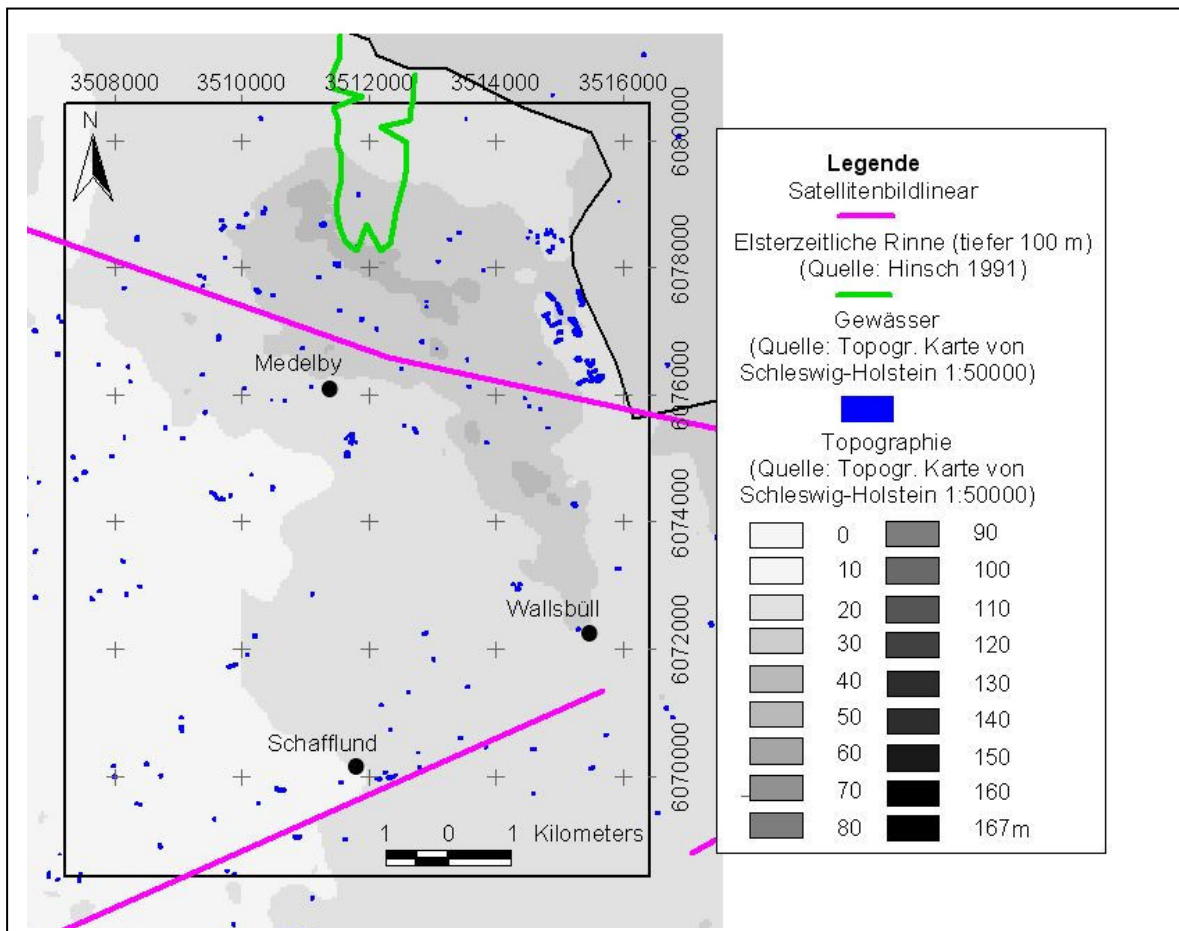


Abb. E.15: Übersicht über das Projektgebiet Lindewitt

Die ermittelten Bodenbewegungspotenziale basieren auf den Parametern „Lineamentkartierung“ (vgl. Kap. D.3) und „elsterzeitliche Rinnen“ (vgl. Kap. D.6.). Die maximale Anzahl von erreichten Punkten beträgt 15 innerhalb von 24 Detektionszellen, die minimal erreichte Anzahl von Punkten beträgt null (**Abb. E.16**; grüne Bereiche). Von 128 Detektionszellen wurden 96 mit dem Wert null Punkte belegt (grüne Bereiche), 8 Zellen wurde der Wert 5 Punkte zugeteilt (**Tab. E.4**). In der Folge wird das Auftreten von NW-SE orientierten Satellitenbildlinearen bzw. Korrelationsflächen durch eine höher aufgelöste Lineamentkartierung anhand von Luftbildern überprüft.

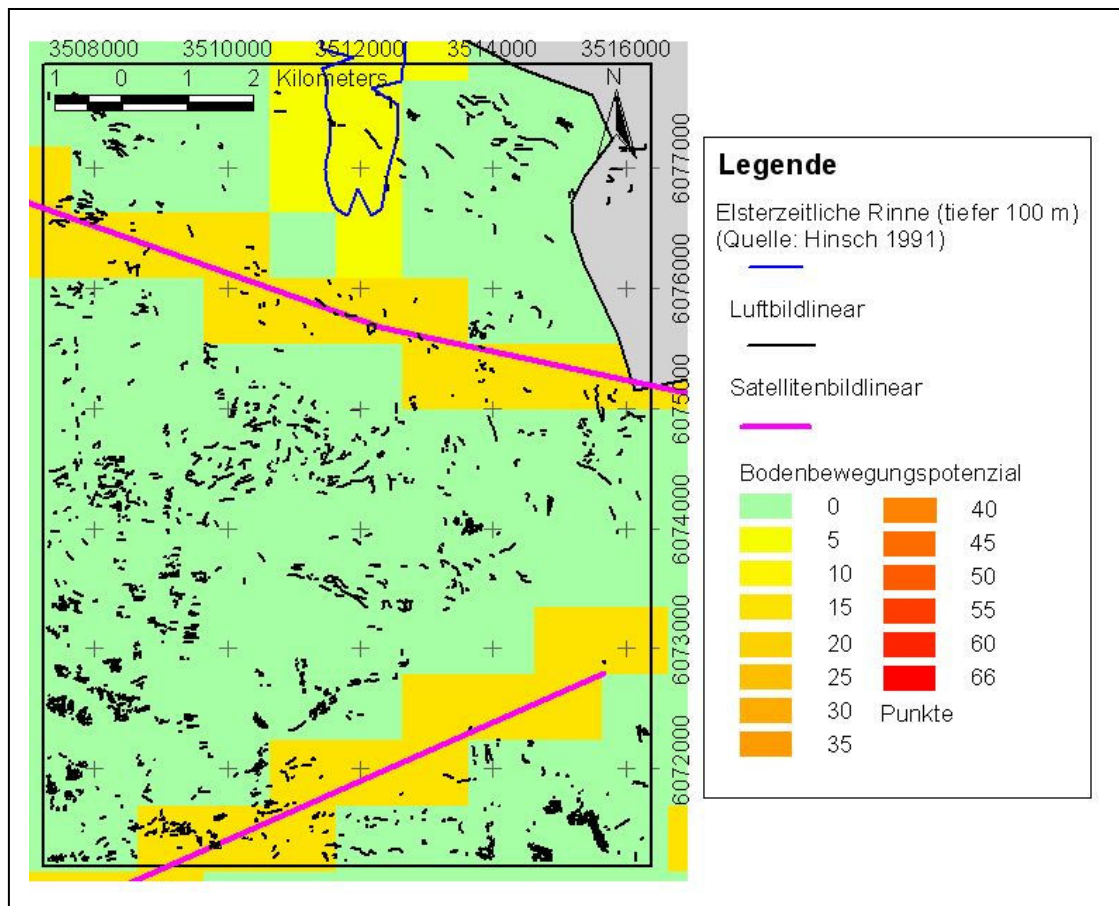


Abb. E.16: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Lindewitt mit kartierten Satelliten- und Luftbildlinearen

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	96	16	0
1	0	17	0
2	0	18	0
3	0	19	0
4	0	20	0
5	8	21	0
6	0	22	0
7	0	23	0
8	0	24	0
9	0	25	0
10	0	26	0
11	0	27	0
12	0	28	0
13	0	29	0
14	0	30	0
15	24		

Tab. E.4: Übersicht über Punkteverteilung für Bodenbewegungspotenziale im Gebiet

Mit Hilfe der Luftbildkartierung wurden insgesamt 1156 Lineare lokalisiert. Lineare, deren Existenz auf Frostmusterböden zurückzuführen ist, wurden nicht berücksichtigt, da ein Zusammenhang zwischen ihrem Auftreten und tektonischen Strukturen nicht belegt ist. Die Richtungsanalyse der kartierten Lineare zeigt eine deutlich ausgeprägte WNW-ESE Orientierung (**Abb. E.17**). Weiterhin ist eine N-S gerichtete Orientierung dokumentiert, wie sie im Bereich von Salzstrukturen und tektonischen Störungen innerhalb der Grenzen des Glückstadtgrabens bevorzugt auftritt (vgl. Kap. D.4. & D.5.).

Die Luftbildkartierung bestätigt das Ergebnis der Kalkulation von Korrelationskoeffizienten. **Abb. E.18** zeigt das Ergebnis der Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der Basis Oberkreide (Basisdaten nach „Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland“, 1996). Deutlich ist zu erkennen, dass sowohl die positiven, als auch die negativen Korrelationsflächen eine WNW-ESE gerichtete Orientierung haben und damit mit der Hauptorientierung der kartierten Luftbildlineare übereinstimmen (vgl. Abb. E.17). **Abb. E.19** zeigt das Ergebnis der Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der rezenten Topographie, sowie das Projektgebiet Lindewitt. Die Korrelationsflächen sind im Vergleich zu denen der Basis Oberkreide kleinflächiger, jedoch weisen sie eine identische Hauptorientierung auf. Um die Orientierung zu veranschaulichen wurden die Längsachsen der Korrelationsflächen als schwarze Linien dargestellt. Die im Projektgebiet Lindewitt dominierende NW-SE gerichtete Hauptorientierung der berechneten Korrelationsflächen und Luft- bzw. Satellitenbildlineare entspricht nicht der N-S gerichteten Hauptorientierung der strukturellen Elemente in

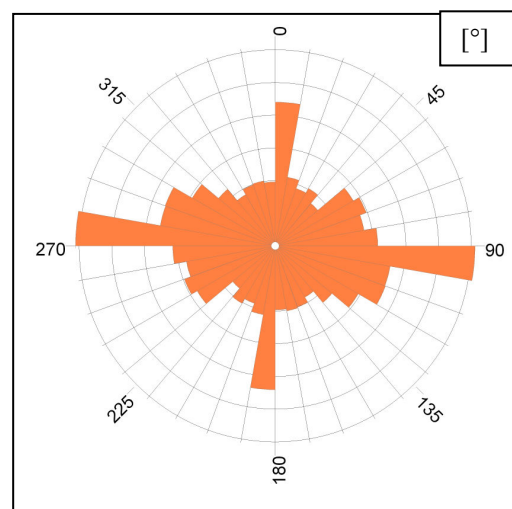


Abb. E.17: Richtungsanalyse der kartierten Lineare für das Projektgebiet Lindewitt

Schleswig-Holstein (vgl. Kap. D.4. & Kap. D.5.). Weiterhin sind für den Bereich Lindewitt keine strukturgeologischen Elemente im Untergrund dokumentiert (Baldschuhn *et al.* 1996).

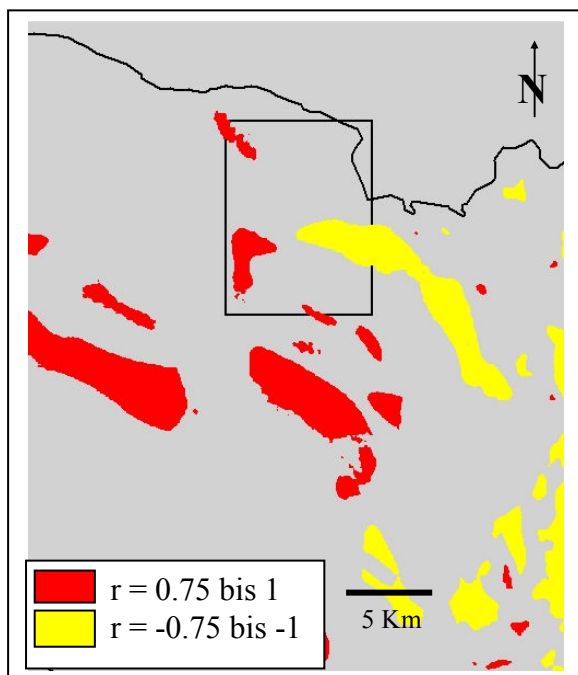


Abb. E.18: Korrelationskoeffizient zwischen der Basis Zechstein und der Basis Oberkreide (Basisdaten nach „Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland“, 1996).

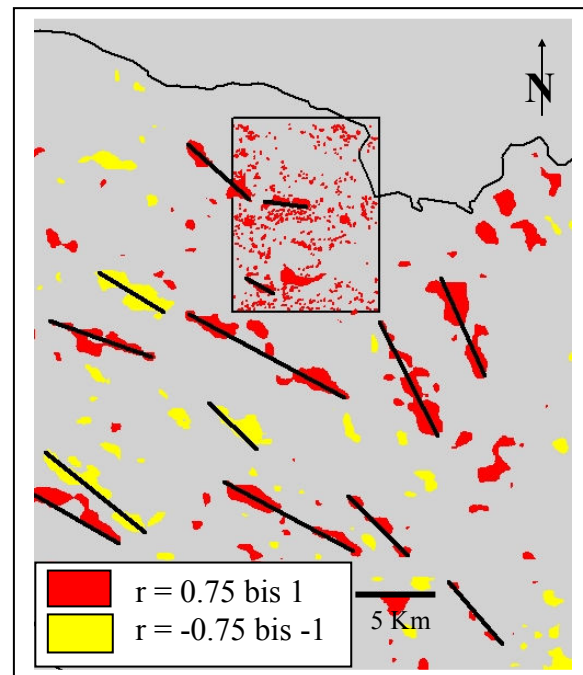


Abb. E.19: Korrelationskoeffizient zwischen der Basis Zechstein (Basisdaten nach „Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland“, 1996) und der rezenten Oberfläche (Basisdaten nach „Topographische Karte von Schleswig-Holstein“, 1: 50000).

Demnach kommen bisher lokalisierte strukturgeologische Elemente als Ursache für Auftreten und Orientierung von Korrelationsflächen und Luft- bzw. Satellitenbildlinearen nicht in Frage. Die Tiefenkarten der stratigraphischen Horizonte Basis Zechstein bis Basis Mittelmiozän zeigen für den Bereich NW-Schleswig-Holstein ein jeweils gleichmäßiges Relief ohne großen Höhenunterschiede, bedingt durch das Fehlen von Salzstrukturen, sowie die Lage außerhalb des Glückstadt Grabens. Die berechneten Korrelationsflächen zwischen den einzelnen Tiefenkarten deuten nicht auf NW-SE orientierte, strukturgeologische Elemente hin. Vielmehr beschreiben sie die gleichmäßige Entwicklung der stratigraphischen Einheiten im Bereich des Westschleswig-Blocks. Die Korrelation der Basis Zechstein mit der rezenten Topographie zeigt, dass sich diese Entwicklung, begleitet von der Entstehung NW-SE gerichteter Lineare, bis in die Gegenwart fortsetzt. Auch wenn die Richtungsanalyse der kartierten Lineare mit der Orientierung von rezent aktiven Störungen in Ostdeutschland übereinstimmt (Ihde *et al.* 1987; vgl. Kap. F.4.) kann die Existenz von rezenten Störungen im Projektgebiet Lindewitt nicht nachgewiesen werden.

E.3. Projektgebiet Schwarzenbek

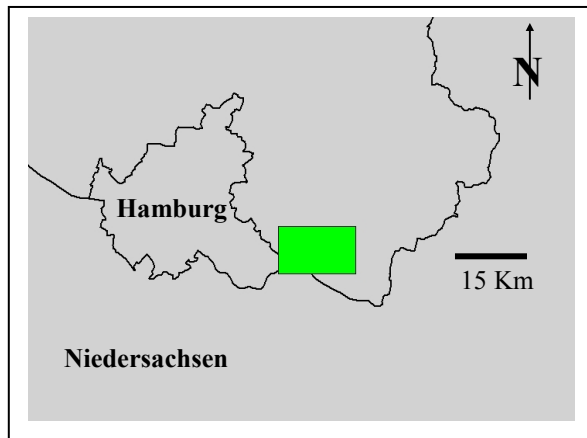


Abb. E.20: Lage des Projektgebietes Schwarzenbek

Das Projektgebiet Schwarzenbek befindet sich im Süden Schleswig-Holsteins und erstreckt sich über eine Fläche von ca. 135 km². Geographisch liegt es in dem Koordinatenfenster 3585799/5931130 (NW), 36000862/5931130 (NE), 36000862/5921800 (SE), 3585799/5921800 (SW) (nach Gauss-Krüger, Deutschland, Zone 3). Die Auswahl des Projektgebietes erfolgte aufgrund der überdurchschnittlich hohen Anzahl von oberflächennahen Störungen, die mit hoher Wahrscheinlichkeit an der Erdoberfläche ausstreichen. Der Untergrund des Projektgebietes ist geprägt von der NE-SW verlaufenden Salzmauer Geesthacht geprägt, in deren Ausdehnungsbereich sich eine Vielzahl NE-SW orientierter Störungen (Abschiebungen) bis zur Basis Mittelmiozän erstrecken (**Abb. E.21**). Eine weitere Salzmauer (Gülze/ Sümte) ragt im Südosten in das Projektgebiet, ebenfalls begleitet von mehreren NW-SE orientierten, Abschiebungen, deren Auftreten allerdings nur bis zur Basis Untermiozän dokumentiert ist (Baldschuhn *et al.* 1996). Die Untersuchung 2D-seismischer Profile zeigt, dass 19 oberflächennahe Störungen mit einer hohen Wahrscheinlichkeit an der Erdoberfläche ausstreichen (Abb. E.21). Sieben dieser Störungen sind im Rahmen des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland nicht dokumentiert.

Weiterhin erstreckt sich eine elsterzeitliche Rinne (tiefer 100 m) vom Süden des Projektgebietes bei Geesthacht nach Nordosten bei Schwarzenbek (Abb. E.21). Teilweise überschneidet sich der Verlauf der Rinne mit der Ausdehnung der Salzmauer Geesthacht. Demnach basieren die ermittelten Bodenbewegungspotenziale im Projektgebiet Schwarzenbek auf den Parametern „tektonische Störungen“ (vgl. Kap. D.4.), „Störungsprojektion“ (vgl. Kap. D.2.) und „elsterzeitliche Rinnen“ (vgl. Kap. D.6.). Zusätzlich wurden „Korrelationskoeffizienten“ berechnet (vgl. Kap. D.8.).

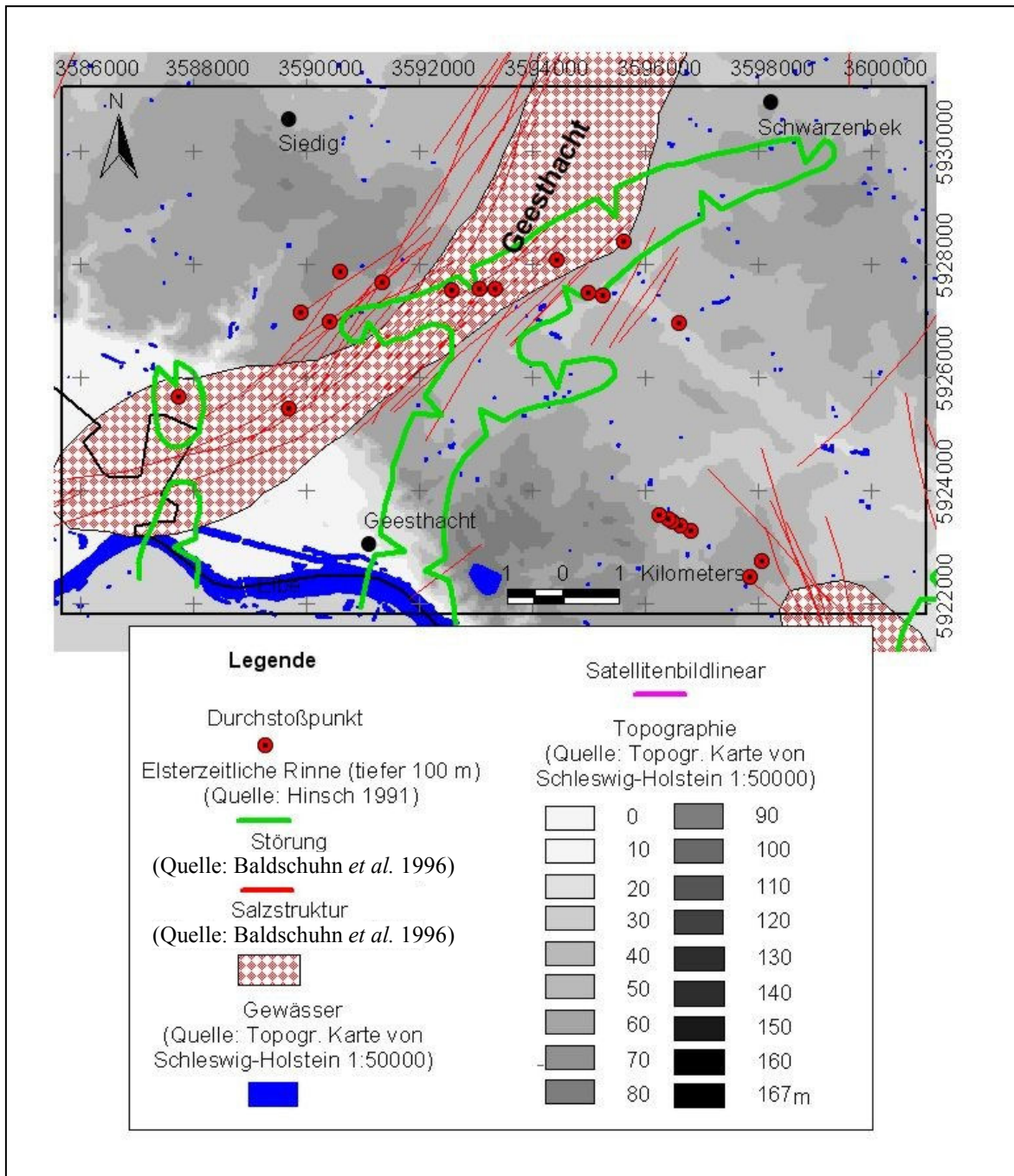


Abb. E.21: Topographischer Überblick Projektgebiet Schwarzenbek mit Salzstrukturen, Elsterzeitlichen Rinnen, Störungen, Durchstoßpunkten und Gewässern

Da im Rahmen der Satellitenbildkartierung keine großräumigen Lineare im Projektgebiet nachweisbar waren (vgl. Kap. D.3.), wurde eine höher aufgelöste Luftbildkartierung durchgeführt. Insgesamt wurden so 655 Lineare erfasst (**Abb. E.23**). Das Fehlen von Linearen im Nordosten, sowie im Südwesten ist bedingt durch bebaute Flächen, die keine Kartierung zulassen. Die Richtungsanalyse zeigt ein diffuses Bild bei einer deutlich dominanten N-S Orientierung (**Abb. E.22**). Auffallend sind zwei E-W streichende Lineare mit einer, im Vergleich zu anderen Linearen, großräumigen

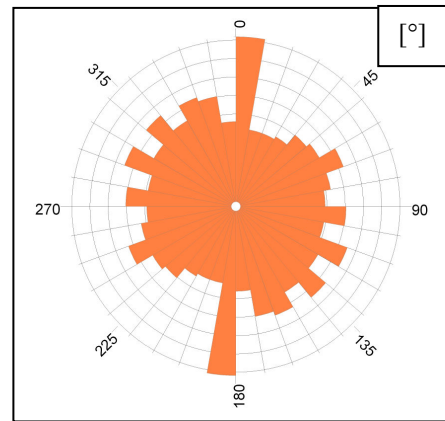


Abb. E.22: Richtungsanalyse der kartierten Lineare im Projektgebiet Schwarzenbek

Erstreckung im Osten und Westen des Projektgebietes (Abb. E.23 I & II). In den Bereichen höchsten Bewegungspotenzials besitzen die kartierten Lineare vorzugsweise eine NW-SE Orientierung, womit sie senkrecht zum NE-SW orientierten Salzstock Geesthacht verlaufen (vgl. Abb. E.23). Damit bestätigt die Luftbildkartierung die ermittelten Bodenbewegungspotenziale im Projektgebiet Schwarzenbek nur ansatzweise. Die im Rahmen der Richtungsanalyse ermittelte, dominierende N-S gerichtete Orientierung bestätigt die Hauptorientierung der tektonischen Störungen im Projektgebiet (vgl. Kap. D.4.). Der Vergleich von kartierten Luftbildlinearen und den Durchstoßpunkten oberflächennaher Störungen zeigt, dass fünf Durchstoßpunkte mit der Lage von kartierten Linearen zusammen fallen (Abb. E.23). Während für Störung 1 ein Ausstreichen von 80 m über der rezenten Topographie berechnet wurde (Abb. E.23 I; vgl. Kap. D.2. & Kap. I.5.), wurde für die Störungen 2 und 3 ein Ausstreichen von 250 m über NN bzw. 310 m über NN errechnet (Abb. E.23 II & III). Die höchsten Werte wurden für Störung IV (1350 m über NN) und V (1750 m über NN) errechnet. Störung V ist oberhalb des Salzstockes Geesthacht inmitten des NE-SW verlaufenden Störungsbandes lokalisiert.

Die Untersuchungen im Projektgebiet Schwarzenbek zeigen, dass sich fünf oberflächennahe, an die Erdoberfläche projizierte Störungen durch kartierte Luftbildlineare auf der rezenten Topographie lokalisieren lassen und somit als rezent aktiv sind. Alle fünf Störungen sind im Bereich der Salzmauer Geesthacht lokalisiert und auf deren Mobilität zurückzuführen. Gleichzeitig befinden sich Störung IV und V im Randbereich einer elsterzeitlichen Rinne, so dass ein Einfluss der Störungen auf Lage und Erstreckung der Rinne angenommen werden kann (Abb. E.23). Die Lage der fünf rezenten Störungen stimmt mit der Lage der höchsten quantifizierten Bodenbewegungspotenziale überein. Die Ursache für die

Salzmobilität liegt in glazio-isostatische Ausgleichsprozessen seit dem Brandenburger Stadium. Demnach hat die Eisauflast des Brandenburger Stadiums im nördlichen Bereich der Salzmauer eine Reaktion des Salzes im südlichen Bereich des Salzkörpers verursacht (vgl. Kap. F.1.).

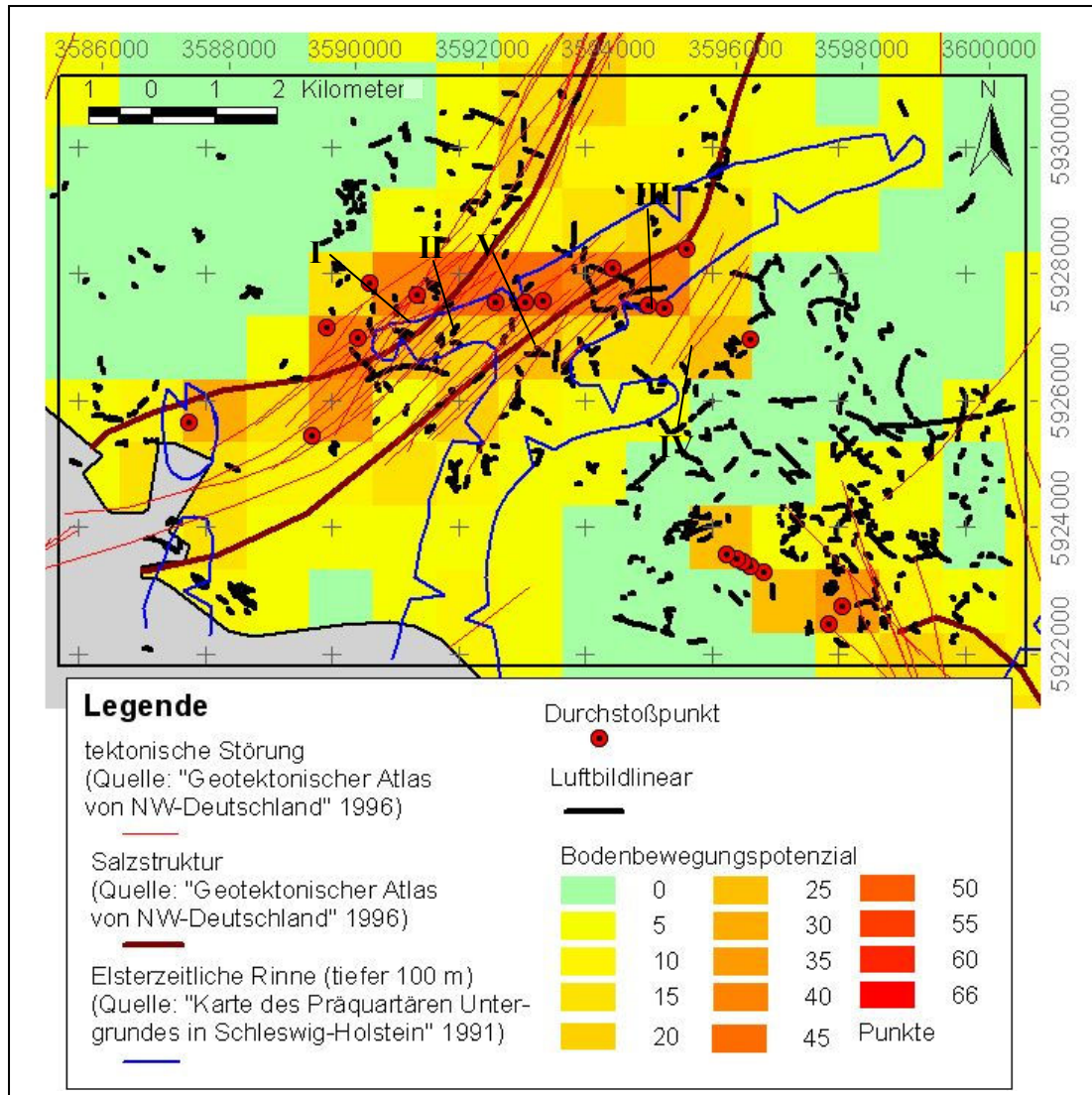


Abb. E.23: Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Schwarzenbek mit Störungen, Salzstrukturen und Elsterzeitlichen Rinnen (tiefer 100 m) im Untergrund, sowie Durchstoßpunkte projizierter oberflächennaher Störungen und kartierte Luftbildlineare

E.4. Projektgebiet Sterup

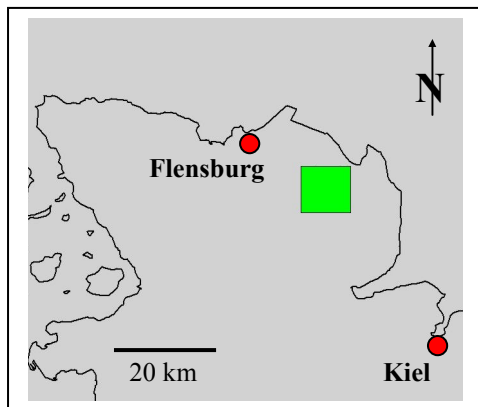


Abb. E.24: Lage Projektgebiet Sterup

Das Projektgebiet Sterup befindet sich im Norden Schleswig-Holsteins und erstreckt sich über eine Fläche von ca. 156 km². Geographisch liegt es in dem Koordinatenfenster 3541684/6069338 (NW), 3554023 /6069338 (NE), 3554023/6057486 (SE), 3541684 /6057486 (SW) (nach Gauss-Krüger, Deutschland, Zone 3).

Der Untergrund des Projektgebietes ist geprägt von dem Salzstock Sterup, der sich mit einem Durchmesser von ca. 5 km bis in den oberflächennahen Bereich erstreckt (**Abb. E.25**). Im Ausdehnungsbereich des Salzstockes tritt weiterhin eine Vielzahl von Störungen auf. Nach dem „Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland“ sind diese Störungen bis zur Basis Oberpaläozän dokumentiert (Baldschuhn *et al.* 1996). Die Untersuchung 2D-seismischer Profile zeigt, dass 6 oberflächennahe Störungen mit einer hohen Wahrscheinlichkeit an der Erdoberfläche austreichen (Abb. E.25). Zwei dieser Störungen sind im Rahmen des geotektonischen Atlas nicht dokumentiert. Im Süden des Projektgebietes erstreckt sich eine W-E orientierte elsterzeitliche Rinne (tiefer 100 m) mit einer Länge von ca. 4 km und einer Breite von ca. 1 km. Die Satellitenbildkartierung zeigt weiterhin, dass sich 8 großräumige Lineare mit einer NE-SW bzw. NW-SE gerichteten Orientierung im Projektgebiet erstrecken (Abb. E.25). Die quantifizierten Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Sterup basieren demnach auf den Parametern „tektonische Störungen“ (vgl. Kap. D.4.), „Störungsprojektion“ (vgl. Kap. D.2.), „elsterzeitliche Rinnen“ (vgl. Kap. D.6.), „Salzstrukturen“ (vgl. Kap. D.5.) und „Lineamentkartierung“ (vgl. Kap. D.3.). Weiterhin wurden „Korrelationskoeffizienten“ berechnet (vgl. Kap. D.8.). Die Untersuchungen zeigen, dass im Projektgebiet Sterup die höchsten Bodenbewegungspotenziale in Schleswig-Holstein auftreten (vgl. Kap. D.9.). Um die ermittelten Bodenbewegungspotenziale und deren zugrunde liegenden Faktoren weiter zu untersuchen, wurde eine hoch aufgelöste Luftbildkartierung durchgeführt.

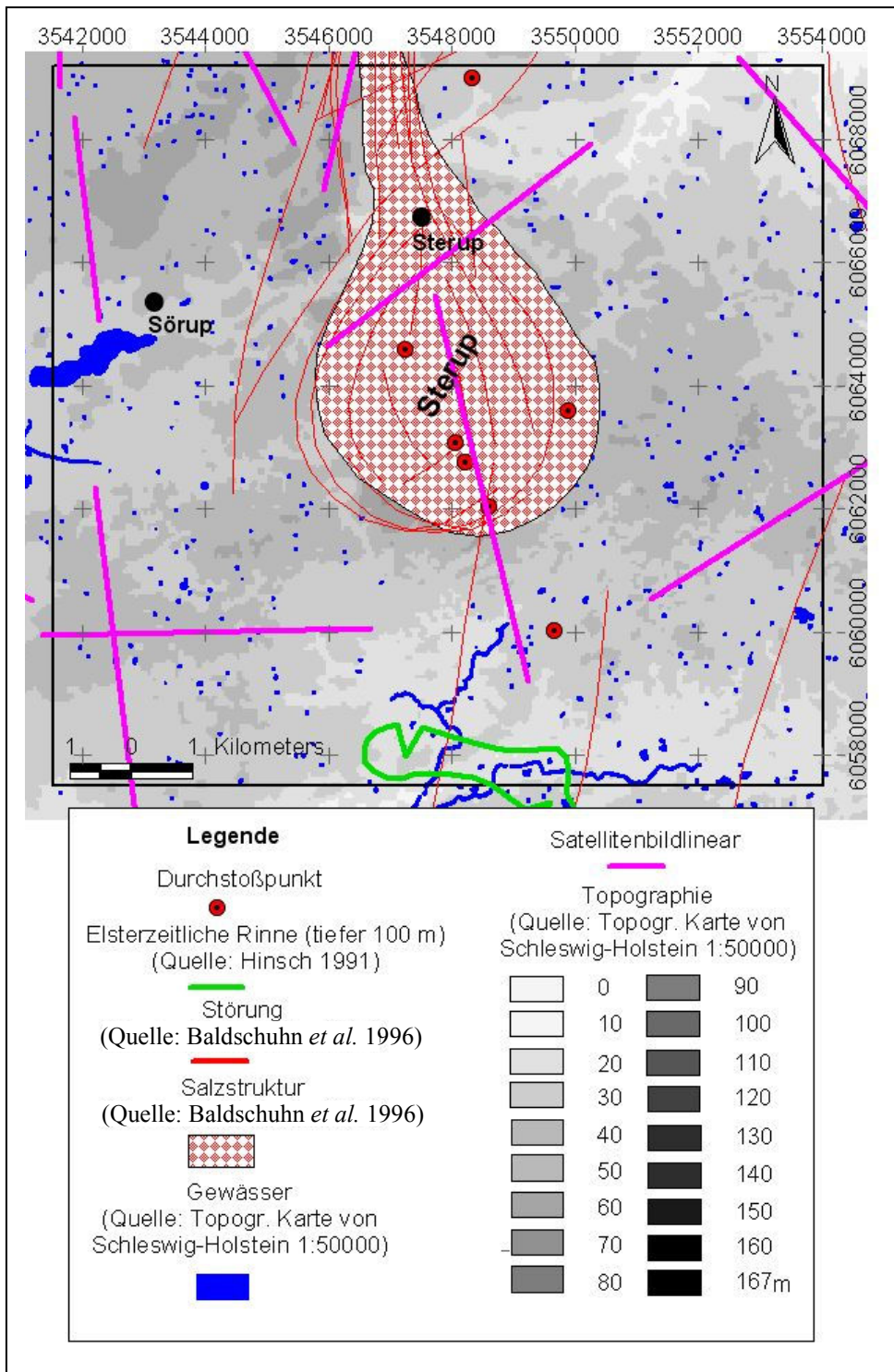


Abb. E.25: Topographischer Überblick Projektgebiet Sterup mit Salzstrukturen, Störungen, Elsterzeitlichen Rinnen, Durchstoßpunkten, kartierten Satellitenbildlinearen und Gewässern

Mit Hilfe dieser Luftbildkartierung wurden 2239 Lineare und damit mehr als in jedem anderen Projektgebiet, erfasst (**Abb. E.27**). Das Auftreten der Lineare ist gleichmäßig über das gesamte Projektgebiet verteilt. In den Randbereichen des Projektgebietes ist im Nordwesten, im Osten, im Südosten, im Südwesten, sowie im Westen eine erhöhte

Konzentration von Linearen zu erkennen. Auch im Bereich mit höchsten Bodenbewegungspotenzialen ist eine höhere Lineardichte zu erkennen (vgl. Abb. E.27). Makroskopisch lassen sich die auftretenden Lineare nicht eindeutig zu großräumigen

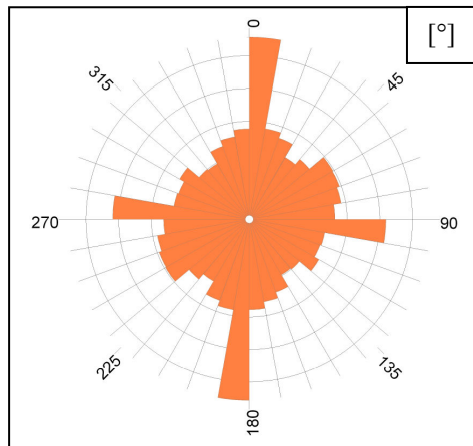


Abb. E.26: Richtungsanalyse der kartierten Lineare für das Projektgebiet Sterup

Strukturen zusammenfassen. Die Richtungsanalyse der kartierten Lineare zeigt eine deutliche N-S Dominanz, sowie eine deutlich erkennbare E-W gerichtete Hauptorientierung (**Abb. E.26**). Damit bestätigt die Richtungsanalyse die im Projektgebiet vorherrschenden Hauptorientierungen. Alle anderen Orientierungen sind ebenfalls vertreten, jedoch nur untergeordnet. Die Luftbildkartierung gibt keine eindeutigen Hinweise darauf, ob sich die ermittelten Bodenbewegungspotenziale an der Erdoberfläche durch Lineare widerspiegeln. Höhere Lineardichten

treten sowohl im Bereich höchster Bewegungspotenziale über dem Salzstock Sterup, wie auch in Bereichen mit geringen bzw. gar keinen Bodenbewegungspotenzialen auf (vgl. Abb. E.27). Dennoch deutet die überdurchschnittlich hohe Anzahl von kartierten Linearen, sowie die ermittelten Hauptorientierungen der Richtungsanalyse darauf hin, dass die Existenz einer unbestimmten Anzahl von Linearen auf endogene Prozesse zurückzuführen ist. Die Position von drei Durchstoßpunkten stimmt mit der Lage von kartierten Luftbildlinearen überein. Mit einem errechneten Ausstreichen von 200 m über NN (Abb. E.27 Störung I & II) liegen beide Störungen südlich des Salzstockes Sterup in Detektionszellen mit den maximal ermittelten Bodenbewegungspotenzialen in gesamt Schleswig-Holstein. Störung III ist östlich des Salzstockes Sterup lokalisiert und besitzt ein errechnetes Ausstreichen von 350 m über NN. Auch der Vergleich der Lage von Durchstoßpunkten und Satellitenbildlinearen zeigt eine gute Übereinstimmung (Abb. E.25). Die Untersuchungen im Projektgebiet Sterup zeigen, dass drei oberflächennahe, projizierte Störungen durch Luftbildlineare an der rezenten Oberfläche lokalisierbar sind und damit als rezent aktive Störungen eingestuft werden können. Die Aktivität der Störungen ist auf Salzmobilität zurückzuführen. Die Ursache für die Salzmobilität und die daraus resultierende Aktivierung bzw. Reaktivierung von tektonischen Störungen ist in glazio-isostatischen Ausgleichsprozessen zu finden (vgl. Kap. F.1.).

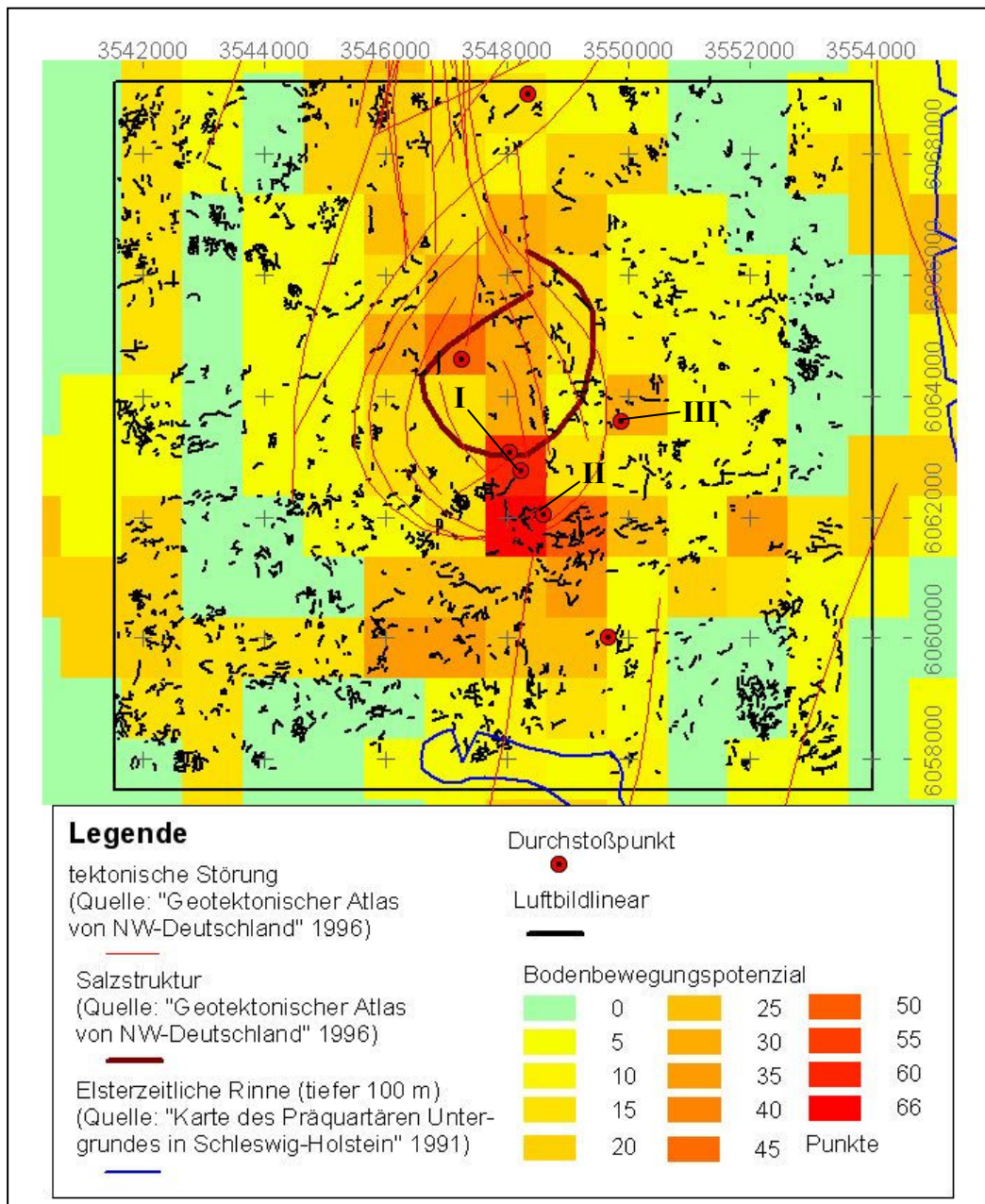


Abb. E.27: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Sterup mit Störungen, Salzstrukturen, Durchstoßpunkten, Elsterzeitlichen Rinnen und Luftbildlinearen

F) Diskussion

F.1. Interaktion zwischen Eisauflast und Salzmobilität

Als Folge von diversen Glaziations- und Deglaziationsprozessen während des Pleistozäns kommt es, auch in Gebieten ohne ursprüngliche Eisauflast, zu Glazioisostatischen Ausgleichsbewegungen in der Kruste. Eisauflast führt zu einer allgemeinen Absenkungstendenz der betroffenen Bereiche. Begünstigt wird dieser Prozess durch Störungen, die für den absinkenden Sedimentkörper als Gleitbahnen dienen. Das verdrängte Material wandert in den eisfreien Randbereich und führt dort zu einer allgemeinen Hebungstendenz (Steward *et al.* 2000). Deglaziation kehrt diesen Prozess um. Die Reaktion von Salzstrukturen auf die verschiedenen Glaziations- und Deglaziationsprozesse während des Pleistozäns ist noch nicht endgültig geklärt. Jedoch zeigen aktuelle Modellrechnungen, dass eine Interaktion zwischen Eisauflast und Salzmobilität angenommen werden kann (Gudmundsson 1999, Johnston *et al.* 1998). Untersuchungen in Schleswig-Holstein stützen diese Annahme. **Abb. F.1** zeigt den Verlauf eines NW-SE orientiertes Profil im Bereich von Rederstall. Das Profil quert die Salzmauern Hennstedt und Tellingstedt, sowie den Verlauf der Warthe-Eisrandlage.

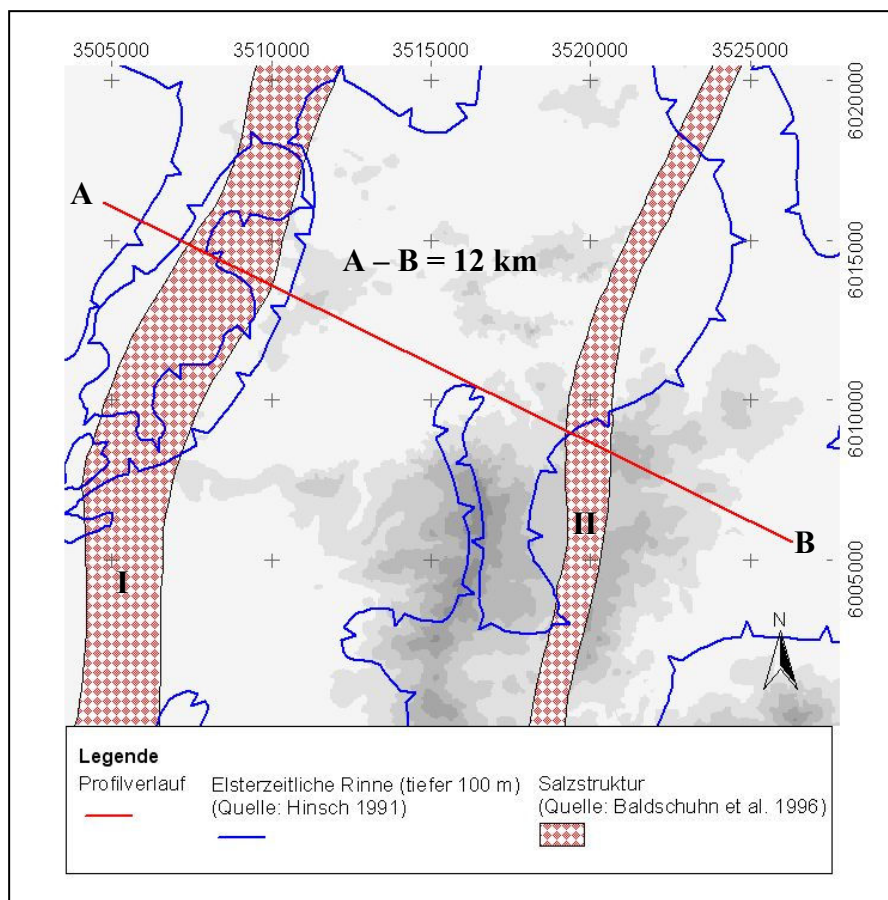


Abb. F.1: Profilverlauf A-B über die Salzmauern Hennstedt (I) und Tellingstedt (II) südöstlich des Westholstein Troges

Das Profil zeigt das Relief der stratigraphischen Horizonte von der Basis Oberkreide bis zur rezenten Topographie (**Abb. F.2**). Deutlich ist der Aufstieg beider Salzkörper bis zur Basis Mittelmiozän erkennbar. Zwischen beiden Salzmauern kommt es zur Ausbildung einer Randsenke, die nachfolgend mächtige tertiäre und quartäre Sedimentfolgen aufnimmt (vgl. Kap. B.7.). Bis auf eine sich eintiefende elsterzeitliche Rinne über der Salzmauer Hennstedt verläuft die Basis Quartär gleichmäßig in einer Tiefe von 25 – 100 m (Hinsch 1977).

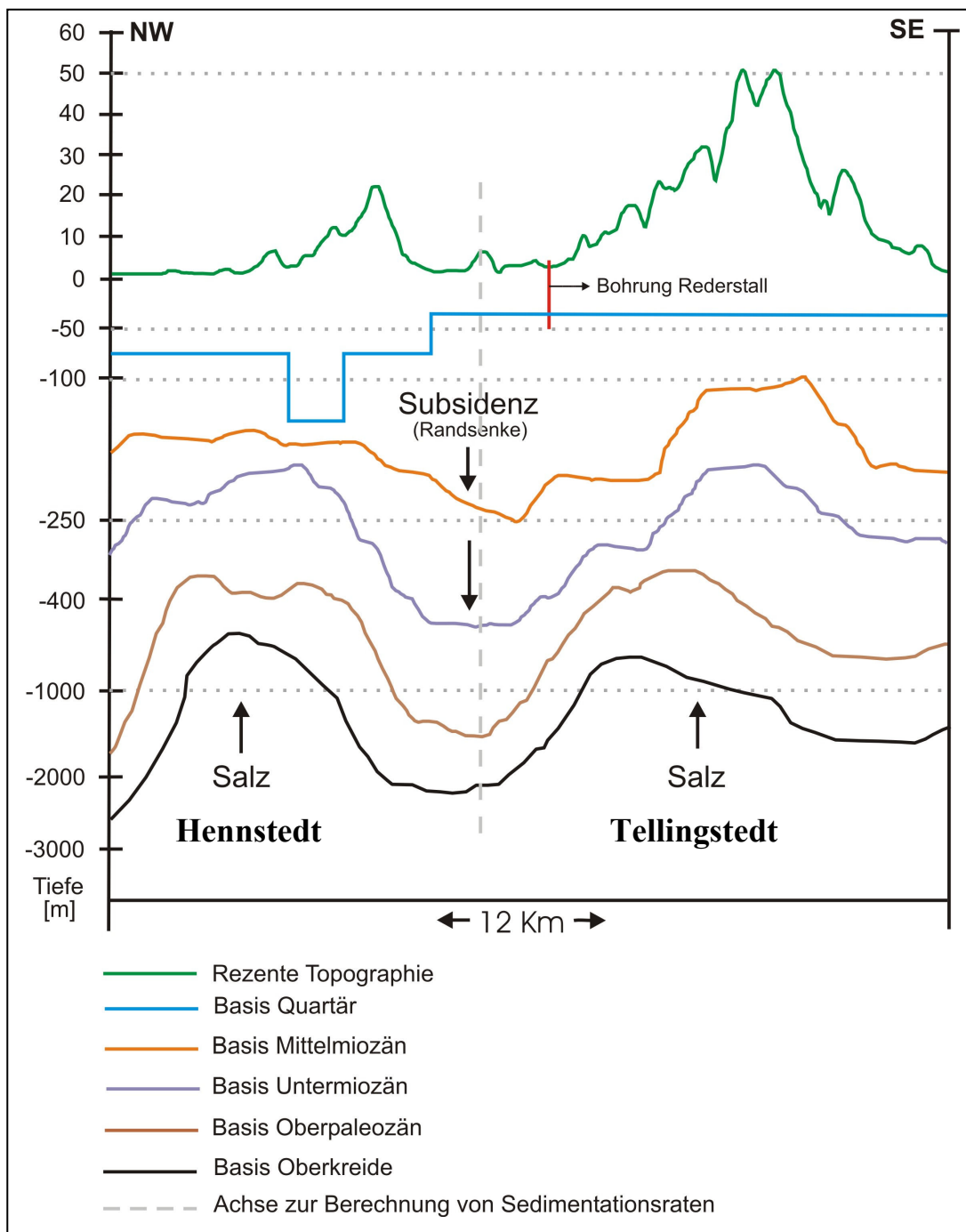


Abb. F.2: Salzaufstieg und Ausbildung einer Randsenke im Bereich der Eisrandlage des Warthe-Stadiums im Gebiet Rederstall, NW-Schleswig-Holstein (Quelle: Baldschuh *et al.* 1996)

Da die Konstruktion der Basis Quartär auf punktuellen Daten aus Bohrkernen und seismischen Profilen beruht, können existierende Reliefunterschiede nicht oder nur unzureichend abgebildet werden. Auffallend ist, dass sich das Relief der rezenten Topographie dem Relief der tieferen Stockwerke anpasst. Sowohl oberhalb des Salzstockes Hennstedt, als auch oberhalb des Salzstockes Tellingstedt erhebt sich das rezente Relief sehr deutlich bis auf eine Höhe von ca. 52 m. Bei den Höhenlagen handelt es sich um die Endmoränenablagerungen des Warthe Stadiums. Demnach kam es durch die bis zu mehrere 100 Meter mächtige Eisdecke und dem daraus resultierenden Druck zu einer Mobilisierung von Salz innerhalb der westlich des Eisschildes gelegenen Salzmauern Tellingstedt und Hennstedt. In der Folge kam es zu Salzaufstiegsbewegungen, die zur Ausbildung einer Schwelle führten, die dann das Vordringen des Eisschildes behinderte. **Abb. F.3** veranschaulicht die Interaktion schematisch.

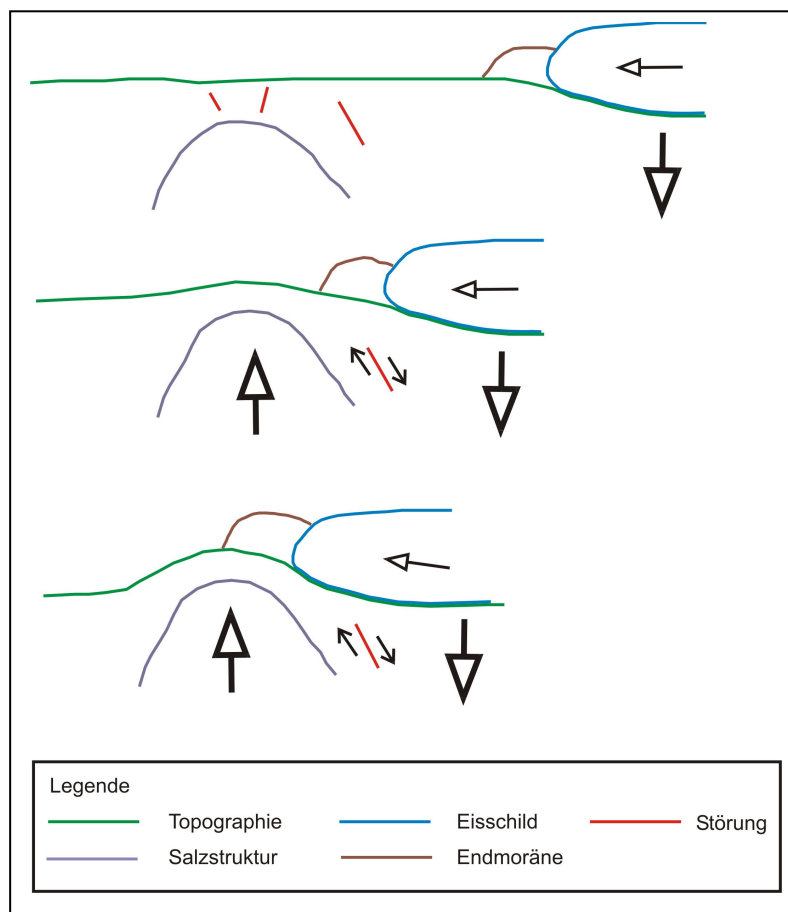


Abb. F.3: Schematische Darstellung der Interaktion zwischen Eisauflast und Salzmobilität

Störungen begünstigen die beschriebenen Prozesse. Das zeigt der Verlauf der Endmoräne des Brandenburger Stadiums südlich von Lüneburg. Dort verläuft die Endmoräne des Warthe Stadiums parallel zu einer Störungszone. Deutlich ist das nahezu rechtwinklige Abknicken der Randlage östlich von Munster zu erkennen, womit sich der Verlauf der Randlage dem Störungsverlauf im Untergrund anpasst (**Abb. F.4 I**).

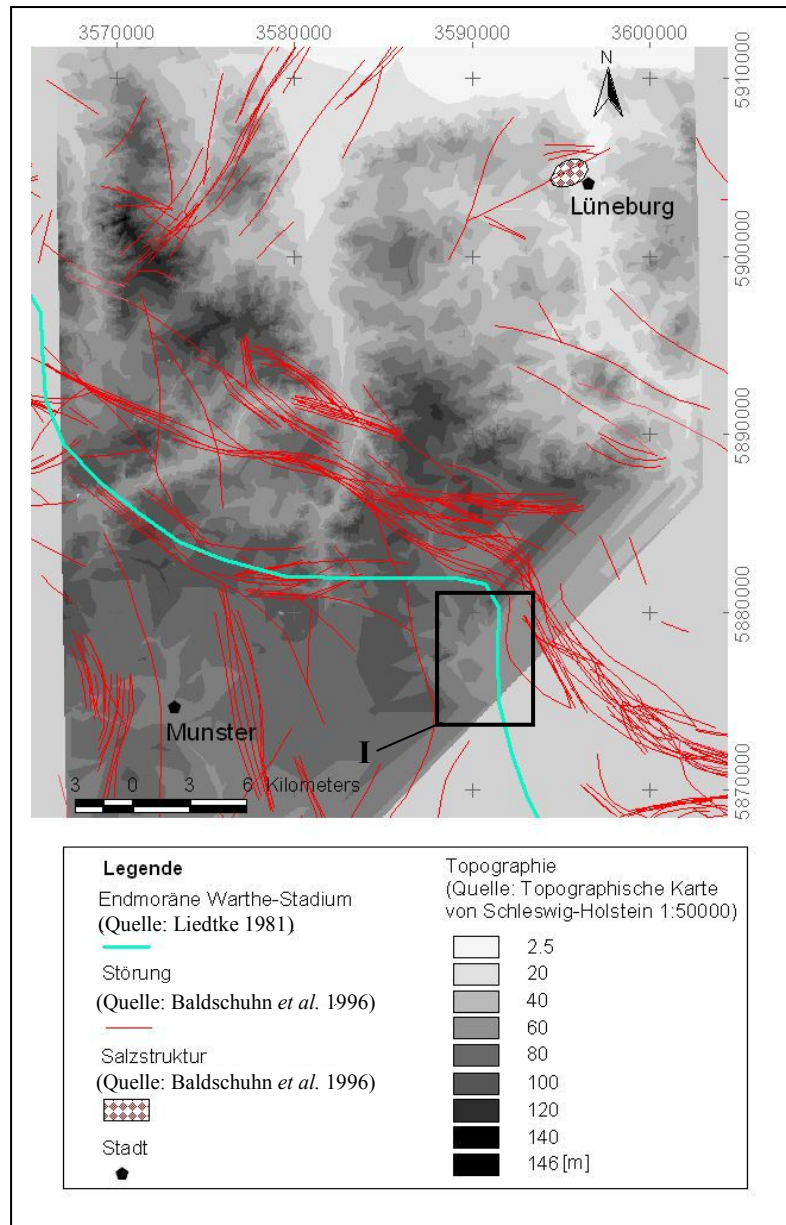


Abb. F.4: Topographie im Projektgebiet Münster-Lüneburg mit dem Verlauf der Warthe Randlage (Quelle: Liedtke 1981), dem Salzstock Lüneburg und tektonischen Störungen im Untergrund (Quelle: Baldschuhn et al. 1996)

F.2. Die Ausbildung des Gewässernetzes in Schleswig-Holstein in Abhängigkeit von tektonischen Störungen und Salzstrukturen

Mit Hilfe der errechneten Bodenbewegungspotenziale soll untersucht werden, welchen Einfluss Tiefenstrukturen auf die Entwicklung der rezenten Topographie haben. Die Entwicklung des heutigen Gewässernetzes in Schleswig-Holstein begann erst mit Ende des Weichsel-Glazials vor ca. 12.000 Jahren. Das Verteilungsmuster des Gewässernetzes ist somit ein geeigneter Indikator, um den Einfluss von Tiefenstrukturen auf rezente Prozesse zu untersuchen. Abb. F.5 zeigt das Gewässernetz Schleswig-Holsteins (Quelle: Topographische Karte von Schleswig-Holstein 1:50000) mit tertiären Störungen, Salzstrukturen (Quelle: Baldschuhn *et al.* 1996) und Durchstoßpunkten oberflächennaher, projizierter Störungen (vgl. Kap. D.2.). Die Entwässerung Schleswig-Holsteins erfolgt durch die Flußgebietseinheiten Elbe (5778 km², **Abb. F.5 1**), Schlei-Trave (5299 km², **Abb. F.5 2**) und Eider (4695 km², **Abb. F.5 3**). Die räumliche Erstreckung der Flußgebietseinheiten orientiert sich an der, durch die quartäre Überdeckung geprägte Topographie. So ist besonders der Grenzverlauf der Flußgebietseinheiten Eider und Schlei-Trave im Norden Schleswig-Holsteins deckungsgleich mit der Randlage der Weichselzeit, die aus Schmelzwassersanden und Moränenmaterial aufgebaut ist. Weiterhin fällt der Grenzverlauf an zwei Stellen mit dem Auftreten von Salzstrukturen zusammen. Es handelt sich hierbei um die Salzstrukturen Meezen/Eisendorf (**Abb. F.5 I**) und Sterup (**Abb. F.5 II**), die beide bis in den oberflächennahen Bereich (< 1000 m; Weber 1976) aufgestiegen sind. In beiden Fällen stößt der Grenzverlauf der Flußgebietseinheiten an den südwestlichen Rand der Salzstrukturen und ändert dann seine Orientierung (**Abb. F.5**). Ein direkter Zusammenhang zwischen den Salzstrukturen und dem Grenzverlauf der Flußgebietseinheiten ist unwahrscheinlich. Da jedoch der Grenzverlauf in dieser Region mit dem Verlauf der Randlage des Pommerschen Stadiums übereinstimmt ist ein indirekter Einfluß der Salzstrukturen auf die Entwicklung der Flußgebietseinheiten gegeben. Demnach führte die Interaktion zwischen Glaziations- bzw. Deglaziationsprozessen und Salzmobilität zur Ausbildung eines Vorstoßhindernisses im Bereich beider Salzstrukturen (vgl. Kap. F.1.). Im Bereich des Salzstockes Sterup wurde dieser Prozess durch oberflächennahe, projizierbare Störungen, die als Gleitbahnen dienten, begünstigt (vgl. Kap. D.2. & D.4.). Durch die Ausbildung der Schwellen kam es im Bereich beider Salzstrukturen zur Ablagerung Weichselzeitlicher Sedimente und in der Folge zur Ausbildung von Hochflächen, welche seither als natürliche Grenzen zwischen den Flußgebietseinheiten Eider und Schlei-Trave fungieren.

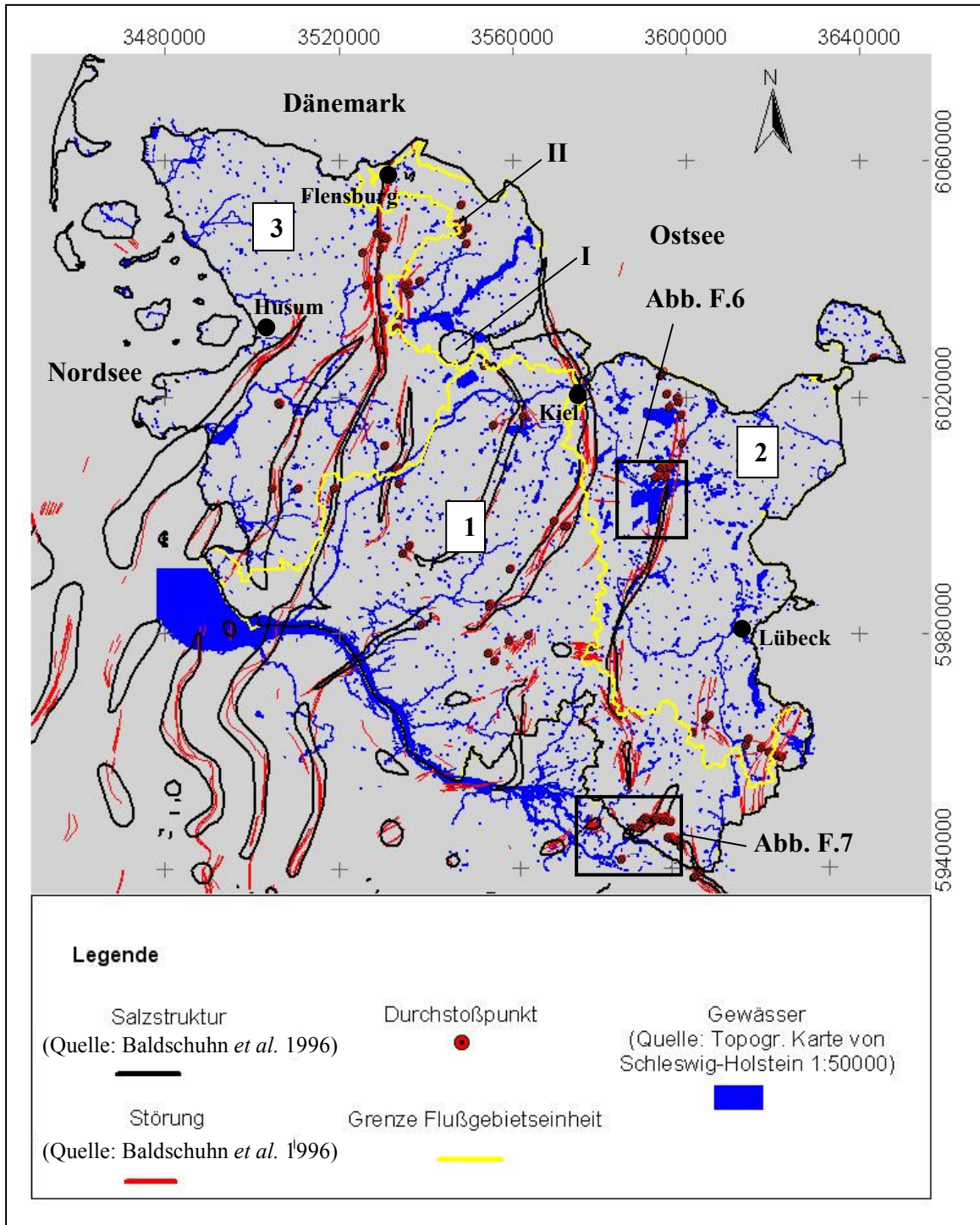


Abb. F.5: Übersicht über das Gewässernetz Schleswig-Holsteins mit Flußgebietseinheiten, Salzstrukturen, Störungen und Durchstoßpunkten oberflächennaher, projizierter Störungen

Der geometrische Vergleich zwischen den einzelnen Gewässern und dem Auftreten von Störungen und Salzstrukturen zeigt keine großflächige Übereinstimmung (Abb. F.5). Die dominierende N-S gerichtete Orientierung der Salzstrukturen und Störungen wird von den Gewässern nicht nachgezeichnet. Lediglich im Bereich des Plöner Sees (**Abb. F.6**) und im

südöstlichen Bereich des Elbverlaufs (**Abb. F.7**) deutet sich ein Einfluß von Tiefenstrukturen auf die Entwicklung dieser Bereiche an. Abb. F.6 zeigt den Plöner See mit tertiären Störungen im Untergrund, oberflächennahen, projizierten Störungen und der Salzmauer Segeberg/Plön. Das östliche Ufer des Plöner Sees verläuft in einer NNE-SSW gerichteten Orientierung parallel zur Salzmauer Segeberg/Plön und der, die Salzmauer begleitenden, Störungszone. Die Störungen sind teilweise bis zur Basis Mittelmiozän dokumentiert (Baldschuhn *et al.* 1996). Zusätzlich befinden sich im Norden des Plöner Sees 6 oberflächennahe Störungen, die mit hoher Wahrscheinlichkeit an der Erdoberfläche austreichen. Demnach beeinflussen oberflächennahe Störungen die Entwicklung der Gewässer in diesem Bereich. So kommt es aufgrund der Salzmobilität innerhalb der Salzmauer Segeberg/Plön in deren Randbereich zur Entstehung von Abschiebungen, entlang derer das Ostufer des Plöner Sees ausgebildet wurde. Rezente Prozesse in diesem Gebiet sind belegt durch ein sich vergrößernde Senke bei Kleinneudorf (vgl. Kap. E.1.).

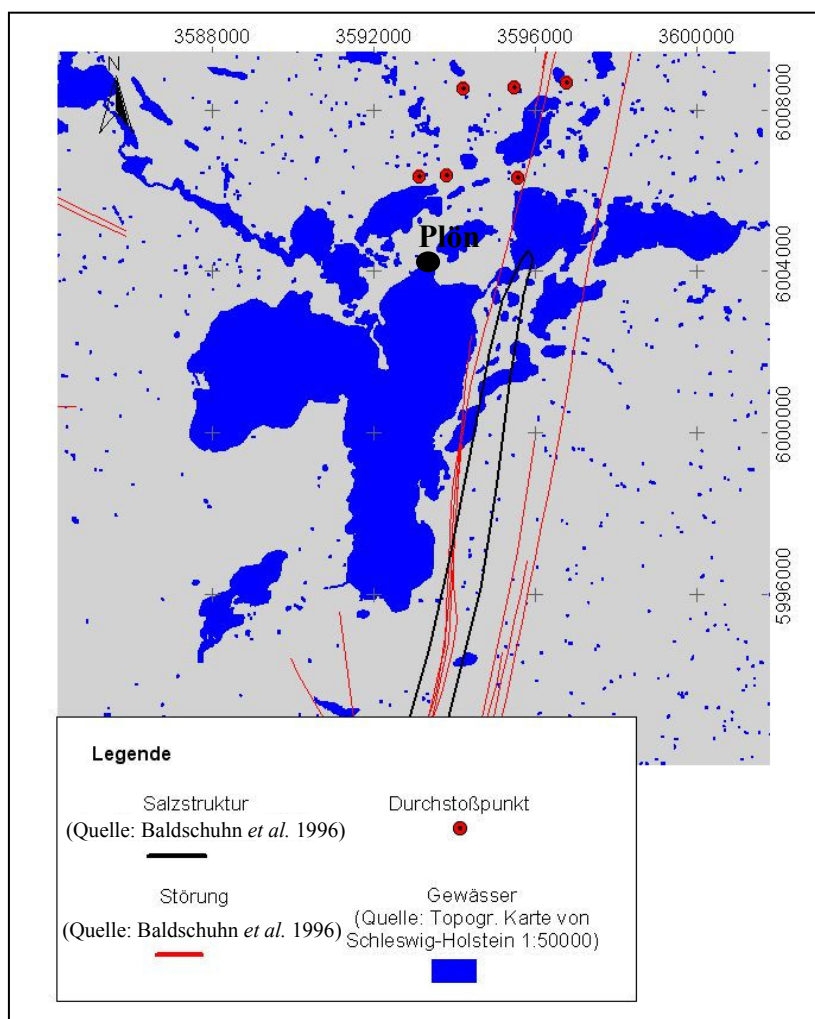


Abb. F.6: Plöner See mit Tertiären Störungen, oberflächennahen, projizierten Störungen und der Salzmauer Segeberg/Plön

Abb. F.7 zeigt den Flußverlauf der Elbe, sowie Salzstrukturen, tektonische Störungen und projizierte oberflächennahe Störungen. Ein Einfluß von Tiefenstrukturen auf den Elbverlauf ist bei einem geometrischen Vergleich nicht flächendeckend abzuleiten. Im Westen quert die Elbe die großen Salzmauern Tellingstedt (Abb. F.7 III) und Krempe (Abb. F.7 IV) nahezu im rechten Winkel. Ein Einfluß dieser Salzmauern und deren begleitenden Störungen erscheint somit zunächst unwahrscheinlich. Im Osten hingegen scheint sich der Elbverlauf der Lage und Erstreckung von Salzstrukturen anzupassen. So fällt besonders das nahezu rechtwinklige Abknicken der Elbe im Bereich der Salzmauer Geesthacht auf (Abb. F.7 IX).

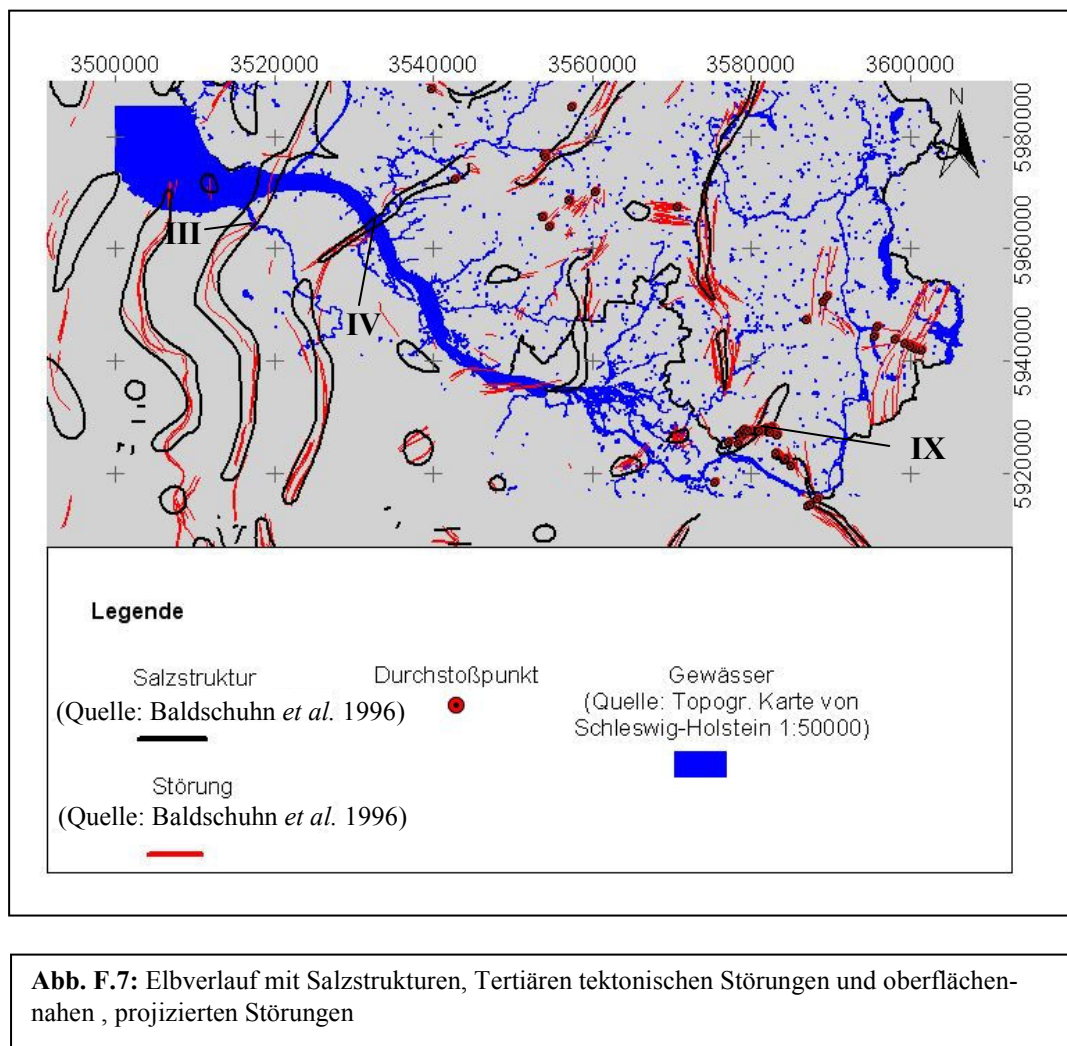


Abb. F.7: Elbverlauf mit Salzstrukturen, Tertiären tektonischen Störungen und oberflächennahen, projizierten Störungen

Berücksichtigt man jedoch die Tiefenlage der Salzstrukturen, so ergibt sich ein anderes Bild. **Abb. F.8** zeigt den Elbverlauf mit Salzstrukturen, deren Tiefenlage < -1000 m beträgt (Weber 1976). Zusätzlich sind tertiäre, tektonische Störungen, sowie oberflächennahe, projizierte Störungen abgebildet. Im Bereich des Elbverlaufs weisen die Salzstrukturen Hennstedt (Abb. F.8 II), Tellingstedt (Abb. F.8 III), Krempe (Abb. F.8 IV) im Westen,

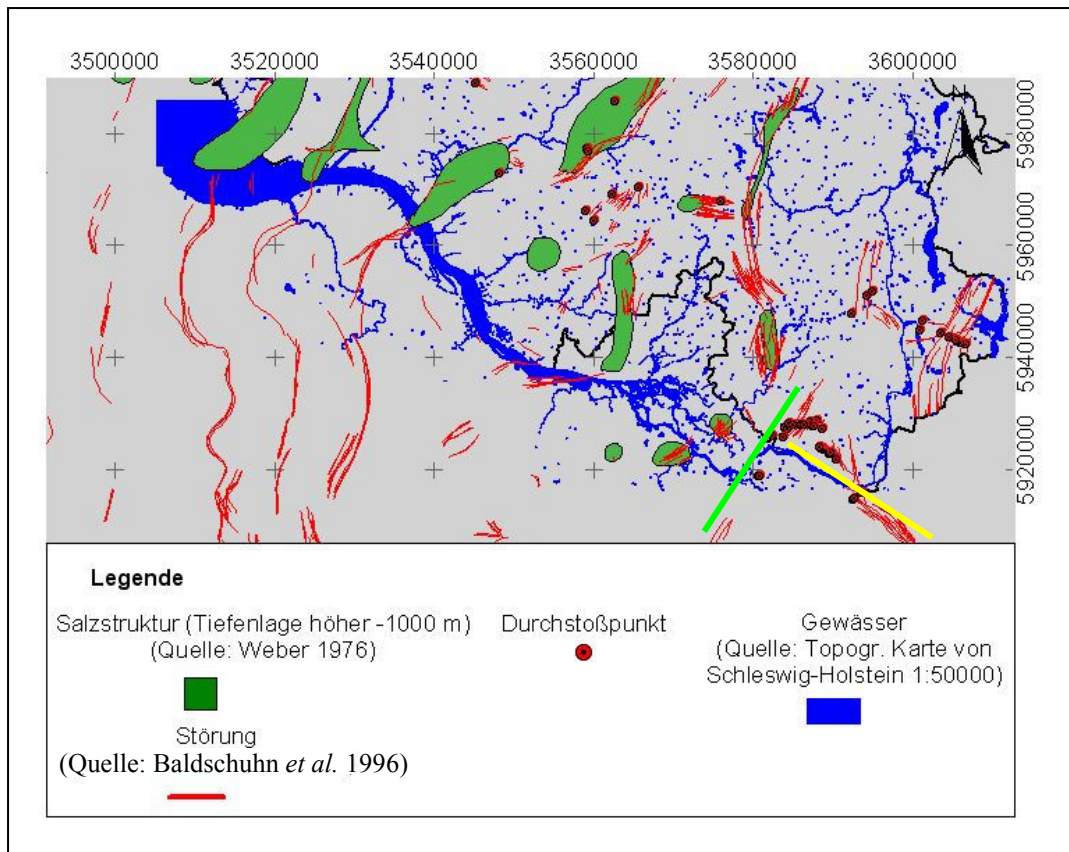


Abb. F.8: Elbverlauf mit Salzstrukturen (Tiefenlage < -1000 m), Tertiären tektonischen Störungen und oberflächennahen, projizierten Störungen

sowie die Salzstrukturen Quickborn (Abb. F.8 VI), Reitbrook (Abb. F.8 VII) und Meckelfeld (Abb. F.8 VIII) eine Tiefenlage von < -1000 m auf. Die Salzmauer Geesthacht liegt unterhalb -1000 m und findet somit keine Berücksichtigung. Deutlich ist zu erkennen, dass sich der Elbverlauf an den Randbereichen der in den oberflächennahen Bereich aufgestiegenen Salzstrukturen orientiert (Abb. F.8). Demnach wurde bzw. wird auch die Entwicklung des mittleren und westlichen Teils der Flußgebietseinheit Elbe durch eine Interaktion zwischen oberflächennahen Salzstrukturen und Glaziations- bzw. Deglaziationsprozessen beeinflusst. Demgegenüber kann im östlichen Teil des Elbverlaufs zwischen Lauenburg und Geesthacht ein Einfluß von tektonischen Störungen auf den Verlauf der Elbe abgeleitet werden. Im Bereich Lauenburg ist ein ausgeprägtes, NW-SE orientiertes Störungsband lokalisiert (Abb. F.8 a). Entlang dieses Störungsbandes und seiner Verlängerung nach Nordwesten sind 11 oberflächennahe Störungen lokalisiert, die mit hoher Wahrscheinlichkeit an der Erdoberfläche austreichen (vgl. Kap. D.2.). Bis in den Bereich Geesthacht stellen die nachgewiesenen Störungen eine NW-SE orientierte Bewegungsbahn für den Elbverlauf dar (Abb. F.8 gelb). Bei Geesthacht ist ein weiteres Störungsband lokalisiert, welches nun eine NE-SW gerichtete Orientierung aufweist und über die Elbe hinweg nach Südwesten verlängert werden kann

(Abb. F.8 b). Auch im Bereich dieses Störungsbandes treten 14 oberflächennahe Störungen auf, die mit hoher Wahrscheinlichkeit an der Erdoberfläche ausstreichen (vgl. Kap. D2. & Kap. E.3.). Dieses Störungsband dient dem Elbverlauf als neue Bewegungsbahn (Abb. F.8 grün), da das erste NW-SE gerichtete Störungsband im Raum Geesthacht keine Fortsetzung nach Nordwesten findet. In der Folge kommt es zu dem nahezu rechtwinkligen Abknicken der Elbe.

Der Vergleich der Gewässerwege mit Lage und Erstreckung von Salzstrukturen und tektonischen Störungen zeigt, dass die Entwicklung der Gewässer lokal durch Tiefenstrukturen beeinflusst wird. Der Grenzverlauf der Flußgebietseinheiten Eider und Schlei-Trave ist beeinflusst von der Interaktion zwischen den Salzstrukturen Sterup und Meezen/Eisendorf und Glaziations- bzw. Deglaziationsprozessen während des Pommerschen Stadiums und später. Salzmobilität innerhalb der Salzmauer Segeberg/Plön und die daran gekoppelte Entstehung von Abschiebungen führte im Bereich Plön zur Entstehung der Plöner Sees, dessen Ostufer parallel zur Salzmauer und deren begleitenden Störungen streicht. Der Elbverlauf orientiert sich ab dem Gebiet Hamburg bis zur Mündung an den südlichen Randbereichen von Salzstrukturen, die bis in den oberflächennahen Bereich aufgestiegen sind und im Quartär aktiv auf Glaziations- und Deglaziationsprozesse oberflächenformend reagierten. Der Elbverlauf im Südosten Schleswig-Holsteins ist beeinflusst von zwei Störungsbändern, die dem Fluß als Bewegungsbahnen dienen.

F.3. NW-SE orientierte Korrelationsflächen und Lineamente in Schleswig-Holstein

Die geometrische Analyse der tektonischen Störungen (vgl. Kap. D.4.) und der Salzstrukturen (vgl. Kap. D.5.) in Schleswig-Holstein zeigen eine dominierende N-S gerichtete Orientierung. Dabei konzentriert sich das Auftreten von Störungen und Salzstrukturen überwiegend auf den Bereich des Glückstadtgrabens (Abb. F.9). Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführte Berechnung von Korrelationskoeffizienten zeigt jedoch im Nordwesten, sowie im Nordosten Schleswig-Holsteins, außerhalb des Glückstadt Grabens, NW-SE orientierte Korrelationsflächen, die sich von der Basis Zechstein bis zur rezenten Topographie nachweisen lassen (vgl. Kap. 8). Dabei konzentrieren sich diese Korrelationsflächen im Nordwesten auf den Bereich des Westschleswig Blocks (Abb. F.9 a).

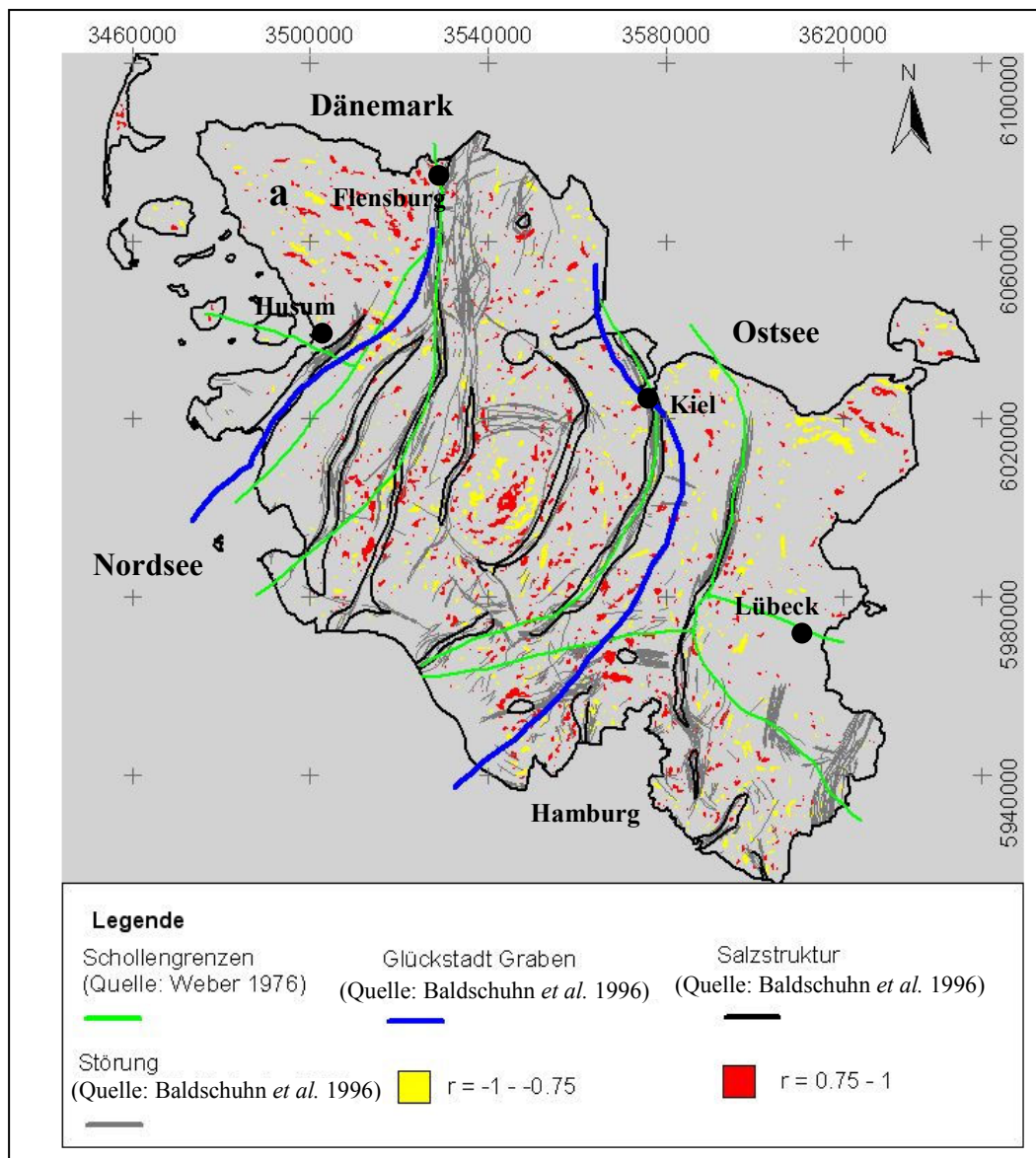


Abb. F.9: Ergebnis der Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der rezenten Topographie. Zusätzlich sind Salzstrukturen, tektonische Störungen, Schollengrenzen und der Rand des Glückstadt Grabens abgebildet

Der Geotektonische Atlas von NW-Deutschland weist für diese Bereiche weder Salzstrukturen, noch tektonische Störungen aus. Sowohl die Satellitenbildkartierung (vgl. Kap. D.2.) wie auch die Luftbildkartierung im Projektgebiet Lindewitt (vgl. Kap. E.2.) bestätigen die Orientierung der Korrelationsflächen durch ebenfalls NW-SE orientierte Lineamente. Da andere Korrelationsmuster eindeutig auf die Existenz von Salzstrukturen und/oder tektonischen Störungen zurückzuführen sind (vgl. Kap. D.8.), können auch für das Auftreten der NW-SE orientierten Korrelationsflächen identische Ursachen angenommen werden. **Abb. F.10** zeigt ca. 20 kartierte, überwiegend NW-SE orientierte rezente Störungen für den Bereich der früheren Deutschen Demokratischen Republik (Ihde-Lineamente) (Ihde *et al.* 1987). Die Kartierung beruht auf zwei Nivellement-Messkampagnen in den Jahren 1954 – 1959 bzw. 1974 – 1982 und dokumentiert vertikale Krustenbewegungen.

Da eine räumliche Erstreckung der kartierten Störungen über die Grenzen der

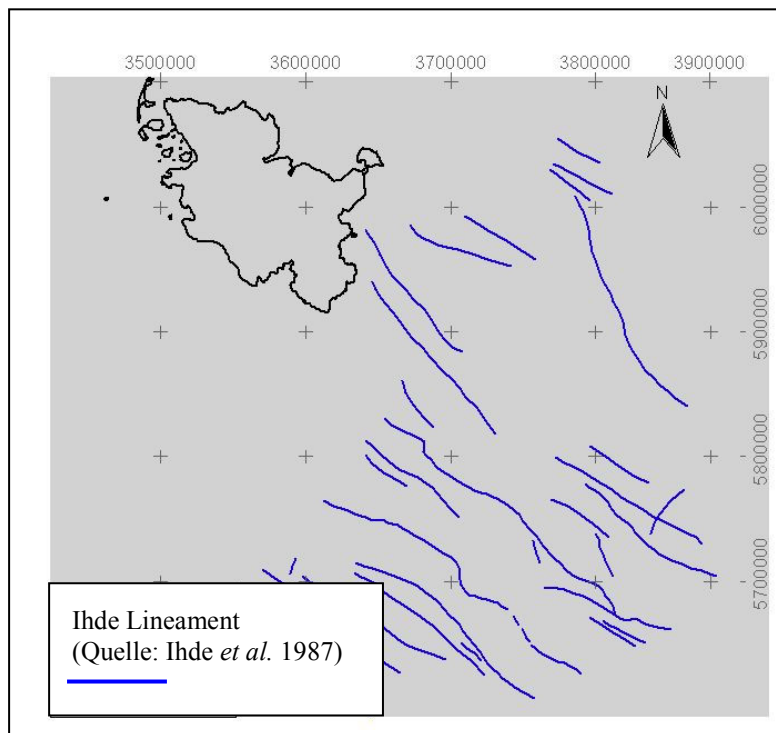


Abb. F.10.: Kartierte Lineamente vertikaler Krustenbewegung für den Bereich der früheren D.D.R. (Quelle: Ihde *et al.* 1987)

ehehemaligen D.D.R. hinaus wahrscheinlich ist, zeigt **Abb. F.11** die Verlängerung der Ihde-Lineamente in das Gebiet Schleswig-Holsteins, wo demnach fünf Störungen auftreten. Es handelt sich hierbei um die Rostock-Granzow Störung (Abb. F.11 RGS), die Güstrow-Müritz Störung (Abb. F.11 GMS), die Wittenburg-Havelberg Störung (Abb. F.11 WHS) und die Kalkhorst-Mesendorf Störung (Abb. F.11 KMS). Eine weitere Störung ist nicht

benannt (Abb. F.11 V). Der geometrische Vergleich zwischen den verlängerten Ihde-Lineamenten und den Korrelationsflächen bzw. kartierten Linearen zeigt, dass die räumliche Lage der verlängerten Ihde-Lineamente mit der Lage der Korrelationsflächen und Linearen zusammenfällt (Abb. F.11). Besonders im Nordosten auf der Insel Fehmarn (Abb. F.11 I), sowie im Bereich von Oldenburg (Abb. F.11 II) und Eckhorst (Abb. F.11 III) zeigen die

verlängerten Lineamente eine gute Übereinstimmung mit dort kartierten Satellitenbildlinearen.

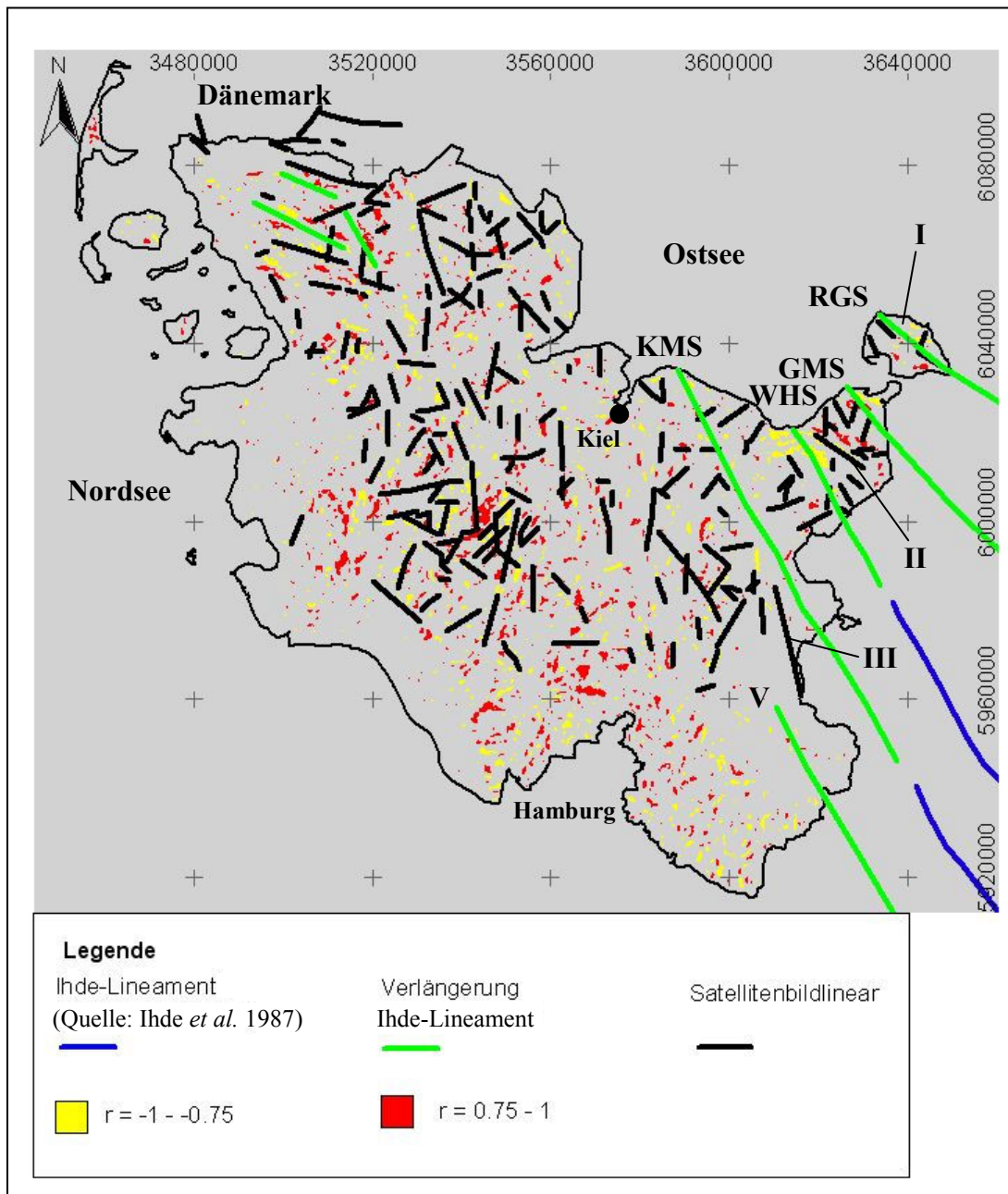


Abb. F.11: Ergebnis der Korrelation zwischen der Basis Zechstein und der rezenten Topographie mit kartierten Satellitenbildlinearen, Ihde-Lineamenten und der Verlängerung von Ihde-Lineamenten auf das Gebiet Schleswig-Holsteins

Demnach erstrecken sich die rezent aktiven Ihd-Lineamente bis in das Gebiet Schleswig-Holstein, wo ihre räumliche Ausdehnung durch Satellitenbildlineare dokumentiert wird.

F.4. Ermittelte Bodenbewegungspotenziale im Projektgebiet Munster-Lüneburg (Niedersachsen)

Das Auftreten von tektonischen Störungen und Salzstrukturen beschränkt sich in Schleswig-Holstein größtenteils auf den Bereich des Glückstadt Grabens (vgl. Kap. D.4. & Kap. D.5). Um zu überprüfen, ob eine Differenzierung zwischen den N-S orientierten Strukturen innerhalb und solchen außerhalb des Glückstadt Grabens möglich ist, wurde die Methode der Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen auf das Projektgebiet Lüneburg-Munster im Nordosten Niedersachsens übertragen.

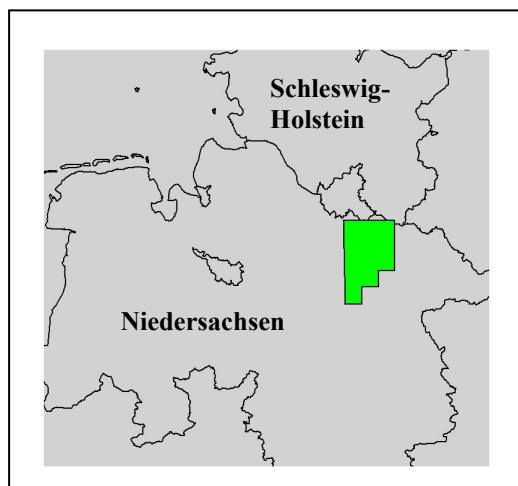


Abb. F.12: Lage des Projektgebietes Munster-Lüneburg

Das Projektgebiet mit einer Fläche von 1685 km² liegt in dem Koordinatenfenster 2566243/5919004 (NW), 3599862/5919004 (NE), 3599862/5863311 (SE), 3566243/5863311 (SW) (Gauss-Krüger, Deutschland, Zone 3) (**Abb. F.12**). Mit 2,5 m über NN liegt der niedrigste Punkt des Projektgebietes im Nordosten. Der höchste Punkt liegt mit 145 m über NN im Bereich Westergellersen. Die Hochlage ist aus Sedimenten des Warthe-Glazials aufgebaut (Hoffmann 1993).

Der Untergrund des Projektgebietes ist geprägt von einer Vielzahl tektonischer Störungen, sowie der Salzstrukturen Lüneburg (**Abb. F.13 I**), Bahlburg (**Abb. F.13 II**), Egestorf-Soderstorf (**Abb. F.13 III**), Kolkhagen (**Abb. F.13 IV**) und Wettenborstel (**Abb. F.13 V**). Weiterhin erstrecken sich drei N-S orientierte elsterzeitliche Rinnen (tiefer 100 m) über weite Teile des Gebietes (**Abb. F.13**). Da für das Gebiet Munster-Lüneburg keine Satellitenbild- bzw. Luftbildkartierungen, sowie keine 2D-seismische Untersuchungen durchgeführt wurden, können diese Parameter bei der Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen nicht berücksichtigt werden. Weiterhin sind für das Gebiet Munster-Segeberg keine historischen Erdbeben dokumentiert, so dass die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen auf Basis der vier Parameter „tektonische Störungen“, „Salzstrukturen“, „elsterzeitliche Rinnen“ und „Korrelationskoeffizienten“ erfolgt.

Für das Projektgebiet Munster-Lüneburg sind 383 Störungen von der Basis Zechstein bis zur Basis Untermiozän dokumentiert (Baldschuhn *et al.* 1996; vgl. **Tab. F.1**). Für den Horizont Basis Mittelmiozän weist der Geotektonische Atlas von NW-Deutschland keine

Störungen aus. Die meisten Störungen wurden an der Basis Zechstein lokalisiert (93 Störungen = 24,3%).

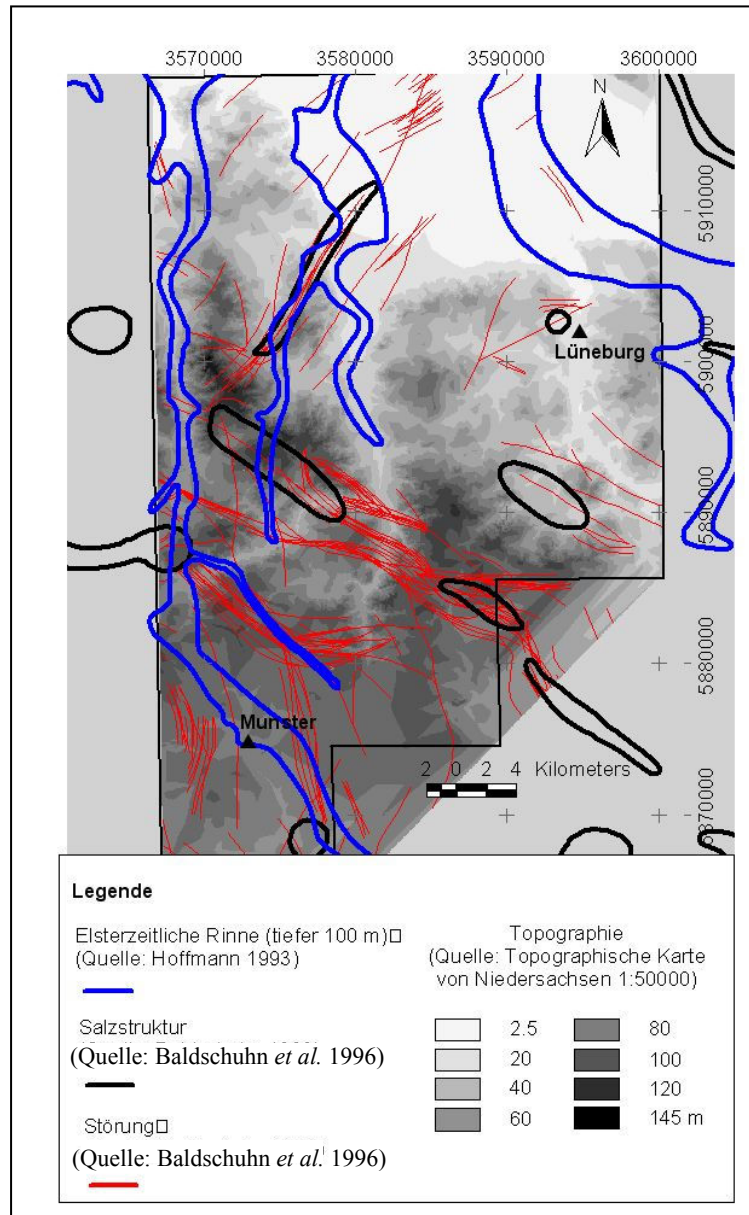


Abb. F.13: Topographischer Überblick Projektgebiet Münster-Lüneburg mit Salzstrukturen, tektonischen Störungen und elsterzeitlichen Rinnen (tiefer 100 m)

Sie erstrecken sich über eine Fläche von 510 Detektionszellen (= 510 km²). Es folgen die stratigraphischen Horizonte Basis Oberkreide (45 Störungen = 11,7% = 187 km²) und Basis Buntsandstein (30 Störungen = 7,83% = 149 km²). Der überwiegende Teil der Störungen konzentriert sich in zwei NW-SE orientierten Störungsbändern im Südwesten des Projektgebietes. Die Richtungsanalyse aller Störungen zeigt eine deutliche NW-SE Orientierung (**Abb. F.14**). Damit wird die Hauptorientierung der Störungen in Schleswig-

Holstein nicht bestätigt. Jedoch stimmt diese Orientierung sowohl mit der Hauptorientierung der Topographischen Elemente im Projektgebiet Plön, wie auch mit der Orientierung der Korrelationsflächen und kartierten Linearen im Nordwesten bzw. Nordosten Schleswig-Holsteins überein.

Geologischer Horizont	Anzahl Störungen	Anteil in % von 100	Anzahl Detektionszellen	Anteil in % von 100
Basis Mittelmiozän bis Pliozän	0	0,00%	0	0,00%
Basis Untermiozän	22	5,74%	47	2,55%
Basis Mitteloligozän bis Oberoligozän	27	7,00%	70	3,80%
Basis Mitteleozän bis Unteroligozän	25	6,53%	94	5,10%
Basis Oberpaläozän bis Untereozän	13	3,40%	87	4,70%
Basis Oberkreide	45	11,70%	187	10,15%
Basis der marinen Unterkreide	24	6,27%	116	6,30%
Basis Oberjura und „Wealden“	16	4,20%	81	4,40%
Basis Dogger	14	3,65%	81	4,40%
Basis Lias	21	5,48%	108	5,86%
Basis Keuper	24	6,27%	155	8,41%
Basis Röt und Muschelkalk	28	7,31%	157	8,52%
Basis Buntsandstein	30	7,83%	149	8,10%
Basis Zechstein	93	24,30%	510	27,70%
	383	100,00%	1842	100,00%

Tab. F.1: Verteilung der tektonischen Störungen im Projektgebiet Munster-Lüneburg

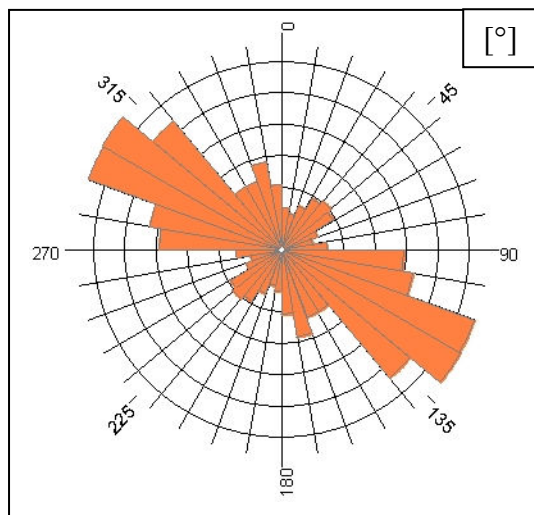


Abb. F.14: Richtungsanalyse aller Störungen für das Projektgebiet Munster-Lüneburg

Die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen auf Basis des Parameters „tektonische Störungen“ erfolgt analog der Vorgehensweise für Schleswig-Holstein (vgl. Kap. D.4.). Demnach wird der Detektionszelle von der Basis Zechstein bis zur Basis Marine Unterkreide im Falle eines zutreffenden Kriteriums jeweils ein Punkt zugeordnet. Von der Basis Oberkreide bis zur Basis Mittelmiozän/Pliozän werden der Detektionszelle jeweils zwei Punkte zugeordnet. Die höhere Einzelpunktezah in den oberen Horizonten entspricht dem höheren Bewegungspotenzial, das von dort lokalisierten Störungen ausgeht. Die maximale Anzahl von 20 Punkten für eine Detektionszelle ist erreicht, wenn sich innerhalb der Detektionszelle Störungen in allen 14 Horizonten des „Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland“ nachweisen lassen.

Die höchste Punktezah wurde mit 17 Punkten für für zwei Detektionszellen ermittelt, die am nordwestlichen Ende der Salzmauer Wettenborstel lokalisiert sind (**Abb. F.15 I**; **Tab. F.2**). Auch die weiteren Detektionszellen mit ermittelten hohen Bodenbewegungspotenzialen sind im Bereich dieser Salzmauer lokalisiert (Abb. F.15). Mit 940 km² weist über die Hälfte des gesamten Projektgebietes kein Bodenbewegungspotenzial auf (Tab. F.2). Das Ergebnis zeigt, dass sich die errechneten hohen Bodenbewegungspotenziale in dem Störungsband zwischen den Salzmauern Wettenborstel (Abb. F.15 I) und Egestorf-Soderstorf (Abb. F.15 II) konzentrieren. Demnach ist auf Basis des Parameters „tektonische Störungen“ besonders nordwestlich der Salzmauer Wettenborstel mit rezenten Prozessen zu rechnen.

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	940	11	9
1	372	12	3
2	87	13	2
3	54	14	1
4	44	15	1
5	32	16	0
6	35	17	2
7	31	18	0
8	30	19	0
9	28	20	0
10	14		

Tab. F.2: Übersicht über erreichte Punktezah/Zelle auf Basis des Parameters „tektonische Störungen“

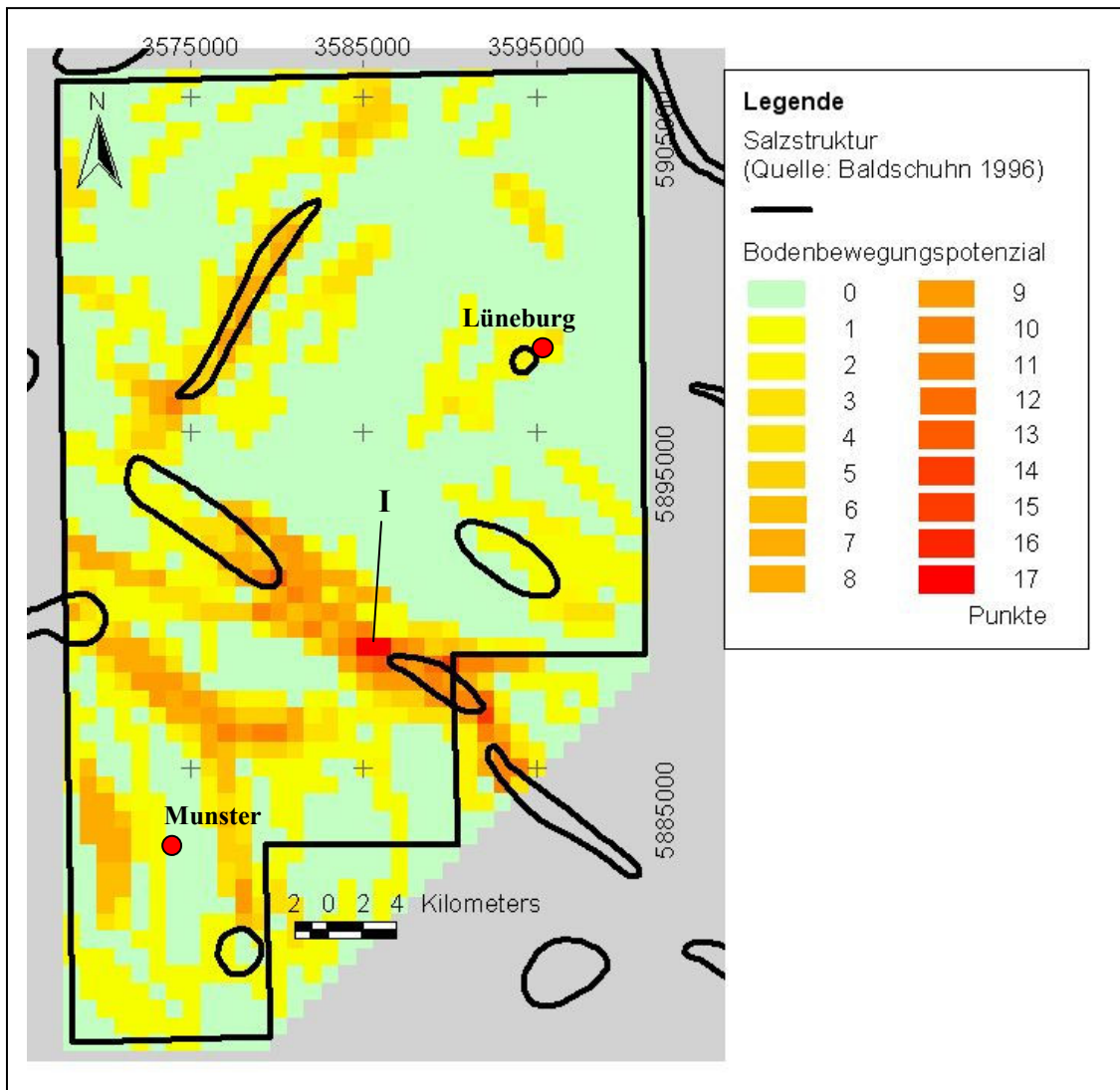


Abb. F.15: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale auf Basis des Parameters tektonische Störungen für das Projektgebiet Münster-Lüneburg

Die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen auf Basis des Parameters „Salzstrukturen“ erfolgt analog der Vorgehensweise für Schleswig-Holstein (vgl. Kap. D.5.). Für jeden Horizont wird der entsprechenden Detektionszelle ein Punkt zugeordnet, sofern diese von der räumlichen Ausdehnung der Salzstruktur erfasst wird. Das Minimum von einem Punkt bedeutet, dass sich die Lage der Detektionszelle nur in einem von 14 Horizonten mit der Lage einer Salzstruktur überschneidet. Überschneidet sich die Lage der Detektionszelle in allen 14 Horizonten mit der Lage einer Salzstruktur, so addiert sich die Punktzahl auf 14. Die Maximale Punktzahl von 20 Punkten für eine Detektionszelle ist erreicht, wenn die Salzstruktur über alle 14 Ebenen innerhalb einer Detektionszelle lokalisierbar ist und zusätzlich im oberflächennahen Bereich (obere 500 m) das Top des Diapirs ausbildet (vgl. Tab. B.4). Da die Aufstiegshöhe der Salzstrukturen im Rahmen dieser Arbeit nicht

flächendeckend untersucht werden konnte, wurden für die Kriterien obere 500 m, Randsenke und Top Diapir keine Punkte vergeben. Die Auswertung beruht auf den im Rahmen des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland dokumentierten Salzstrukturen von der Basis Zechstein bis zur Basis Mittelmiozän (Baldschuhn *et al.* 1996).

Mit 11 Punkten wurden die höchsten ermittelten Bodenbewegungspotenziale für je zwei Detektionszellen im Bereich der Salzmauern Kolkhagen (**Abb. F.16 I**) und Egestorf-Soderstorf ermittelt. Bodenbewegungspotenziale von 10 Punkten wurden für alle Salzstrukturen im Projektgebiet ermittelt (vgl. Abb. F.16. & **Tab. F.3**). Da sich die Salzstrukturen im Projektgebiet Munster-Lüneburg sehr kleinflächig ausdehnen wurde für 1339 Detektionszellen (= 1339 km²) kein Bewegungspotenzial auf Basis des Parameters Salzstrukturen ermittelt (0 Punkte, grüne Bereiche; vgl. Tab. F.3).

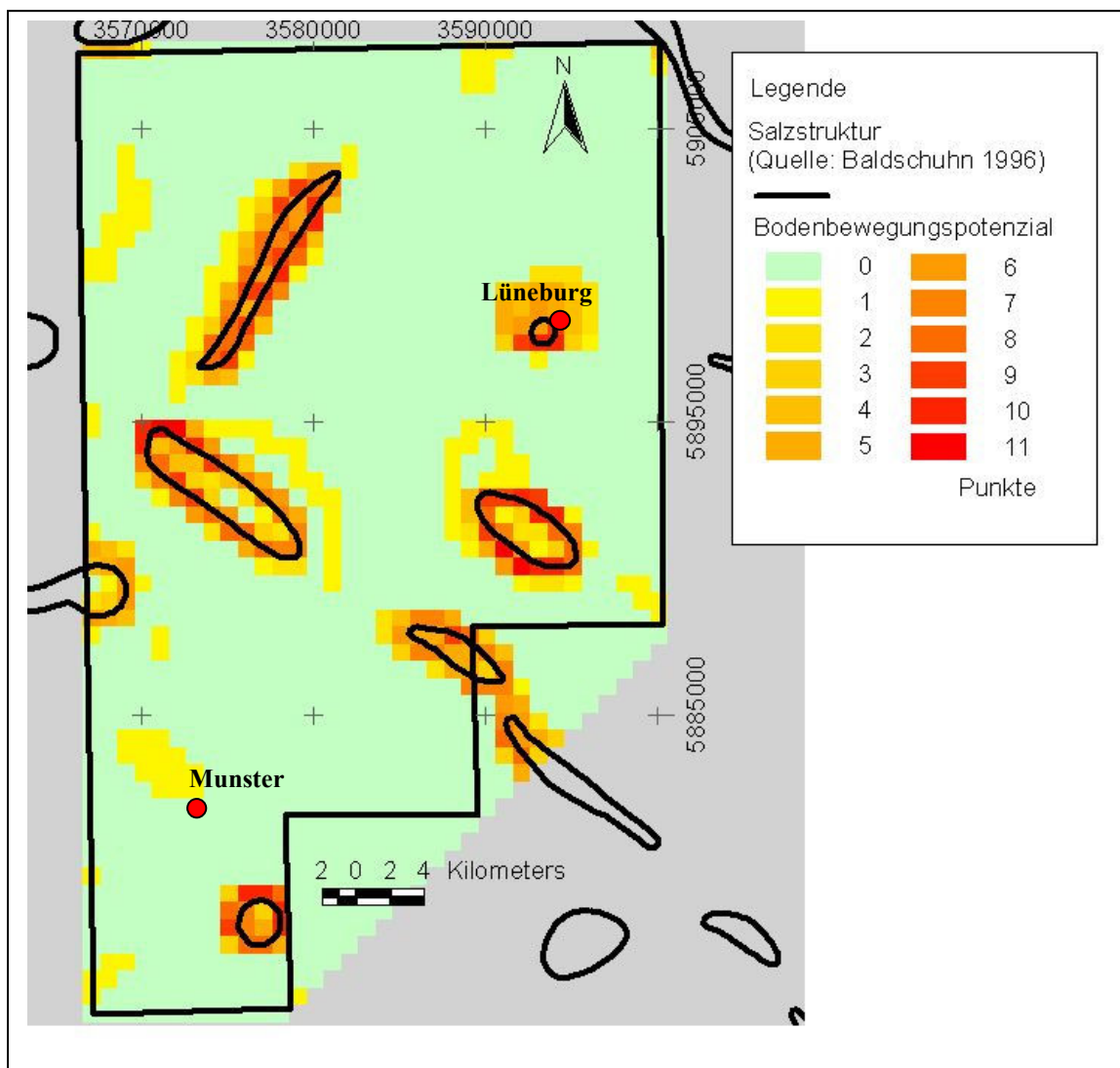


Abb. F.16: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale auf Basis des Parameters „Salzstrukturen“ für das Projektgebiet Munster-Lüneburg

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	1339	11	4
1	123	12	0
2	25	13	0
3	25	14	0
4	22	15	0
5	34	16	0
6	21	17	0
7	28	18	0
8	28	19	0
9	19	20	0
10	17		

Tab. F.3: Übersicht über erreichte Punktezahl/Zelle auf Basis des Parameters „Salzstrukturen“

Die Ergebnisse auf Basis der geprüften Kriterien zeigen, dass im Ausdehnungsbereich aller Salzstrukturen erhöhte Bodenbewegungspotenziale auftreten. Hervorzuheben ist dabei der Salzstock Lüneburg, der erst im Jungtertiär bzw. Quartär das Diapirstadium erreichte und den entsprechenden stratigraphischen Horizont durchbrach (Jaritz 1973). Berücksichtigt man das Anstehen des Salzstockes an der rezenten

Oberfläche, so erhöht sich das für den Salzstock Lüneburg ermittelte Bodenbewegungspotenzial auf 16 von 20 möglichen Punkten. Demnach ist auf Basis des Parameters „Salzstrukturen“ besonders im Bereich des Salzstockes Lüneburg mit rezenten Prozessen zu rechnen.

Die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen auf Basis des Parameters „elsterzeitliche Rinnen“ beruht auf der räumlichen Ausdehnung der Rinnen innerhalb des Detektionsnetzes. In Bezug auf die Punktevergabe wird aufgrund der Ergebnisse der geometrischen Analyse oberflächennaher Störungen zwischen dem Zentrum einer Rinne und dem Randbereich einer Rinne differenziert (vgl. Kap. D.2.). Weiterhin wird die Rinnentiefe berücksichtigt. Das Bewegungspotenzial wird im Zentrum einer mehr als 100 m tiefen elsterzeitlichen Rinne mit der maximalen Anzahl von 7 Punkten bewertet. Im Randbereich einer elsterzeitlichen Rinne werden der korrespondierenden Detektionszelle 5 Punkte zugeordnet (vgl. Tab. B.6). Im Projektgebiet Munster-Lüneburg erstrecken sich elsterzeitliche Rinnen über eine Fläche von 396 km² (= 396 Detektionszellen). Dabei entfallen 296 km² (= 296 Detektionszellen) auf den Randbereich von Rinnen und 100 km² (= 100 Detektionszellen) auf zentrale Rinnenbereiche (**Abb. F.17**). Der geometrische Vergleich zwischen der räumlichen Erstreckung von elsterzeitlichen Rinnen und dem Auftreten von Störungen zeigt keine großräumigen Übereinstimmungen. Lediglich im Bereich oberhalb der Salzmauer Bahlburg, sowie nördlich von Munster fällt die räumliche Erstreckung der Rinnen mit Auftreten und Orientierung von Störungen zusammen. Da im Rahmen dieser Arbeit im Projektgebiet Munster-Lüneburg keine 2D-seismischen Profile im Hinblick auf oberflächennahe Störungen (obere 500 m) untersucht werden konnten, kann ein möglicher

Einfluß von Störungen auf die räumliche Ausdehnung von elsterzeitlichen Rinnen nicht abgeleitet werden.

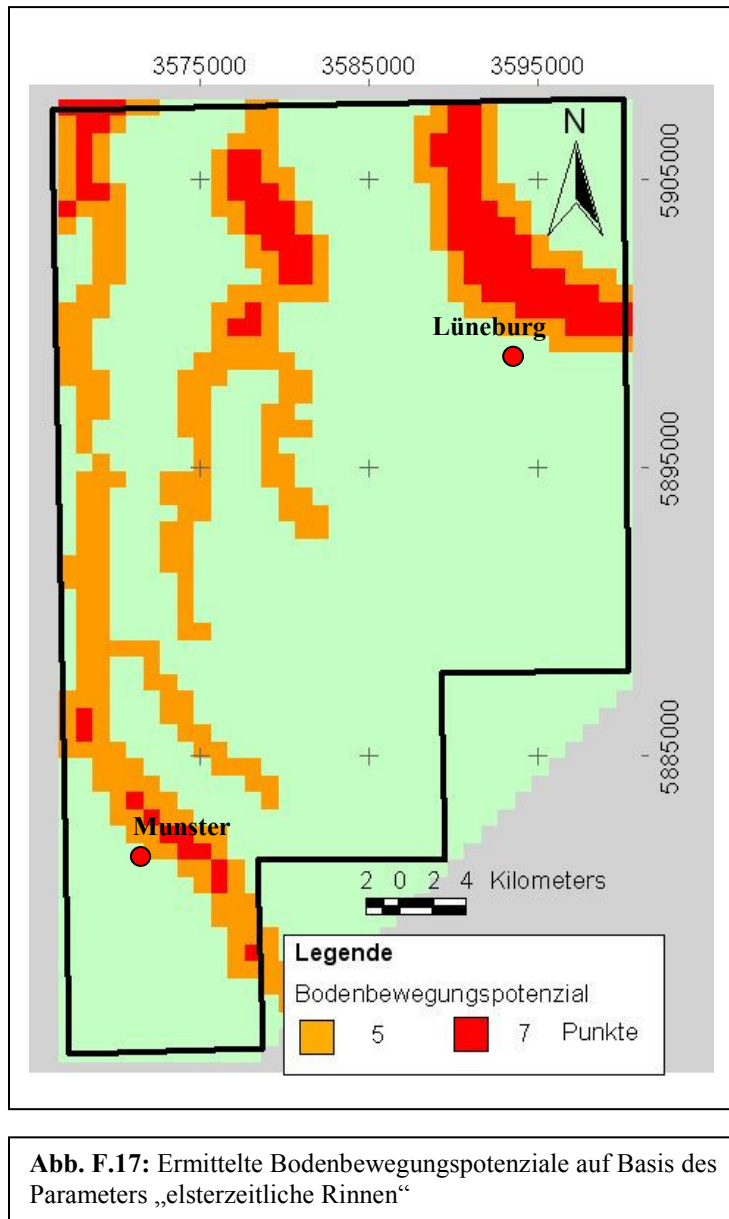


Abb. F.17: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale auf Basis des Parameters „elsterzeitliche Rinnen“

Die Quantifikation von Bodenbewegungspotenzialen auf der Basis des Parameters „Korrelationskoeffizienten“ beruht auf dem Maß der Korrelation. Berücksichtigt wurden solche Bereiche innerhalb des Detektionsnetzes, in denen hohe positive ($r = 0.75$ bis 1) bzw. hohe negative ($r = -0.75$ bis -1) Korrelationskoeffizienten über alle Ebenen von der Basis Zechstein bis zur rezenten Oberfläche errechnet wurden. Die maximale Anzahl von 17 Punkten ist erreicht, wenn die Detektionszelle von der Basis Zechstein bis zur rezenten Topographie in insgesamt 6 Korrelationsstufen einen Korrelationskoeffizienten in dem Intervall $r = (-)0.75$ bis $(-)1$ aufweist (vgl. **Tab. F.4** & Kap. D.8.).

Horizont A	Horizont B	r = (-)0.75 - (-)1
Basis Zechstein -	Basis Buntsandstein	2 Punkte
Basis Zechstein -	Basis Oberkreide	3 Punkte
Basis Zechstein -	Basis Oberaleozän	3 Punkte
Basis Zechstein -	Basis Untermiozän	3 Punkte
Basis Zechstein -	Basis Mittelmiozän	3 Punkte
Basis Zechstein -	Rezente Oberfläche	3 Punkte
		Σ = 17 Punkte

Tab. F.4: Punktevergabe für Parameter „Korrelationskoeffizienten“

Für insgesamt 43 Detektionszellen wurde die maximale Punktzahl von 17 Punkten ermittelt (**Tab. F.5**). Dabei entfallen 23 Detektionszellen auf den Bereich des Salzstockes Lüneburg (**Abb. F.18 I**). Deutlich heben sich die rund um den Salzstock ermittelten hohen Bodenbewegungspotenziale von der Umgebung ab. Im Vergleich zur Berechnung von Korrelationskoeffizienten in Schleswig-Holstein, wo hohe Korrelationskoeffizienten im Bereich nahezu jeder Salzstruktur auftreten, ist das Auftreten von hohen Korrelationen im Projektgebiet Munster-Lüneburg differenzierter. Mit Ausnahme des Salzstockes Lüneburg weisen alle im Projektgebiet lokalisierten Salzstrukturen geringe hohe positive bzw. negative Korrelationen auf (**Abb. F.18**). Hohe Bodenbewegungspotenziale wurden für den Norden des Projektgebietes errechnet (**Abb. F.18 II**), sowie für den Bereich südwestlich der Salzmauern Wetenborstel und Egestorf-Soderstorf (**Abb. F.18 III**). Die hohen Bodenbewegungspotenziale im Norden basieren auf dem Randbereich der Salzmauer Geesthacht, die sich im nördlichen Anschluss an das Projektgebiet erstreckt. Für 555 Detektionszellen wurden Bodenbewegungspotenziale von mindestens 50% der maximal erreichbaren Punktzahl ermittelt (**Tab. F.5**).

Auf Basis des Parameters „Korrelationskoeffizienten“ ist besonders für den Bereich des Salzstockes Lüneburg von rezenten Prozessen auszugehen. Die dort ermittelten hohen Bodenbewegungspotenziale erstrecken sich über eine Fläche von ca. 100 km² und dokumentieren die Entwicklung des Diapirs von der Basis Buntsandstein bis zur rezenten Topographie.

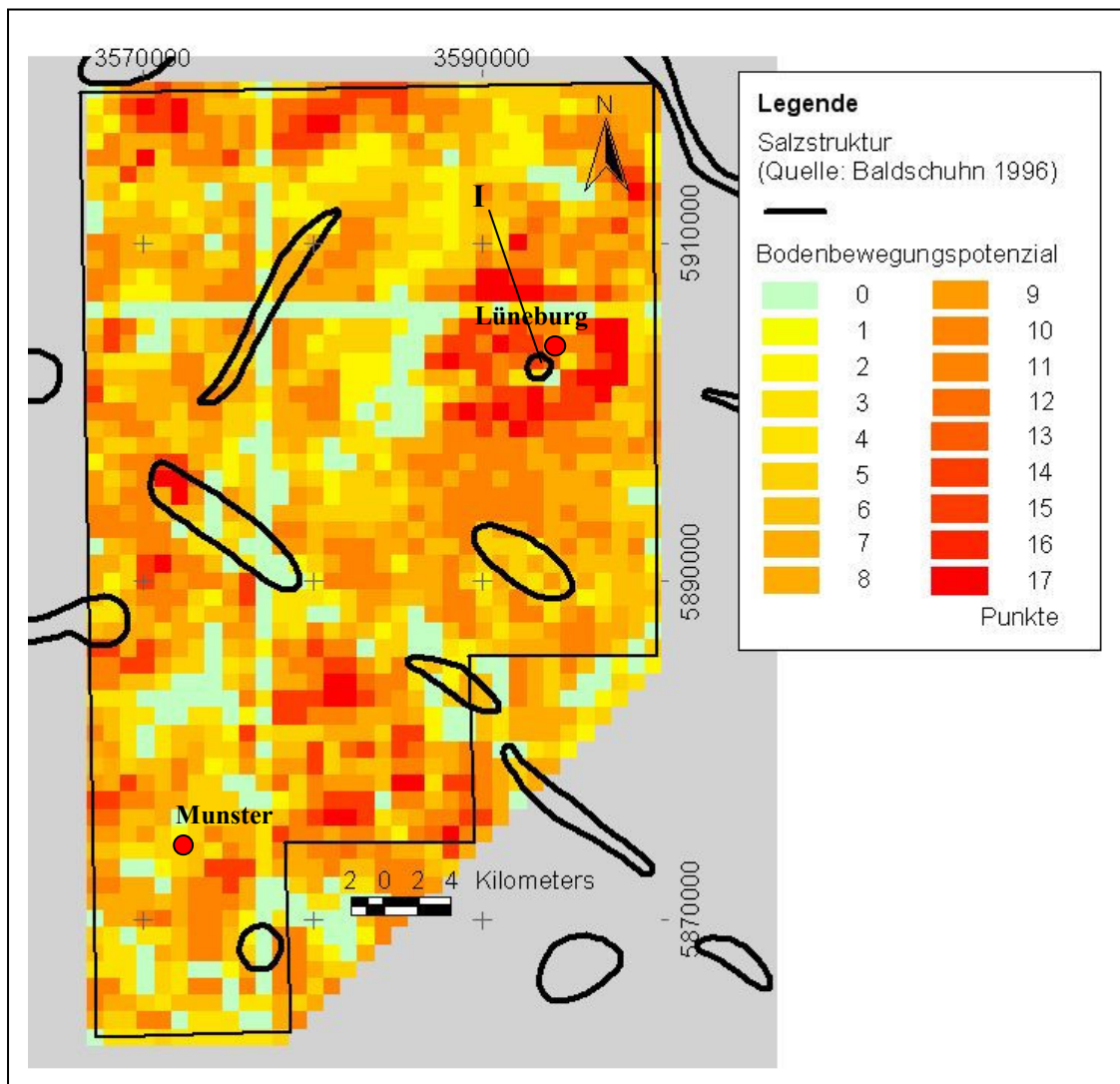


Abb. F.18: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale auf Basis des Parameters „Korrelationskoeffizienten“

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	195	11	330
1	0	12	19
2	111	13	0
3	144	14	92
4	0	15	11
5	225	16	0
6	123	17	43
7	0	18	0
8	332	19	0
9	60	20	0
10	0		

Tab. F.5: Übersicht über erreichte Punktezah/Zelle auf Basis des Parameters „Korrelationskoeffizienten“

Die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen für das Projektgebiet Munster-Lüneburg basiert auf den vier Parametern „tektonische Störungen“, „Salzstrukturen“, „elsterzeitliche Rinnen“ und „Korrelationskoeffizienten“. Aufgrund des Punkteverteilungsschlüssels ist eine Gesamtpunktzahl von 64 Punkten erreichbar (**Tab. F.6**).

Parameter	Punkte Max	Anteil %
tektonische Störungen	20	31%
Salzstrukturen	20	31%
Elsterzeitliche Rinnen	7	12%
Korrelationskoeffizienten	17	26%
	64	100,00%

Tab. F.6: Übersicht über die Verteilung der Punkte zur Bestimmung von Bodenbewegungspotenzialen

Diese wurde jedoch von keiner Detektionszelle erreicht (**Tab. F.7**). Die höchste erreichte Punktezahl von 32 Punkten wurde für eine Detektionszelle oberhalb der Salzmauer Bahlburg ermittelt und

basiert auf den Parametern „Salzstrukturen“ (10 Punkte), „Korrelationskoeffizienten“ (8 Punkte), „tektonische Störungen“ 7 Punkte und „elsterzeitliche Rinnen“ (7 Punkte) (**Abb. F.19 I**). Ebenfalls im Bereich der Salzmauer Bahlburg wurden Bodenbewegungspotenziale von 31, 30, 29 und 28 Punkten ermittelt. Auch für die Bereiche der Salzstrukturen Egestorf-Soderstorf (**Abb. F.19 II**; 30 Punkte), Wettenborstel (**Abb. F.19 III**; 30 Punkte), Dethlingen (**Abb. F.19 IV**; 30 Punkte) und Lüneburg (**Abb. F.1 V**; 26 Punkte) wurden erhöhte Bodenbewegungspotenziale ermittelt. Insgesamt 323 Detektionszellen weisen ein Bodenbewegungspotenzial auf, dass mindestens 50 % (= 16 Punkte) der maximal erreichbaren Punkte entspricht (**Tab. F.7**). Die Untersuchungen zeigen, dass auch im Projektgebiet Munster-Lüneburg, ausserhalb des Glückstadt Grabens, erhöhte Bodenbewegungspotenziale vor allem im Ausdehnungsbereich von Salzstrukturen auftreten. Sowohl die tektonischen Störungen, wie auch die Salzstrukturen zeigen eine dominierende NW-SE Orientierung. Demnach ist die Orientierung der Salzmauern in Schleswig-Holstein durch den N-S orientierten Glückstadt Graben und seine korrespondierenden Störungssysteme geprägt, während die in ihrer räumlichen Ausdehnung kleineren Salzstrukturen außerhalb des Glückstadt Grabens überwiegend dem Einfluß NW-SE gerichteter Störungssysteme unterliegen. Entsprechend orientierte rezent aktive Störungen wurden von Ihde *et al.* (1987) für den Bereich der früheren D.D.R. kartiert (vgl. Kap. F.3.).

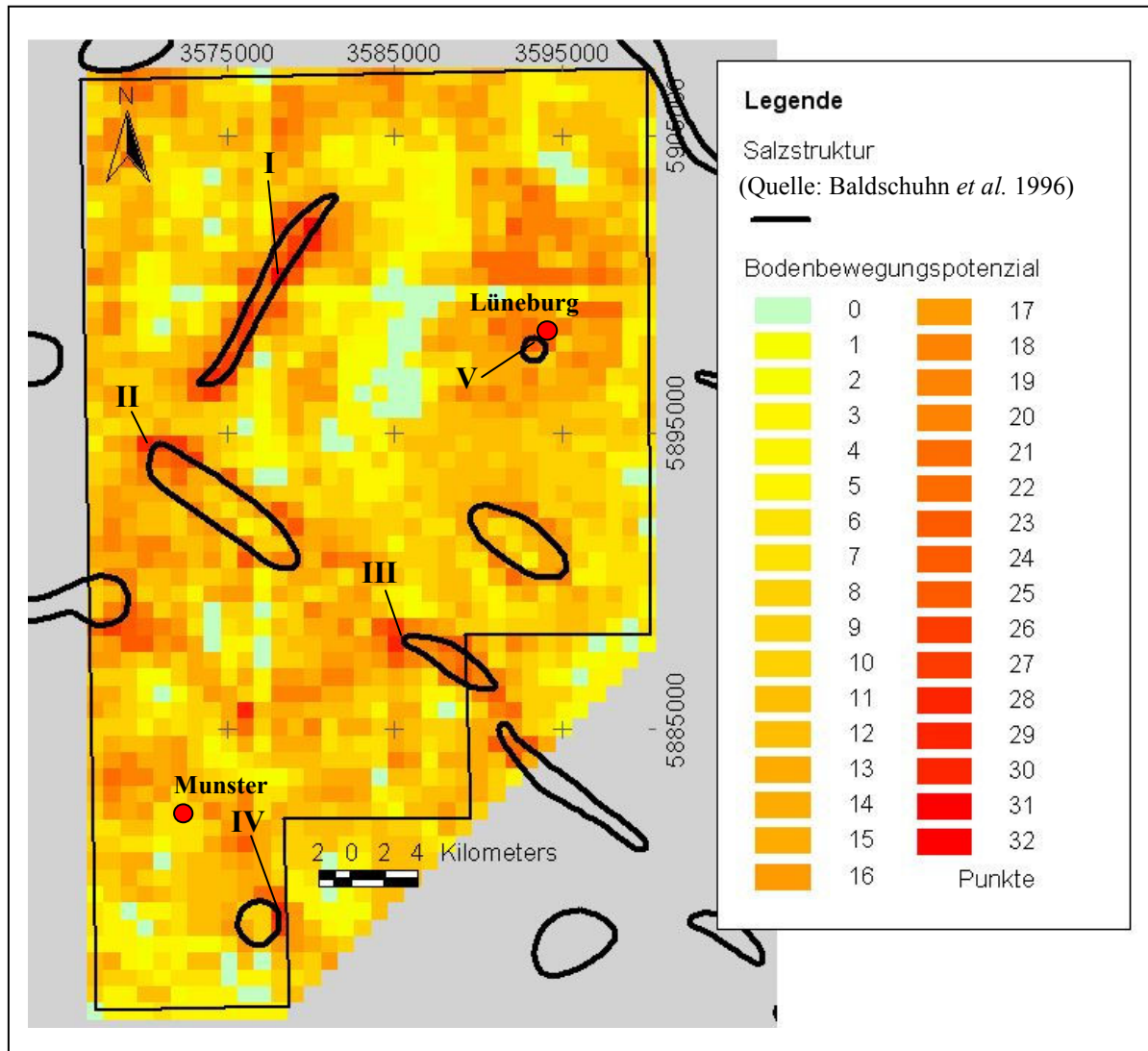


Abb. F.19: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für das Projektgebiet Münster-Lüneburg auf Basis der Parameter „tektonische Störungen“, „Salzstrukturen“, „elsterzeitliche Rinnen“ und „Korrelationskoeffizienten“

Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen	Punkte	Anzahl Zellen
0	69	11	163	22	22
1	33	12	111	23	15
2	53	13	88	24	7
3	62	14	93	25	6
4	30	15	58	26	7
5	89	16	66	27	6
6	96	17	56	28	1
7	61	18	50	29	2
8	170	19	32	30	5
9	102	20	25	31	1
10	84	21	21	32	1

Tab. F.7: Übersicht über erreichte Punktezahl/Zelle auf Basis der Parameter „tektonische Störungen“, „Salzstrukturen“, „Elsterzeitliche Rinnen“ und „Korrelationskoeffizienten“

F.5. Quantifizierung von Bewegungsraten

Aufgrund der Ergebnisse der vorliegenden Arbeit können 5 Gebiete ausgewiesen werden, in denen mit rezenten Prozessen zu rechnen ist (**Abb. F.20**).

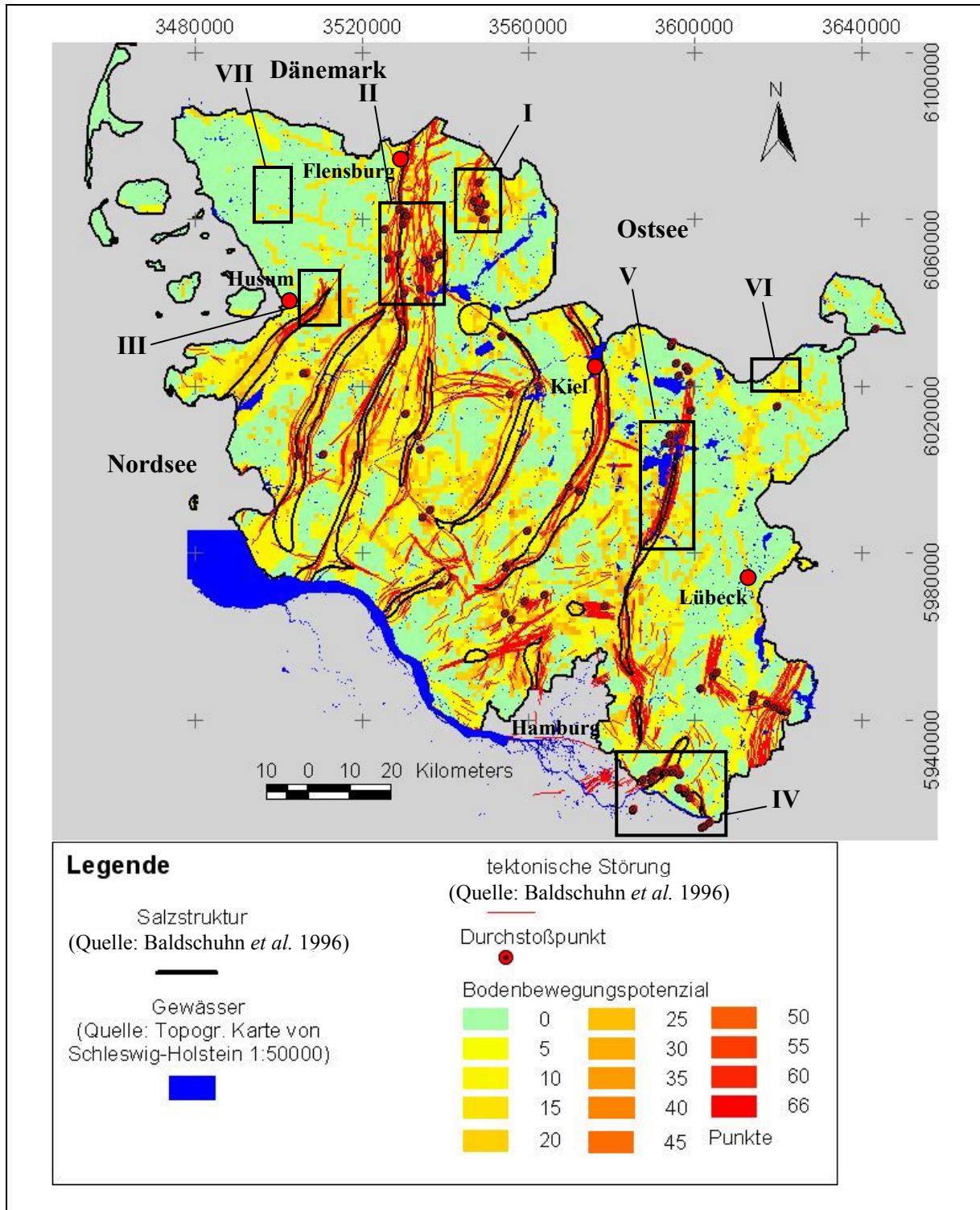


Abb. F.20: Ermittelte Bodenbewegungspotenziale für den Raum Schleswig-Holstein mit Salzstrukturen, tektonischen Störungen, Durchstoßpunkten von oberflächennahen, projizierten Störungen, dem Gewässernetz und ausgewiesenen Gebieten in denen die dokumentierten rezenten Prozesse im Rahmen der nächsten Projektphase quantifiziert werden sollen

Im Gebiet Sterup (Abb. F.20 I) treten die höchsten errechneten Bodenbewegungspotenziale in Schleswig-Holstein auf (vgl. Kap. D.9.). Kartierte Satellitenbildlineare decken sich mit der Lage von Durchstoßpunkten projizierter oberflächennaher Störungen (vgl. Kap. E.4.). Der Grenzverlauf der Flußgebietseinheiten Eider und Trave-Schlei ist durch die Interaktion zwischen dem Salzstock Sterup und Glaziations- bzw. Deglaziationsprozessen beeinflusst (vgl. Kap. F.2.). Ebenfalls hohe Bodenbewegungspotenziale wurden für die Bereiche der Salzmauern Tellingstedt Nord (Abb. F.20 II), Oldensworth Nord (Abb. F.20 III) und Schwarzenbek (Abb. F.20 IV) und Plön errechnet (Abb. F.20 V) (vgl. Kap. D.9.). Die Bewegungspotenziale beruhen überwiegend auf der räumlichen Erstreckung der Salzmauern, wobei die Salzmauern Oldensworth, Tellingstedt und Plön erst im Tertiär bzw. Quartär den betreffenden Horizont durchbrachen und somit in jüngster Zeit aktiv waren (vgl. Kap. C.3.). Entlang aller vier Salzmauern verlaufen Störungsbänder, deren Störungen bis in den oberflächennahen Bereich ragen und teilweise mit einer hohen Wahrscheinlichkeit an der Erdoberfläche austreichen (vgl. Kap. D.2. & Kap. D.4.). Im Bereich Schwarzenbek decken sich 5 projizierte oberflächennahe Störungen mit der Lage von kartierten Luftbildlinearen, die demnach das Ausstreichen der Störungen an der Erdoberfläche und somit eine rezente Aktivität der Störungen belegen (vgl. Kap. E.3.). Weiterhin wird angenommen, dass oberflächennahe Störungen im Bereich Schwarzenbek-Lauenburg den Elbverlauf beeinflussen (vgl. Kap. F.2.). Im Bereich des Gebietes Plön werden die errechneten Bodenbewegungspotenziale durch eine sich rezent vergrößernde Senke bei Kleinneudorf bestätigt. Dort kommt es unter der Quartären Überdeckung zur, durch Störungen begünstigte, Hohlraumbildung in Tertiären Sedimenten (vgl. Kap. E.1.). Weiterhin fällt im Norden des Gebietes Plön die Lage von 6 oberflächennahen projizierten Störungen mit der Lage und Orientierung eines Satellitenbildlinears zusammen, dass demnach das tatsächliche Ausstreichen der Störungen an der Erdoberfläche und somit deren rezente Aktivität, dokumentiert.

Zusätzlich werden weitergehende Arbeiten im Nordosten (Abb. F.20 VI) und Nordwesten (Abb. F.20 VII) Schleswig-Holsteins empfohlen, wo die Ursachen für NW-SE orientierte Korrelationsflächen, Luft- und Satellitenbildlineare aufgrund fehlender Daten im Rahmen dieser Arbeit nicht zweifelsfrei geklärt werden konnte (vgl. Kap. F.3.).

Zur Quantifizierung von rezenten Bewegungsraten sollten in den ausgewiesenen Gebieten weiterführende Untersuchungen in Form von seismischen Arbeiten, Luftbildauswertung, Leitfähigkeits- und Chloridmessungen, sowie GIS-gestützte statistische Analysen durchgeführt werden.

G) Schlussfolgerungen

- Die Quantifizierung von Bodenbewegungspotenzialen auf Basis der Parameter „Störungsprojektion“, „tektonische Störungen“, Salzstrukturen“, „elsterzeitliche Rinnen“, „Lineamentkartierung“, „Historische Erdbeben“ und „Korrelationskoeffizienten“ ist geeignet um Gebiete, in denen rezente Prozesse ablaufen, zu lokalisieren.
- Die Synthese aller angewandten Parameter zeigt, dass im Gebiet Schleswig-Holstein großflächig erhöhte Bodenbewegungspotenziale auftreten, die auf Salzmobilität und tektonische Störungen zurückzuführen sind.
- Die höchsten ermittelten Bodenbewegungspotenziale treten in den 5 Gebieten Sterup, Tellingstedt, Oldensworth, Schwarzenbek und Plön auf.
- Alle 5 Gebiete sind im Ausdehnungsbereich von Salzstrukturen lokalisiert und dokumentieren rezente Salzmobilität mit einhergehender Aktivität von tektonischen Störungen.
- Eine, im Gebiet Plön lokalisierte, sich rezent vergrößernde Senke, liegt im Bereich hoher ermittelter Bodenbewegungspotenziale.
- Ursache für die rezente Vergrößerung ist die, durch tektonische Störungen begünstigte Lösung von tertiären Ablagerungen unterhalb der Senke.
- In den Gebieten Schwarzenbek, Sterup, und Plön wird das Ausstreichen von projizierten, oberflächennahen Störungen durch kartierte Luft- und Satellitenbildlineare dokumentiert.
- Im Gebiet Schwarzenbek führen oberflächennahe, aktive Störungen zu einem Abknicken des Elbverlaufs.
- Im Gebiet Plön begünstigen oberflächennahe, aktive Störungen die Entwicklung des Plöner Sees.
- Die rezente Aktivität dieser Störungen ist verursacht durch anhaltende Mobilität von Salzstrukturen, die in Schleswig-Holstein aktiv auf Glaziations- und Deglaziationsprozesse reagieren.
- Die aktive Reaktion der Salzstrukturen Sterup und Meezen auf Eisauflast beeinflusst den Grenzverlauf der Flußgebietseinheiten Eider und Schlei-Trave und somit die Entwicklung der rezenten Topographie.
- Der Elbverlauf von Hamburg bis zur Mündung orientiert sich an den Randbereichen von Salzstrukturen, die in den oberflächennahen Bereich aufgestiegen sind.

- Die Entwicklung der rezenten Topographie in Schleswig-Holstein ist geprägt durch die Interaktion zwischen endogenen Prozessen (Salzmobilität, Störungsaktivität) und Exogenen Prozessen (Eisauflast, Entwässerung) seit dem Quartär.

H) Literatur

- Abramovitz, T., Thybo, H. (2000): Seismic images of Caledonian, lithosphere-scale collision structures in the southeastern North Sea along MONA LISA profile 2 – *Tectonophysics* 317:27-54
- Albertz J. (2001): Einführung in die Fernerkundung – Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt
- Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C., Stein, S. (1989): Closure of the Africa-Eurasia-North America plate, motion circuit and tectonics of the Gloria fault – *Journal of Geophysical research* 94(B5): 5585-5602
- Baldschuhn, R., Frisch, U. & Kockel, F. (1996): Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland – BGR, Hannover
- Bayer, U., Scheck, M., Rabbel, W., Krawczyk, C.M., Götze, H.J., Stiller, M., Beilecke, Th., Marotta, A.M., Barrio-Alvers, L., Kuder, J. (1999): An integrated study of the NE-German Basin – *Tectonophysics* 314:285-307
- Bayer, U., Grad, M., Pharaoh, T., Thybo, H., Guterch, A., Banka, D., Lamarche, J., Lassen, A., Lewerenz, B., Scheck, M., Marotta, A.M. (2002): The southern margin of the East European Craton: new results from seismic sounding and potential fields between the North Sea and Poland – *Tectonophysics* 360:301-314
- Berger, W.H., Bickert, T., Schmidt, H. (1993): Quaternary oxygen isotope record of pelagic foraminifers: Site 805, Ontong Java Plateau 363-379 *zzPR*
- Bergerat, F. (1987): Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision – *Tectonics* 6(2):99-132
- Berthelsen, A. (1998): The Tornquist Zone northwest of the Carpathians: an intraplate pseudosuture – *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 120, 223-230
- Best, G., Kocke, F. (1983): Geological history of the southern Horn Graben – *Geol. Mijnb.* 62:25-33
- Bögli, A. (1964): Mischungskorrosion – ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. – *Erdkde.*, 18:83-92, Bonn (Dümmlers Verlag)
- Bowen, D.Q. (1979): Quaternary correlations – *Nature* 277:171-172
- Brink, H.J., Dürschner, H., Trappe, H. (1992): Some aspects of the late and post-Variscian development of the Northwestern German Basin – *Tectonophysics* 207:65-95

- Caston, V.N.D. (1977): A new isopachyte map of the Quaternary of the North Sea, Quaternary deposits of the Central North Sea – 1. report – Institute of Geological Sciences (United Kingdom), Seite 1-8
- Chaline, J., Jerz, H. (1984): Stratotypen des Würm-Glazials. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 35:185-206, Hannover
- Clausen, O.R., Pedersen, P.K. (1999): Late Triassic structural evolution of the southern margin of the Ringkoebing-Fyn High, Denmark – *Mar. Pet. Geol.* 16:653-665
- Dadlez, R., Narkiewicz, M., Stephenson, R.A., Visser, M.T.M., van Wees, J.D. (1995): Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology – *Tectonophysics* 252:179-195
- DECORP-BASIN and Group, R. (1999): Deep crustal structure of the Northeast German Basin: new DEKORP-BASIN 1996 deep profiling results – *Geology* 27(1):55-58
- Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) – DSK – (2002): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002*
- DGK-Arbeitskreis (1979): On the “map of height changes in the Federal Republic of Germany – status 1979”, 1:1000000 – *Allg. Vermessungsnachr.* 86:362-363
- Dohr, G., Bachmann, G.H., Grosse, S. (1989): *Das Norddeutsche Becken – Veröffentlichungen Niedersächsische Akademie der Geowissenschaften* 2:4-47
- Dulce, J.-C. & Groenemeier, K. (1982): Linearanalysen auf Satelliten- und Luftbildern in verschiedenen geologischen Einheiten – *Anwendbarkeit in der Hydrogeologie – Z. dt. geol. Ges.* 133:535-549
- Ehlers, J. (1990): Untersuchungen zur Morphodynamik der Vereisungen Norddeutschlands unter Berücksichtigung benachbarter Gebiete – *Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung* 19:1-167
- Eisbacher, G.H. (1996): *Einführung in die Tektonik – Enke Verlag Stuttgart*
- Emiliani, C. (1954): Depths habitats of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen isotope ratios – *Am. Journ. Science* 252:149-158
- Environmental Systems Research Institute (1998): *ArcView GIS – Eigenverlag, Redlands, USA*
- Erlström, M., Thomas, S.A., Deeks, N., Sivhed, U. (1997): Structure and tectonic evolution of the Tornquist-Zone and adjacent sedimentary basins in Scania and the southern Baltic Sea area – *Tectonophysics* 271:191-215

- Fahrmeir, L., Künstler, R., Pigeot, I, Tutz, G. (2001): Statistik, der Weg zur Datenanalyse – Springer Verlag, Berlin
- Fairbanks, R.G., Matthews, R.K. (1978): The marine oxygen isotope record in Pleistocene coral, Barbados, West Indies – Quat. Res. 10:181-196
- Flacke, W & Kraus, B. (2003): Koordinatensysteme in ArcGIS – Points Verlag Norden, Halmstad
- Franke, D., Hoffmann, N., Lindert, W. (1996): The variscan deformation front in East Germany: Part 2. Tectonic interpretation – Z. Angew. Geol. 42(1):44-55
- Garetsky, A.O., Ludwig, A.O., Schwab, G., Stackebrand, W. (2001): Neogeodynamics of the Baltic Sea Depression and adjacent areas: Results of IGCP project 346. Brandenburg. Geowiss. Beitr. 1:1-48
- Gebbers, Robin (2002) – Script „Terrain Analysis“ – <http://arcscrips.esri.com/scripts>
- Gölke, M., Coblenz, D. (1996): Origins of the European regional stress field – Tectonophysics 266:11-24
- Gregersen, S., Voss, P. (2002): Summary of project TOR: delineation of a stepwise, sharp, deep lithosphere transition across Germany-Denmark-Sweden – Tectonophysics 360 (1-4):61-73
- Grünthal, G., Stromeyer, D. (1992): The recent crustal stress field in Central Europe: Trajectories and finite element modelling – Journal of Geophysical Research 97(B8):11805-11820
- Gudmundsson, A. (1999): Postglacial crustal doming, stresses and fracture formation with application to Norway – Tectonophysics 307:407-419
- Gupta, R.P. (2003): Remote Sensing Geology – Springer Verlag, Berlin
- Haas, R., Guguen, E., Scherneck, H.G., Nothnagel, A., Campell, J. (2000): Crustal motion results derived from observations in the European geodetic VLBI network – Earth Planets Space 52:759-764
- Hansen, D.L., Nielsen, S.B., Lykke-Andersen, H. (2000): The post-Triassic evolution of the Sorgenfrei-Tornquist Zone, results from the thermo-mechanical modelling – Tectonophysics 328:245-267
- Hartung, J. (1998): Statistik – R. Oldenbourg Verlag, München
- Hesemann, J. (1975): Kristalline Gesteine der Nordischen Vereisungen - Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, 267 Seiten
- Hinsch, W., Ortlam, D. (1974): Stand und Probleme der Gliederung des Tertiärs in Nordwestdeutschland – Geol. Jb. A16:3-25

- Hinsch, W. (1974): Schleswig-Holstein, Tertiär – Strukturelemente, Maßstab 1:500000 – Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein
- Hinsch, W. (1974): Schleswig-Holstein, Mächtigkeit des Tertiärs (und Quartärs) (Tiefe B-Horizont), Maßstab 1:500000 – Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein
- Hinsch, W. (1974): Paläogeologie Basis Quartär – Karte des präquartären Untergrundes von Schleswig-Holstein, Maßstab 1:500000 - Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein
- Hinsch, W. (1977): Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein (bzw. Oberkante des Präquartärs), Maßstab 1:250000 - Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein
- Hinsch, W. (1991): Karte des präquartären Untergrundes von Schleswig-Holstein, Maßstab 1:20000 – Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein
- Höck, M., Manegold, J. (2003): ArcMap - Eigenverlag
- Hönemann, G., Küstermann, W., Meyer, W. (1995): Reflexionseismische Kartierung von Tieflagen der Pleistozänbasis in Nordostdeutschland – Z. Geol. Wiss. 23(3):261-275
- Ihde, J., *et al.* (1986) – on recent vertical crustal movements derived from relevelings within the territory of the G.D.R. – Gerlands Beitr. Geophysik, Leipzig
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine 18 o record – Milankovich and climate, NATO Advanced Study Institute, pp. 269-305
- Jäger, K. (2003): Fernerkundliche und linearanalytische Untersuchungen an tektonischen und geologischen Strukturen in Ostholstein – Diplomarbeit, Johannes Gutenberg-Universität Mainz, 122 Seiten
- Jaritz, W. (1972): Zur Entstehung der Salzstrukturen NW-Deutschlands – Geol. Jahrbuch, Reihe A, Band A 10:3-77
- Jaritz, W. (1992): Fortschritte und offene Fragen zur Entstehung der Salzstrukturen NW-Deutschlands - Veröffentlichungen Niedersächsische Akademie der Geowissenschaften 8:16-24
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J.P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core – Nature 359:311-313

- Johnston, P., Wu, P., Lambeck, K. (1998): Dependence of horizontal stress magnitude on load dimension in glacial rebound models – *Geophys. J. Int.* 132:41-60
- Kaiser, A., Reicherter, K., Hübscher, Ch., Gajewski, D. (2005): Variation of the present-day stress field within the North German Basin – insights from thin shell FE-modelling based on residual GPS velocities. *Tectonophysics* 397:55-72
- Kiersnowski, H., Paul, J., Peryt, T.M., Smith, D.B. (1995): Facies, paleogeography, and sedimentary history of the southern Permian Basin in Europe. In: Ulmer-Scholle, D.S. (Ed.) – *The Permian of Northern Pangea*, pp. 119-136
- Kockel, F. (2002): Rifting processes in NW-Germany and the German North Sea Sector – *Geologie en Mijnbouw* 81:149-158
- Krzywiec, P. (2002): Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms, and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. *EGS Stephan Mueller Spec. Pub. Ser.* 1:233-258
- Kuntze, H., Roeschmann, G., Schwerdtfeger, G. (1994): *Bodenkunde* – Ulmer Verlag, Stuttgart
- Kurzawa, M. (2003): The sedimentary record and rates of Quaternary vertical tectonic movements in NW Poland – *Quat. Int.* 101-102, 137 – 148
- Kuster, H., Meyer, K.D. (1979): Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen – *Eiszeitalter und Gegenwart* 29:135-156
- Lagerbäck, R. (1990): Late Quaternary faulting and paleoseismicity in northern Fennoscandia, with particular reference to the Lansjärv area, northern Sweden – *Geologica Föreningens I Stockholm Förhandlingar* 112(4):333-354
- Küster HJ. (1999): *Geschichte der Landschaft in Mitteleuropa* – C.H. Beck, München
- Lamarche, J., Scheck, M., Lewerenz, B. (2003): Heterogeneous tectonic inversion of the Mid-Polish Trough related to crustal architecture, sedimentary patterns and structural inheritance – *Geol. Soc. (Lond.)* 373(1-4):75-92
- Lehné, R. (2001): Subrosion und jüngste Hebungsraten des Wedehof-Diapirs im Projektgebiet Posthausen-Völkersen, Niedersachsen. Diplomarbeit, Johannes-Gutenberg Universität Mainz, 96 Seiten
- Leydecker, G. & Aichele, H. (1998): The Seismogeographical Regionalisation for Germany: The Prime Example of Third-Level Regionalisation. - *Geologisches Jahrbuch*, E 55, 85-98. Hannover
- Leydecker, G. (2004): Erdbebenkatalog für die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 - 2003. - Datenfile, BGR Hannover

- Liebig, W., Mumenthey R.-D. (2002): ArcGIS-ArcView8 – Points Verlag Norden, Halmstad
- Liedtke, H. (1981): die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa – Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Band 204, Trier
- Lockhorst, A. (1998): NW European gas atlas – composition and isotope ratios of natural gases, GIS application on CD – British Geological Survey, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Danmarks og Gronlands Geologiske Undersogelse, Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen, Panstwowy Instytut Geologiczny, European Union
- Mattern, F. (1996): The Elbe zone at Dresden – a late Paleozoic pull-apart intruded shear zone – Z. Dtsch. Geol. Ges. 147(1):57-80
- Maystrenko Y., Bayer, U., Scheck-Wenderoth M. (2005): The Glückstadt Graben, a sedimentary record between the North and Baltic Sea in north Central Europe – Tectonophysics 397:113-126
- Menke, B. & Tynni, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederhall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung – Geol. Jb. Nr. 76, 117 Seiten
- Milne, G.A. (2001): Space-Geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Fennoscandia – Science 291:2381-2385
- Müller, B. (1992): Regional patterns of tectonic stress in Europe – Journal of Geophysical Research 97(B8):11783-11803
- Offhaus, H.-E. (1999): Zur Möglichkeit natürlich geschlossener Systeme in der Geologie – Z. geol. Wiss., 27 (1/2), 77 – 90, BerlinMh. 7:408-426
- Ortlam, D., Vierhuff, H. (1978): Aspekte zur Geologie des höheren Känozoikums zwischen und Weser-Aller – N. Jb. Geol. Paläont.
- Picard, K. (1964): Der Einfluß der Tektonik auf das pleistozäne Geschehen in Schleswig-Holstein – Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein 35:99-113
- Pharaoh, T.C., England, R.W., Vernierss, J., Zelazniewicz, A. (1997): Introduction: geological and geophysical studies in the Trans-European Suture Zone – Geol. Mag. 135 (5): 585-590
- Plein, E. (1995): Norddeutsches Rotliegendbecken, Rotliegend-Monographie Teil II. Stratigraphie von Deutschland I, vol 183 – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, Frankfurt (Main), 193 Seiten

- Press, F., Siever, R. (1995): Allgemeine Geologie - Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg
- Prinz, H. (1997): Abriss der Ingenieurgeologie – Enke Verlag, Stuttgart
- Prinz, H. (1973): Zur Entstehung von Einbruchsschloten und Korrosionskesseln über tiefem Salinarkarst. – Proc. Symp. IAEG „Erdfälle und Bodensenken“, Hannover, T 2, D: 1-6, 4 Abb.; Essen (DGEG)
- Rahmstorf, S., Sirocko, F. (2005): Modes of Oceanic and Atmospheric Circulation during the Quaternary – Earth System Analysis For Sustainability, pp. 157-170
- Reinelt, I. (1998): Geologische Karte von Schleswig-Holstein, Maßstab 1:500000 – Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein
- Scheck, M., Bayer, U. (1999): Evolution of the Northeast German Basin – inferences from a 3D structural model and subsidence analysis – Tectonophysics 313:145-169
- 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
- Schlittgen, R. (2003): Einführung in die Statistik; Analyse und Modellierung von Daten – Oldenbourg Wissenschaftsverlag, München
- Schwab, G., Ludwig, A.O. (1996): Zum Relief der Quartärbasis in Norddeutschland. Bemerkungen zu einer neuen Karte – Z. geol. Wiss., 24 (3/4), 343 – 349, Berlin
- Scotese, C.R., 2002, <http://www.scotese.com>, (PALEOMAP website)
- Seelos, K. (2000): Einfluß halokinetischer Prozesse auf die Landschaftsformung im Projektgebiet Völkersen-Verden, Niedersachsen. Diplomarbeit, Johannes Gutenberg-Universität Mainz, 122 Seiten
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D. (1973): Oxygen Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238 – Quat. Res. 3(1):39-55
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D. (1976): Oxygen-Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Pacific Core V28-239 – Geol. Soc. America Mem. 145:449-464
- Sirocko, F. (1998): Die Entwicklung nordostdeutscher Ströme unter Einfluß jüngster tektonischer Bewegungen – Brandenburgische Geowiss. Beitr., 5, 75 - 80, Kleinmachnow
- Sirocko, F., Szeder, T., Seelos, K., Lehné, R., Schneider, W., Dimke, M. (2002): Young tectonic and halokinetic movements in the North German Basin: it's effect on formation of rivers and surface morphology – Geologie en Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences

- Sniehotta, M. (1979): Bodenbewegungen von 1945 – 1974 im Subrosionsbereich des Salzstocks von Benthe (SW Hannover). – Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover, 17, 3- 34, 12 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Hannover
- Stanley, S.M. (1994): Historische Geologie – Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin, Oxford
- Steward, I.S., Sauber, J., Rose, J. (2000): Glacio-seismotectonics: Ice sheets, crustal deformation and seismicity – Quaternary Science Reviews 19:1367-1389
- Streif, H.J. (1991): Zum Ausmaß und Ablauf eustatischer Meeresspiegelschwankungen im südlichen Nordseegebiet seit Beginn des letzten Interglazials. In: B. Frenzel (Ed), Klimageschichte der letzten 130000 Jahre – Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, New York, Seite 231-249
- Szeder 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 – DOI: 10.1007/s00531-004-0446-z
- Thome, K.N. (1997): Einführung in das Quartär – Springer Verlag, Berlin
- Tiedemann, R., Sarnthein, M., Shackleton, N.J. (1994): Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic delta 18 O and dust flux records of ODP site 659 – Paleoceanography 9:619-638
- USGS (2002): Earthquake Hazards Program – National Earthquake Information Center, World Data Center for Seismology, Denver – <http://www.neic.cr.usgs.gov>
- Vejbaek, O.V. (1997): Dybe strukturer i danske sedimentaere bassiner – Geol. Tidsskr. 4:1-31
- Wahlström, R. (1993): Fennoscandian seismicity and it's relation to the isostatic rebound – Glob Planet Change 8:107-112
- Walter, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa – Schweizerbart, Stuttgart
- Wenzel, R. (2003): Kurze politische Landeskunde, Landeszentrale für politische Bildung, 2002 und Strukturbericht Nord des Arbeitsamtes, Juli, 2003
- Weidenbach, F. (1953): Erdfälle in eiszeitlichen Beckentonen der Bodenseeegend. – N. Jb. Geol. Paläontol. Abh. 97:379 – 390, 5 Abb.; Stuttgart
- Wilhelmy, H. (1994) – Geomorphologie in Stichworten, Band I – Ferdinand Hirt Verlag, Zug (Schweiz)
- Wilhelmy, H. (1990) – Geomorphologie in Stichworten, Band II – Ferdinand Hirt Verlag, Unterägeri (Schweiz)

- Wilhelmy, H. (1992) – Geomorphologie in Stichworten, Band III – Ferdinand Hirt Verlag, Berlin
- Wu, P., Johnston, P., Lambeck, K. (1999): Postglacial rebound and fault instability in Fennoscandia – *Geophys. J. Int.* 139:657-670
- Zagwijn, W.H. (1983): Sea-Level changes in the Netherland during the Eemian – *Geologie en Mijnbouw* 62:437-450
- Ziegler, P.A. (1990a): Collusion related to compression deformations in Western and Central Europe. *J. Geodyn.* 11, 357 – 388
- Ziegler, P.A., (1990b): Geological atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Mij. B.V. The Hague, Netherlands. dist. by Geol. Soc. Publ. House, Bath 239 pp.
- Ziegler, P., Cloething, S., Van Wees, J.D. (1995): Dynamics of intra-plate compressional deformation: The Alpine foreland and other examples – *Tectonophysics* 252:7-59
- Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J., Assumpca, M., Bell, S. (1989): Global patterns of tectonic stress – *Nature* 341:291-298
- Zoback, M.L. (1992): First- and Second-Order patterns of stress in the lithosphere – the world stress map project – *Journal of Geophysical Research* 97(B8):11703-11728
- Zoback, M.D. (1993): Stresses in the lithosphere and sedimentary basin formation – *Tectonophysics* 226:1-13
- Zoback, M.D., Grollimund, B. (2001): Impact of deglaciation on present-day intraplate seismicity in eastern North America and western Europe – *Earth Planet Sci.* 333:23-33

Danksagung:

Danken möchte ich Herrn Prof. Dr. Frank Sirocko für das Vertrauen in mich und die Unterstützung bei der Umsetzung meiner Arbeit.

Dank gilt auch Dr. Bert Rein, Dr. Klemens Seelos, Dipl. Geol. Markus Diehl, Dipl. Geol. Anne Bernsee und Dipl. Geol. Knut Jäger für Ihre Unterstützung meiner Arbeit durch Rat und Tat. Danke (der ganzen Arbeitsgruppe) auch für die schöne Zeit, die wir in den letzten Jahren zusammen hatten und hoffentlich auch in Zukunft noch haben werden.

Danke Prof. Dr. Klaus Regenauer-Lieb für die Mitbetreuung dieser Arbeit.

Und wenn mal nichts mehr ging, weil der Computer mal wieder nicht wollte, war mein Bruder Benjamin Lehné stets mein Licht am Ende des Tunnels, vielen Dank.

Danke Frank Dreher für zerstreute Gespräche.

Ohne die Hilfe und Unterstützung von Herrn Dr. Reinhard Kirsch (LANU), Frau Dr. Ingrid Winter (DGMK), Herrn Christian Seeger (NLfB), Herrn Robin Gebbers (Script-Autor für ArcView), Herrn Dr. Karl Sandmeier (seismische Interpretation), Herrn Dr. Sven Christensen (LANU), Herrn Dr. Paul Krull (BGR), Herrn Dr. Franz Binot (BGR) und Herrn Prof. Dr. Janos Urai (RWTH Aachen) wäre vieles sicherlich nicht so reibungslos gelaufen wie es schlussendlich lief. Vielen Dank dafür.

Weiterhin möchte ich mich bei den Personen und Institutionen bedanken, die das SPP 1135 und somit mein Projekt durch Ihr Engagement erst möglich machten: Prof. Dr. Ralf Littke (RWTH Aachen), Prof. Dr. Dirk Gajewski (Uni Hamburg), Prof. Dr. Klaus Reicherter (Uni Leipzig), Prof. Dr. Ulf Bayer (Uni Potsdam), Dr. Sören Dürr (DFG), der DGMK, Exxon Mobil, RWE-DEA, Wintershall, ITAG, der BGR, dem NLfB. Besonderer Dank gilt in diesem Zusammenhang dem Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein für die stets hilfsbereite und schnelle Unterstützung und den unbürokratischen Datentransfer.

Mein Dank gilt auch allen Teilnehmern der Workshops und Rundgespräche innerhalb des SPP 1135 für viele fruchtbare Diskussionen.

Danke Julia und Danke Jannik, Ihr gebt mir die Kraft, die ich brauche.

Vielen Dank an meine Familie: Barbara, David, Benjamin, Simon, Tatjana, Viktor, Aleksei, Babuschka. Ich bin froh, dass ich Euch habe, Ihr wart immer für mich da.

Und am Ende einer entbehnungsreichen Zeit danke ich auch und besonders denen, die immer noch da sind, auch wenn ich oft nicht da war, meinen Freunden: Pamela, Fred, Isa, Martin, Anke, Nadine, Heiko, Steffi, Karina, Ralf, Marc, Jens, Bensi, Melanie, Jörg, Bregis und allen anderen die ich oben bereits erwähnt habe.

I) Anhang

I.1. Übersicht ausgewertete seismische Profile für Schleswig-Holstein

Aufgrund von Datenschutzbestimmungen ist die Veröffentlichung der Übersicht ausgewerteter seismischer Profile nicht möglich. Näheres erfahren Sie vom Autor.

I.2. Übersicht über verfügbare Ebenen für das GIS Bodenbewegungspotenziale

I.2.1. Allgemeine Informationen

I.2.1.1. Shape-File

Fläche Schleswig-Holstein

Quelle: NLFb Hannover

Übersicht verfügbare 2D-seismische Profile innerhalb SPP 1135

Quelle: NLFb Hannover

Übersicht alle verfügbaren 2D-seismischen Profile für S.-H.

Quelle: NLFb Hannover

Übersicht alle ausgewerteten 2D-seismischen Profile für S.-H.

Quelle: NLFb Hannover

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Übersicht verfügbare Bohrkerne innerhalb SPP 1135

Quelle: NLFb Hannover

Übersicht verfügbare Logs innerhalb SPP 1135

Quelle: NLFb Hannover

I.2.2. Auswertung 2D-seismische Profile

I.2.2.1. Shape-File

Lokalisierte oberflächennahe Störungen (obere 500 m)

Quelle: NLFb

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Lage Anfangs- und Endpunkt der 2D-seismischen Profile

Quelle: UKOOA-Liste NLFb

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Einfallsrichtung der lokalisierten oberflächennahen Störungen

Quelle: ausgewertete 2D-seismische Profile, NLFb

Bearbeiter: Rouwen Lehné

I.2.2.2. Bilddateien

2D-seismische Profile innerhalb des SPP 1135 (ca. 60 Dateien)

Quelle: DGMK, NLFb

Bearbeiter: Rouwen Lehné

I.2.3. Strukturgeologie

I.2.3.1. Shape-File

Tektonische Störungen an der Basis Zechstein

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tektonische Störungen an der Basis Buntsandstein

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tektonische Störungen an der Basis Röt/Muschelkalk

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tektonische Störungen an der Basis Keuper

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tektonische Störungen an der Basis Lias

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tektonische Störungen an der Basis Dogger

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tektonische Störungen an der Basis Oberjura/Wealden

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tektonische Störungen an der Basis Marine Unterkreide

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tektonische Störungen an der Basis Oberkreide

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tektonische Störungen an der Basis Oberpaläozän bis Untereozän

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tektonische Störungen an der Basis Mitteleozän bis Unteroligozän

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tektonische Störungen an der Basis Mitteloligozän bis Oberoligozän

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tektonische Störungen an der Basis Untermiozän

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tektonische Störungen an der Basis Mittelmiozän bis Pliozän

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstrukturen an der Basis Zechstein

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstrukturen an der Basis Buntsandstein

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstrukturen an der Basis Röt/Muschelkalk

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstrukturen an der Basis Keuper

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstrukturen an der Basis Lias

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstrukturen an der Basis Dogger

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstrukturen an der Basis Oberjura/Wealden

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstrukturen an der Basis Marine Unterkreide

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstrukturen an der Basis Oberkreide

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstrukturen an der Basis Oberpaleozän bis Untereozän

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstrukturen an der Basis Mitteleozän bis Unteroligozän

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstrukturen an der Basis Mitteloligozän bis Oberoligozän

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstrukturen an der Basis Untermiozän

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstrukturen an der Basis Mittelmiozän bis Pliozän

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Ostholstein-Trog

Tertiär – Strukturelemente Schleswig-Holstein 1:500000, GLA S.-H., 1974

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Stade-Preetz-Trog

Tertiär – Strukturelemente Schleswig-Holstein 1:500000, GLA S.-H., 1974

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Westholstein-Trog

Tertiär – Strukturelemente Schleswig-Holstein 1:500000, GLA S.-H., 1974

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Westschleswig-Scholle

Tertiär – Strukturelemente Schleswig-Holstein 1:500000, GLA S.-H., 1974

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Eiderstedt-Schwelle

Tertiär – Strukturelemente Schleswig-Holstein 1:500000, GLA S.-H., 1974

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Untereibe-Schwelle

Tertiär – Strukturelemente Schleswig-Holstein 1:500000, GLA S.-H., 1974

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Rendsburger-Schwelle

Tertiär – Strukturelemente Schleswig-Holstein 1:500000, GLA S.-H., 1974

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Zentralschwelle

Tertiär – Strukturelemente Schleswig-Holstein 1:500000, GLA S.-H., 1974

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Segeberger-Schwelle

Tertiär – Strukturelemente Schleswig-Holstein 1:500000, GLA S.-H., 1974

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Untereibe-Schwelle

Tertiär – Strukturelemente Schleswig-Holstein 1:500000, GLA S.-H., 1974

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Hamburger Loch

Tertiär – Strukturelemente Schleswig-Holstein 1:500000, GLA S.-H., 1974

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Westholstein-Loch

Tertiär – Strukturelemente Schleswig-Holstein 1:500000, GLA S.-H., 1974

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Ihde-Lineamente

Ihde 1987

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Verlängerung Ihde-Lineamente in den Raum Schleswig-Holstein

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Permische Salzkissen

Quelle: Karte Salzstrukturen, Erdöl und Kreidebasis in S.-H., GLA S.-H. 1976

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstöcke tiefer 1000 m

Quelle: Karte Salzstrukturen, Erdöl und Kreidebasis in S.-H., GLA S.-H. 1976

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salzstöcke höher 1000 m

Quelle: Karte Salzstrukturen, Erdöl und Kreidebasis in S.-H., GLA S.-H. 1976

Bearbeiter: Rouwen Lehné

I.2.3.2. Raster

Tertiär – Strukturelemente Schleswig-Holstein 1:500000, GLA S.-H., 1974

I.2.3.3. Bilddateien

Karte Lineamente vertikaler Krustenbewegung

Quelle: Ihde 1987

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Karte Salzstrukturen, Erdöl und Kreidebasis in S.-H., GLA S.-H. 1976

I.2.4. Geologie

I.2.4.1. Shape-File

Ablagerungen des Paläozoikums in S.-H.

Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Ablagerungen des Mesozoikums in S.-H.

Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Ablagerungen des Tertiärs in S.-H.

Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Ablagerungen des Mesozoikums in S.-H.

Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Ablagerungen der Holstein-Warmzeit in S.-H., aufgestaucht

Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Ablagerungen in Gletscherstauseen in S.-H. (Saale)

Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998

Bearbeiter: Rouwen Lehné
Hochflächen in S.-H. (Saale)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Moränenmaterial in S.-H. (Saale)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Abflussrichtung saalezeitlicher Schmelzwässer in S.-H. (Saale)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Saalezeitliche Gletscherrandlagen in S.-H. (Saale)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Ablagerungen des Periglazialbereiches in S.-H. (Weichsel)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998M
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Ablagerungen in Gletscherstauseen in S.-H. (Weichsel)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Schmelzwassersande in S.-H. (Weichsel)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Hochgebiete in S.-H. (Weichsel)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Moränenmaterial in S.-H. (Weichsel)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Abflussrichtung weichselzeitlicher Schmelzwässer in S.-H. (Weichsel)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Äußerste Grenze der weichselzeitlichen Vergletscherung in S.-H. (Weichsel)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Weichselzeitliche Gletscherrandlagen in S.-H. (Weichsel)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Drumlins in S.-H. (Pleistozän)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Flugsand in S.-H. (Holozän)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Tal-/Auenablagerungen in S.-H. (Holozän)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Hochmoore in S.-H. (Holozän)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998
Bearbeiter: Rouwen Lehné
Niedermoore in S.-H. (Holozän)
Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Flugsand in S.-H. (Holozän)

Quelle: Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Elsterzeitliche Rinnen tiefer 100 m in S.-H.

Quelle: Karte des Präquartären Untergrundes in S.-H. 1:200000, GLA S.-H., 1991

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Eisrandlage des Weichsel Stadiums

Quelle: Haupteisrandlagen und Urstromtäler der Nordeuropäischen Vereisungen im Mitteleuropäischen Flachland, Liedtke 1980

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Eisrandlage des Brandenburger Stadiums

Quelle: Haupteisrandlagen und Urstromtäler der Nordeuropäischen Vereisungen im Mitteleuropäischen Flachland, Liedtke 1980

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Eisrandlage des Frankfurter Stadiums

Quelle: Haupteisrandlagen und Urstromtäler der Nordeuropäischen Vereisungen im Mitteleuropäischen Flachland, Liedtke 1980

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Eisrandlage des Pommerschen Stadiums

Quelle: Haupteisrandlagen und Urstromtäler der Nordeuropäischen Vereisungen im Mitteleuropäischen Flachland, Liedtke 1980

Bearbeiter: Rouwen Lehné

I.2.4.2. GRID

Tiefenmodell der Basis Zechstein

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tiefenmodell der Basis Buntsandstein

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tiefenmodell der Basis Röt/Muschelkalk

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tiefenmodell der Basis Keuper

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tiefenmodell der Basis Lias

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tiefenmodell der Basis Dogger

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tiefenmodell der Basis Oberjura/Wealden

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tiefenmodell der Basis Marine Unterkreide

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tiefenmodell der Basis Oberkreide

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tiefenmodell der Basis Oberpaläozän bis Untereozän

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tiefenmodell der Basis Mitteleozän bis Unteroligozän

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tiefenmodell der Basis Mitteloligozän bis Oberoligozän

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tiefenmodell der Basis Untermiozän

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Tiefenmodell der Basis Mittelmiozän bis Pliozän

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

I.2.4.3. Bilddateien

Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500000, Flintbek 1998, LANU

Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein, 1:250000, GLA S.-H., 1977

Karte des Präquartären Untergrundes in S.-H., 1:250000, GLA S.-H., 1977

Karte des Präquartären Untergrundes in S.-H., 1:200000, GLA S.-H., 1991

Salzstrukturen, Erdöl und Kreidebasis in S.-H., 1:500000, GLA S.-H., 1976

Mächtigkeit des Tertiärs und Quartärs in S.-H. (Tiefe B-Horizont), GLA S.-H. 1974

Historischer Erdbebenkatalog 800 v.Chr. – 2000 n.Chr., BGR, 2001

I.2.5. Topographie

I.2.5.1. Shape-File

Höhenisolinien für Schleswig-Holstein

Quelle: digitale topographische Karte von Schleswig-Holstein 1:50000, LANU

Bearbeiter: LANU, Rouwen Lehné

Leitfähigkeitswerte Projektgebiet Plön

Quelle: Messungen von Thorsten Schramm

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Leitfähigkeitswerte Projektgebiet Bungsberg

Quelle: Messungen von Thorsten Schramm

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Leitfähigkeitswerte Projektgebiet Lauenburg

Quelle: Messungen von Thorsten Schramm

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Leitfähigkeitswerte Seen Region Plön

Quelle: Seenbeobachtung, 1995, Plön

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salinitätswerte Projektgebiet Plön

Quelle: Messungen von Thorsten Schramm

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Salinitätswerte Projektgebiet Lauenburg

Quelle: Messungen von Thorsten Schramm

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Gewässernetz gesamt Schleswig-Holstein, Stelle 1-7 (7 Ebenen)

Quelle: Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA), LANU Flintbek

Bearbeiter: LAWA, Rouwen Lehné

Gewässernetz Einzugsgebiet Elbe, Stelle 1-7 (7 Ebenen)

Quelle: Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA), LANU Flintbek

Bearbeiter: LAWA, Rouwen Lehné

Gewässernetz Einzugsgebiet Nordsee, Stelle 1-7 (7 Ebenen)

Quelle: Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA), LANU Flintbek

Bearbeiter: LAWA, Rouwen Lehné

Gewässernetz Einzugsgebiet Ostsee, Stelle 1-7 (7 Ebenen)

Quelle: Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA), LANU Flintbek

Bearbeiter: LAWA, Rouwen Lehné

I.2.5.2. GRID

Digitales Geländemodell Schleswig-Holstein, Höhenabstufung 0,25 m, 50 m Auflösung

Quelle: digitale topographische Karte von Schleswig-Holstein 1:50000, LANU

Bearbeiter: LANU, Rouwen Lehné

I.2.5.3. Raster

Straßennetz in Schleswig-Holstein

Quelle: digitale topographische Karte von Schleswig-Holstein 1:50000, LANU

Bearbeiter: LANU, Rouwen Lehné

Gewässernetz in Schleswig-Holstein

Quelle: digitale topographische Karte von Schleswig-Holstein 1:50000, LANU

Bearbeiter: LANU, Rouwen Lehné

Bebaute Flächen in Schleswig-Holstein

Quelle: digitale topographische Karte von Schleswig-Holstein 1:50000, LANU

Bearbeiter: LANU, Rouwen Lehné

Waldflächen in Schleswig-Holstein

Quelle: digitale topographische Karte von Schleswig-Holstein 1:50000, LANU

Bearbeiter: LANU, Rouwen Lehné

I.2.6. Fernerkundung

I.2.6.1. Shape-File

Kartierte Lineare Projektgebiet Plön

Quelle: Luftbilder Projektgebiet Plön, LVMA Schleswig-Holstein

Bearbeiter: Knut Jäger, Rouwen Lehné

Kartierte Lineare Projektgebiet Schwarzenbek

Quelle: Luftbilder Projektgebiet Plön, LVMA Schleswig-Holstein

Bearbeiter: Knut Jäger, Rouwen Lehné

Kartierte Lineare Projektgebiet Sterup

Quelle: Luftbilder Projektgebiet Plön, LVMA Schleswig-Holstein

Bearbeiter: Knut Jäger, Rouwen Lehné

Kartierte Lineare Projektgebiet Lindewitt

Quelle: Luftbilder Projektgebiet Plön, LVMA Schleswig-Holstein

Bearbeiter: Knut Jäger, Rouwen Lehné

Kartierte Lineare Projektgebiet Oldesloe

Quelle: Luftbilder Projektgebiet Plön, LVMA Schleswig-Holstein

Bearbeiter: Knut Jäger, Rouwen Lehné

Kartierte Lineamente gesamt Schleswig-Holstein

Quelle: Satellitenbildszene 036-253 und 036-208 des Satelliten Landsat 7 (Sensor ETM+) vom 08.05.2000 bzw. 15.05.2000

Bearbeiter: Knut Jäger, Rouwen Lehné

I.2.6.2. Raster

Luftbilder Projektgebiet Plön

Quelle: LVMA Schleswig-Holstein

Bearbeiter: Knut Jäger

Luftbilder Projektgebiet Schwarzenbek

Quelle: LVMA Schleswig-Holstein

Bearbeiter: Knut Jäger

Luftbilder Projektgebiet Sterup

Quelle: LVMA Schleswig-Holstein

Bearbeiter: Knut Jäger

Luftbilder Projektgebiet Lindewitt

Quelle: LVMA Schleswig-Holstein

Bearbeiter: Knut Jäger

Luftbilder Projektgebiet Oldesloe

Quelle: LVMA Schleswig-Holstein

Bearbeiter: Knut Jäger

Satellitenbildszene 036-253 und 036-208 des Satelliten Landsat 7 (Sensor ETM+) vom 08.05.2000 bzw. 15.05.2000

Quelle: Internet

Bearbeiter: Knut Jäger

I.2.7. Statistische Auswertung

I.2.7.1. Shape-File

Detektionsnetz für gesamt Schleswig-Holstein, Auflösung 1 km²

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Bodenbewegungspotentiale auf Basis des Parameters tektonische Störungen

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Bodenbewegungspotentiale auf Basis des Parameters Salzstrukturen

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Bodenbewegungspotentiale auf Basis des Parameters Störungsprojektion

Quelle: 2D-seismische Profile, DGMK, NLFb

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Bodenbewegungspotentiale auf Basis des Parameters Elsterzeitliche Rinnen

Quelle: Karte des Präquartären Untergrundes in S.-H., 1:200000, GLA S.-H., 1991

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Bodenbewegungspotentiale auf Basis des Parameters Lineamentkartierung

Quelle: kartierte Satellitenbildlineare, Satellitenbildszene 036-253 und 036-208 des Satelliten Landsat 7 (Sensor ETM+) vom 08.05.2000 bzw. 15.05.2000

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Bodenbewegungspotentiale auf Basis des Parameters Historische Erdbeben

Quelle: Karte Historische Erdbeben von 800 v.Chr. – 2000 n.Chr., BGR 2001

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Bodenbewegungspotentiale auf Basis des Parameters Korrelationskoeffizienten

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Bodenbewegungspotentiale für S.-H. auf Basis der Synthese aller Parameter

Bearbeiter: Rouwen Lehné

I.2.7.2. GRID

Korrelation Basis Zechstein-Basis Buntsandstein

Auflösung 3,15, 24 Gridzellen (1 Gridzelle = 50 m) = 3 Ebenen

Quelle: Tiefenmodelle, Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Korrelation Basis Zechstein-Basis Marine Unterkreide

Auflösung 3,15, 24 Gridzellen (1 Gridzelle = 50 m) = 3 Ebenen

Quelle: Tiefenmodelle, Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Korrelation Basis Zechstein-Basis Oberkreide

Auflösung 3,15, 24 Gridzellen (1 Gridzelle = 50 m) = 3 Ebenen

Quelle: Tiefenmodelle, Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Korrelation Basis Zechstein-Basis Oberpaläozän

Auflösung 3,15, 24 Gridzellen (1 Gridzelle = 50 m) = 3 Ebenen

Quelle: Tiefenmodelle, Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Korrelation Basis Zechstein-Basis Mitteleozän

Auflösung 3,15, 24 Gridzellen (1 Gridzelle = 50 m) = 3 Ebenen

Quelle: Tiefenmodelle, Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Korrelation Basis Zechstein-Basis Mitteloligozän

Auflösung 3,15, 24 Gridzellen (1 Gridzelle = 50 m) = 3 Ebenen

Quelle: Tiefenmodelle, Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Korrelation Basis Zechstein-Basis Untermiozän

Auflösung 3,15, 24 Gridzellen (1 Gridzelle = 50 m) = 3 Ebenen

Quelle: Tiefenmodelle, Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Korrelation Basis Zechstein-Basis Mittelmiozän

Auflösung 3,15, 24 Gridzellen (1 Gridzelle = 50 m) = 3 Ebenen

Quelle: Tiefenmodelle, Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

I.2.7.3. Bilddateien

Richtungsanalysen der tektonischen Störungen von der Basis Zechstein bis zur Basis Mittelmiozän (14 Dateien)

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Richtungsanalysen der Salzstrukturen von der Basis Zechstein bis zur Basis Mittelmiozän (14 Dateien)

Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1996

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Richtungsanalysen der Eisrandlagen (4 Dateien)

Quelle: Liedtke 1980

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Richtungsanalysen des Gewässernetzes (3 Dateien)

Quelle: LAWA 2001

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Richtungsanalysen der kartierten Luftbildlineare (5 Dateien)

Quelle: Luftbilder LVMA Schleswig-Holstein

Bearbeiter: Rouwen Lehné

Richtungsanalysen der kartierten Satellitenbildlineare

Quelle: Satellitenbildszene 036-253 und 036-208 des Satelliten Landsat 7 (Sensor ETM+)
vom 08.05.2000 bzw. 15.05.2000

Bearbeiter: Rouwen Lehné

I.3. Ebenen des Geotektonischen Atlas von NW-Deutschland

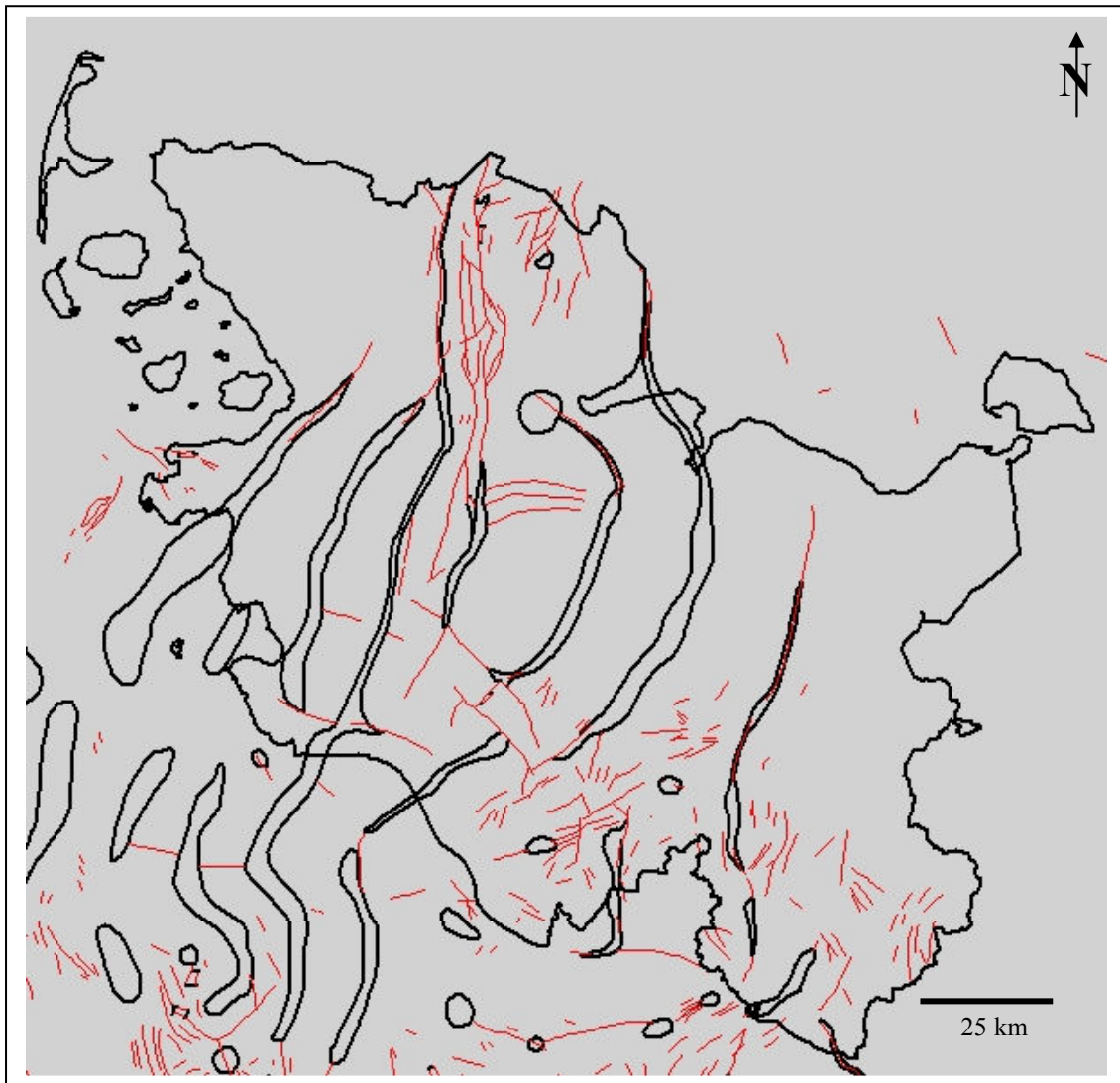


Abb. I.3.1.a: Salzstrukturen und tektonische Störungen an der Basis Zechstein (Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996)

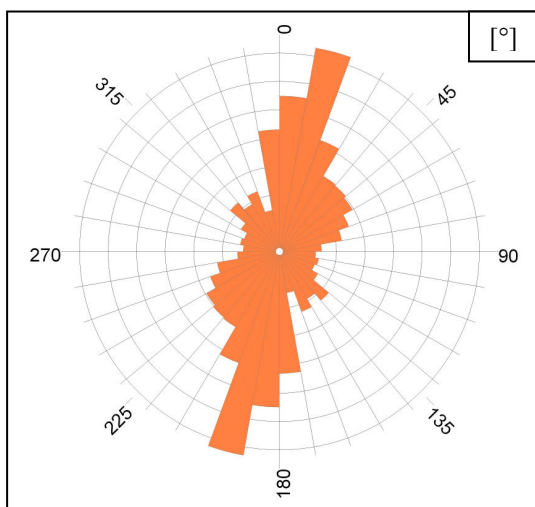


Abb. I.3.1.b: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Zechstein

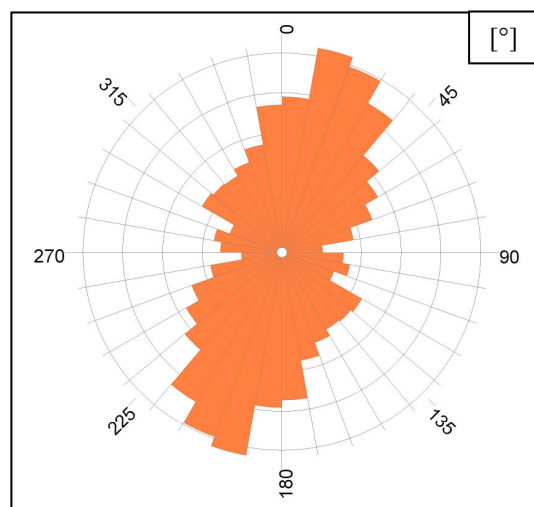


Abb. I.3.1.c: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Zechstein

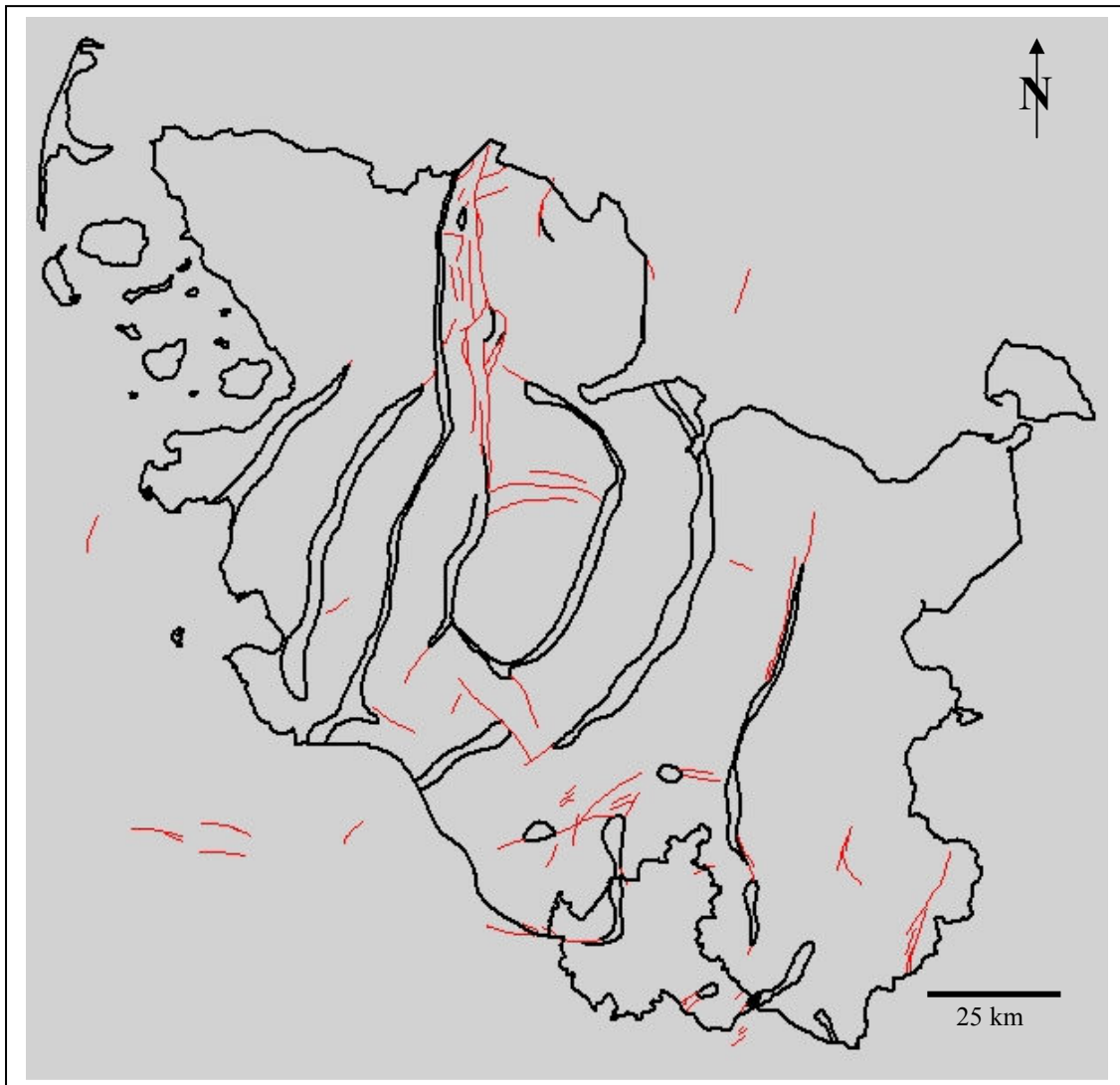


Abb. I.3.2.a: Salzstrukturen und tektonische Störungen an der Basis Buntsandstein (Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996)

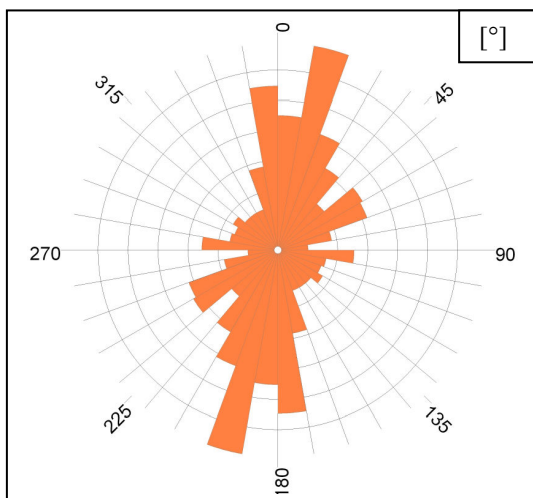


Abb. I.3.2.b: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Buntsandstein

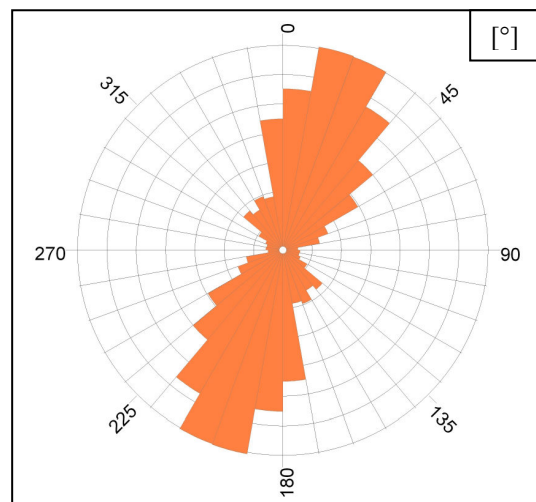


Abb. I.3.2.c: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Buntsandstein

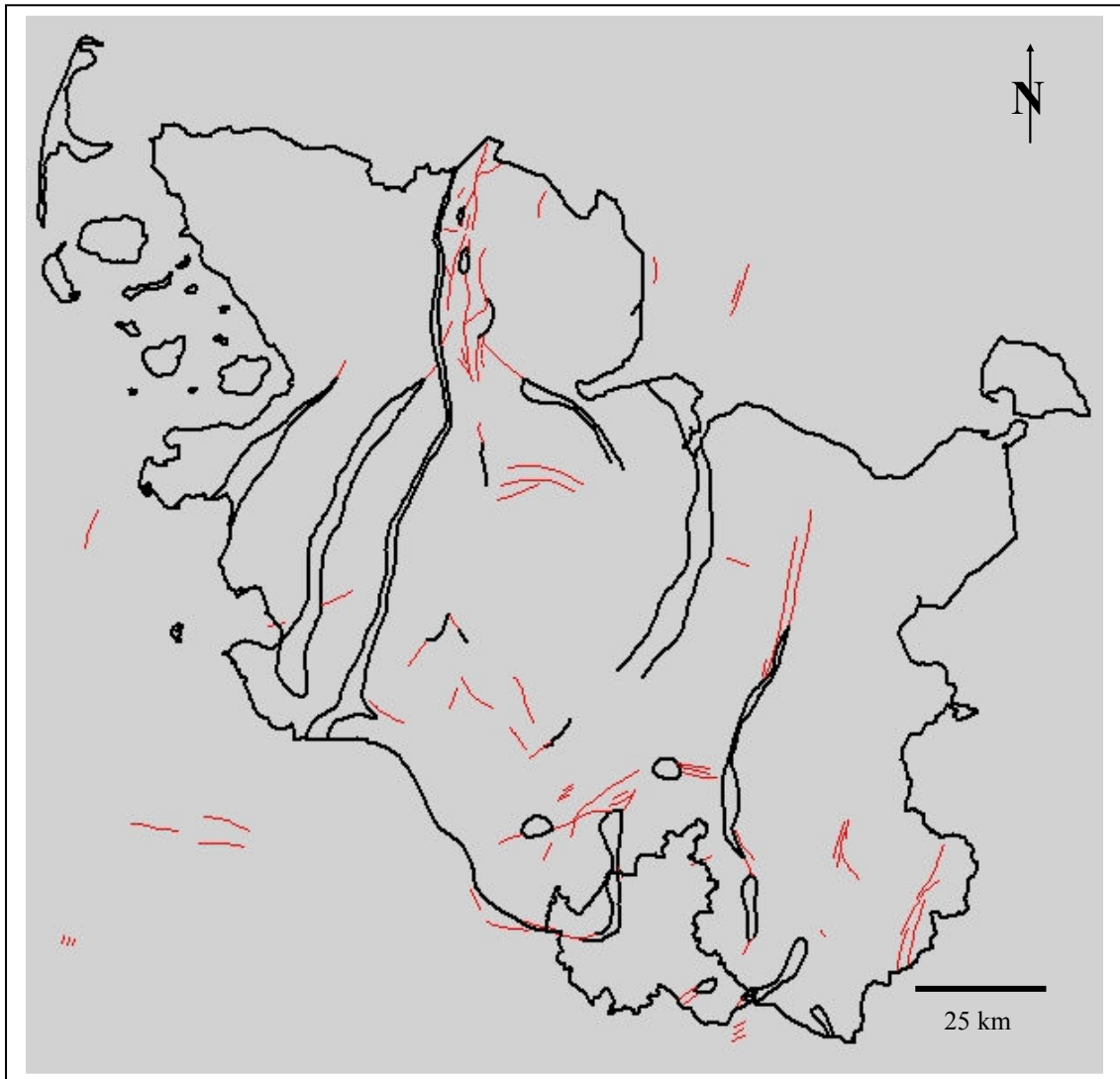


Abb. I.3.3.a: Salzstrukturen und tektonische Störungen an der Basis Röt/Muschelkalk (Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996)

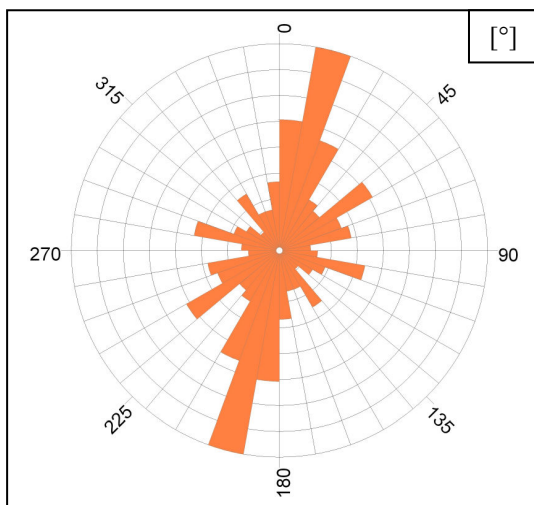


Abb. I.3.3.b: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Röt/Muschelkalk

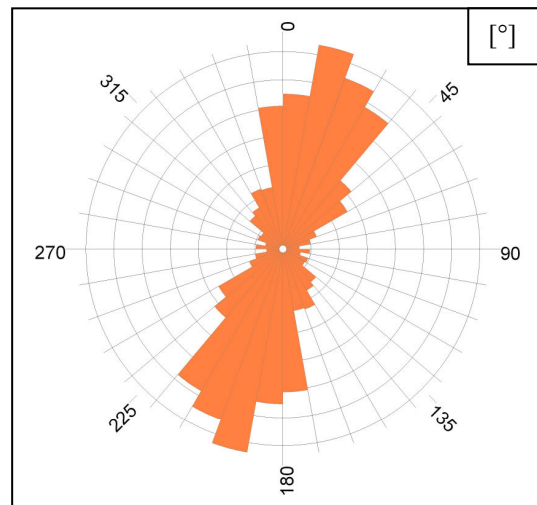


Abb. I.3.3.c: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Röt/Muschelkalk

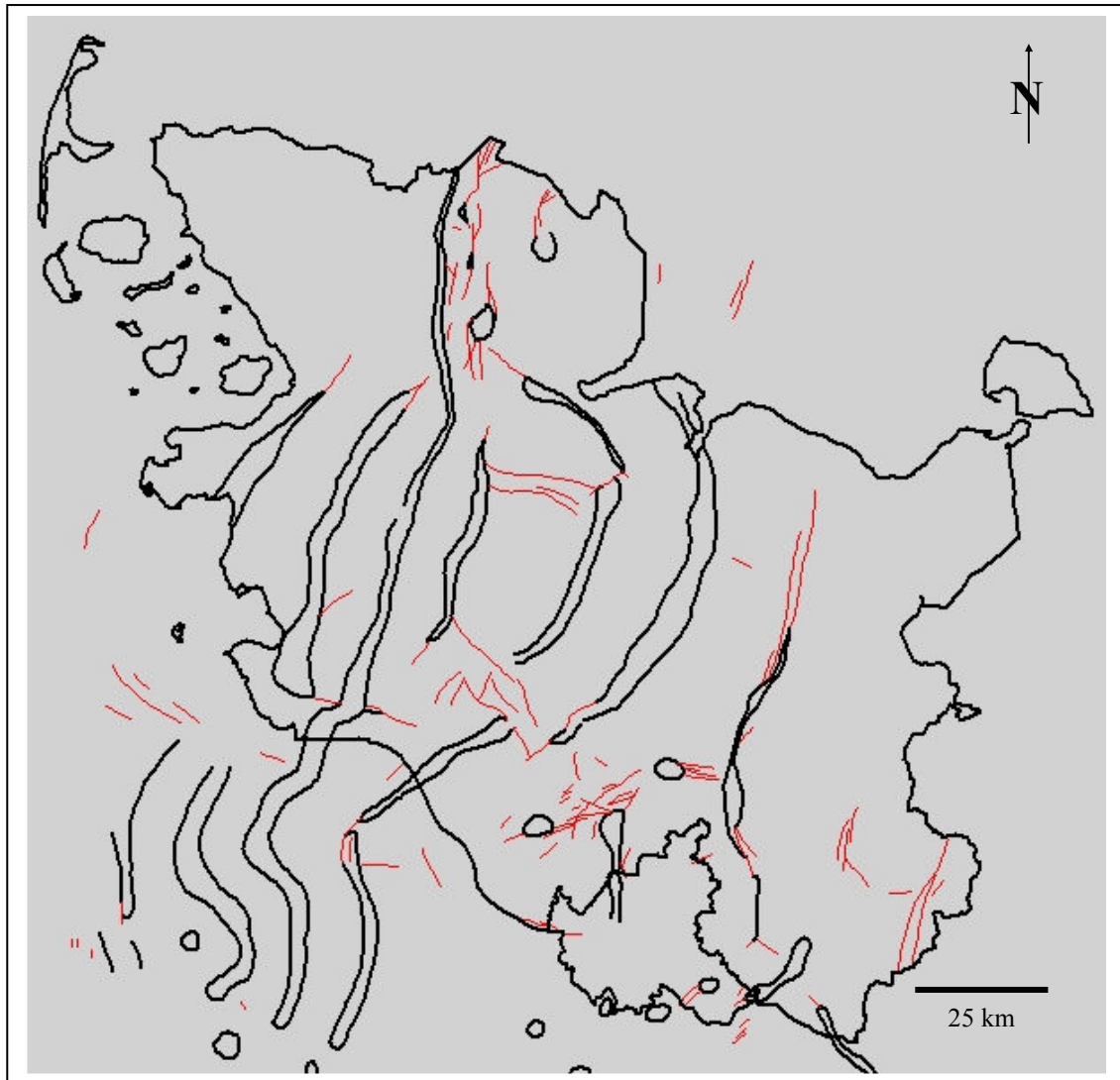


Abb. I.3.4.a: Salzstrukturen und tektonische Störungen an der Basis Keuper (Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996)

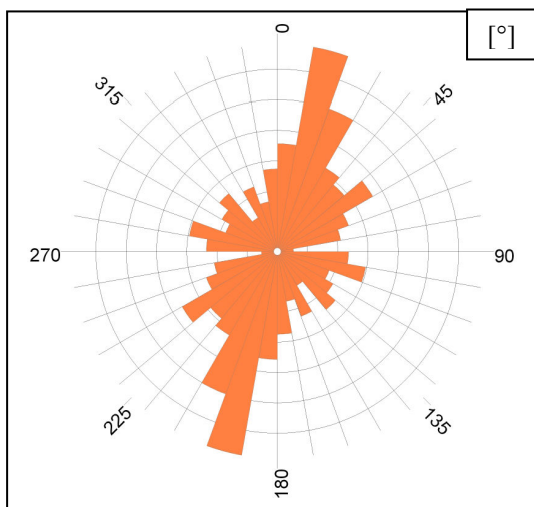


Abb. I.3.4.b: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Keuper

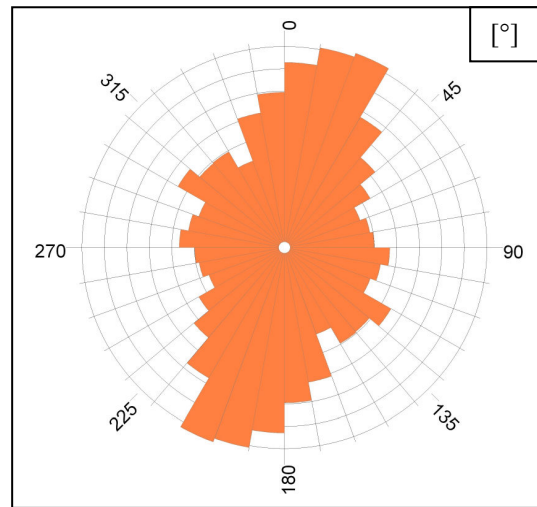


Abb. I.3.4.c: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Keuper

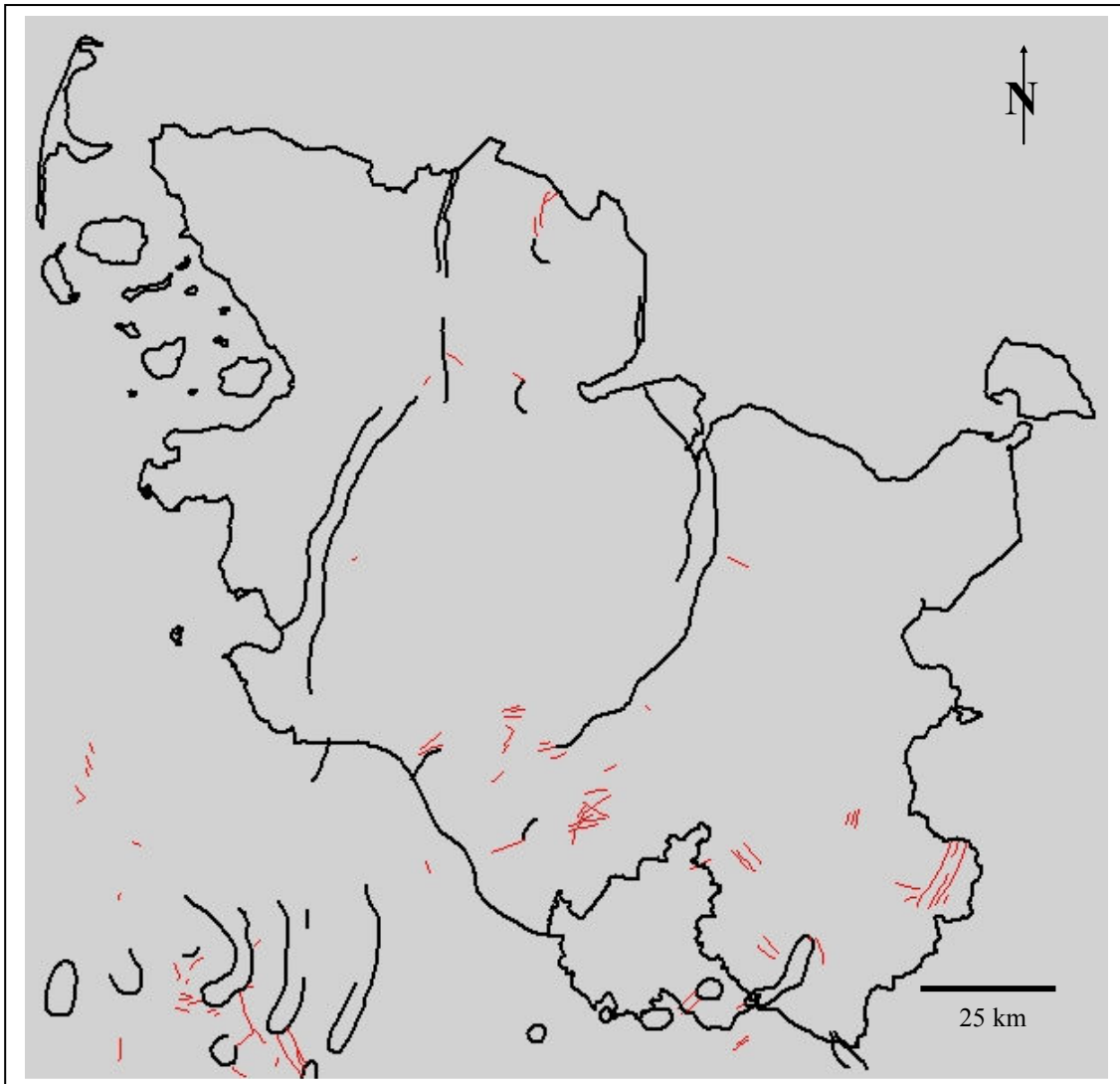


Abb. I.3.5.a: Salzstrukturen und tektonische Störungen an der Basis Lias (Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996)

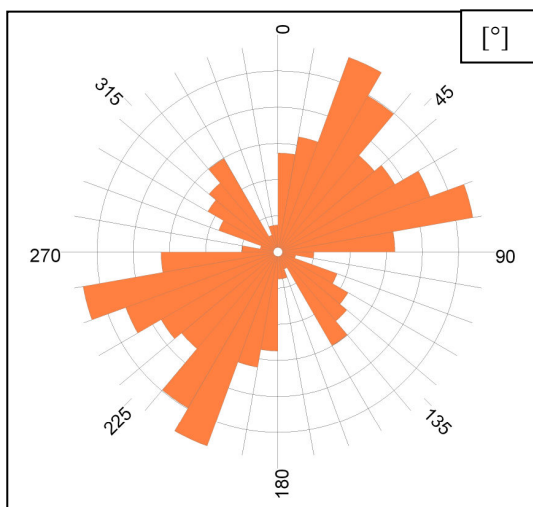


Abb. I.3.5.b: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Lias

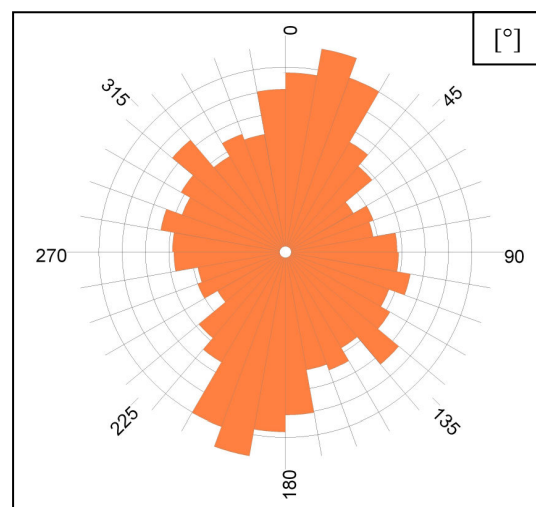


Abb. I.3.5.c: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Lias



Abb. I.3.6.a: Salzstrukturen und tektonische Störungen an der Basis Dogger (Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996)

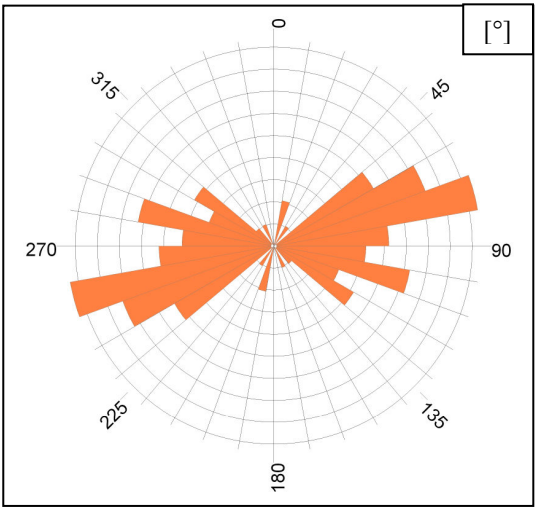


Abb. I.3.6.b: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Dogger

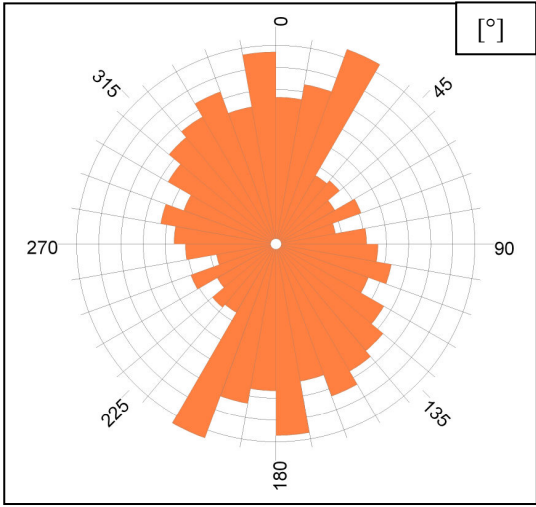


Abb. I.3.6.c: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Dogger

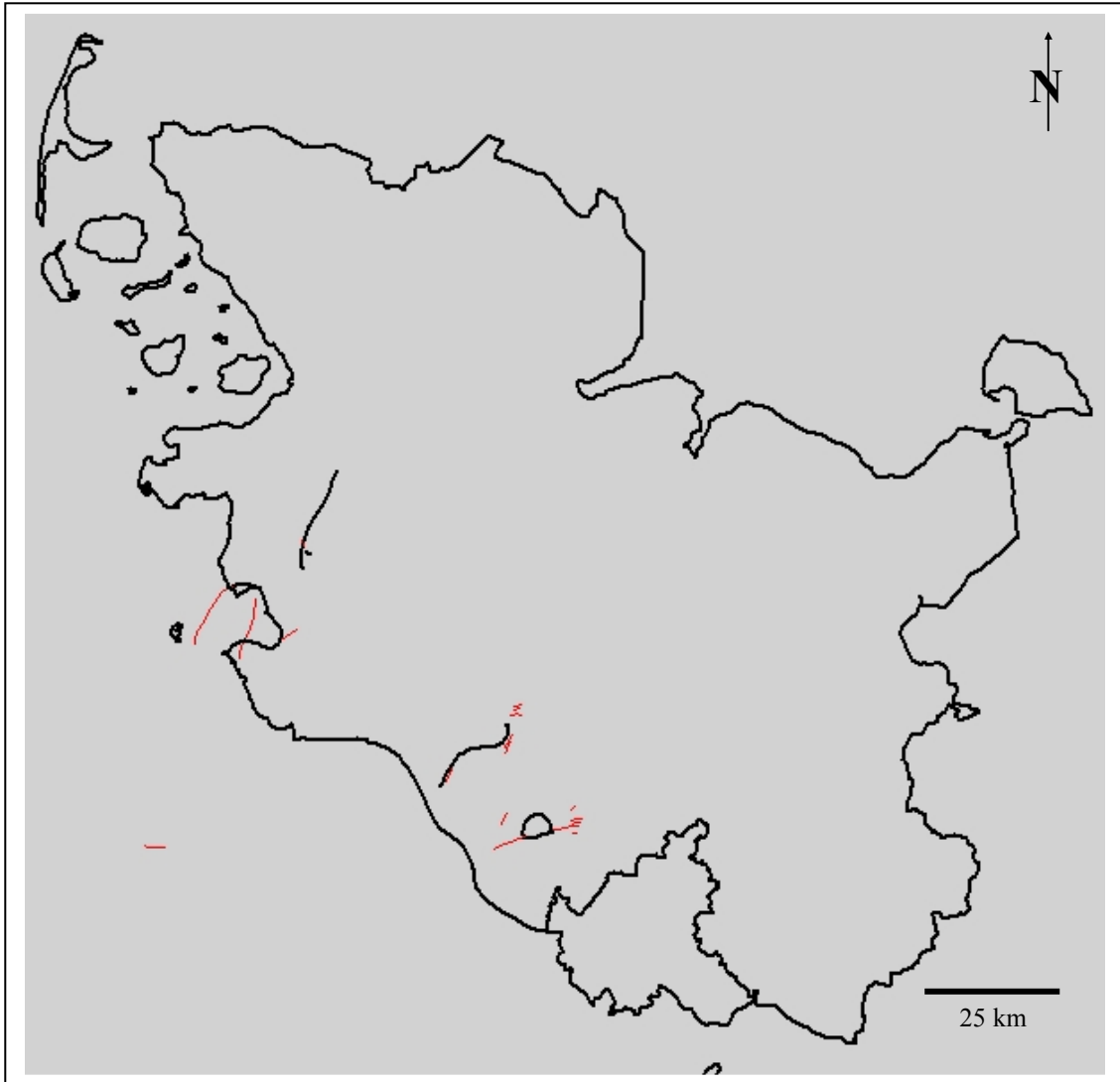


Abb. I.3.7.a: Salzstrukturen und tektonische Störungen an der Basis Oberjura/Wealden (Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996)

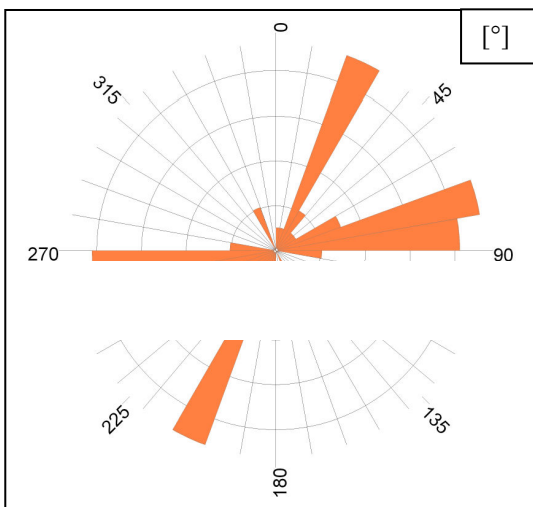


Abb. I.3.7.b: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Oberjura/Wealden

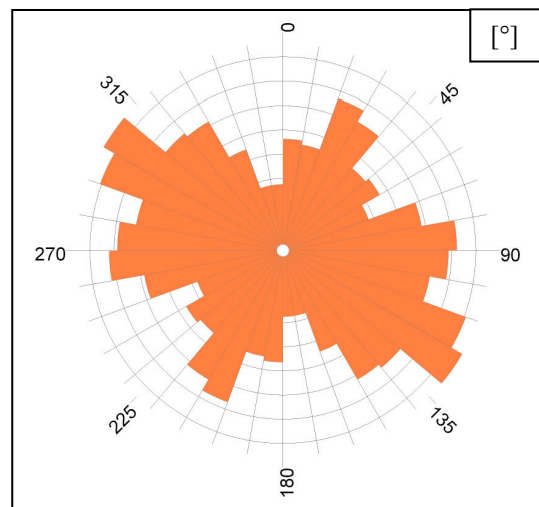


Abb. I.3.7.c: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Oberjura/Wealden

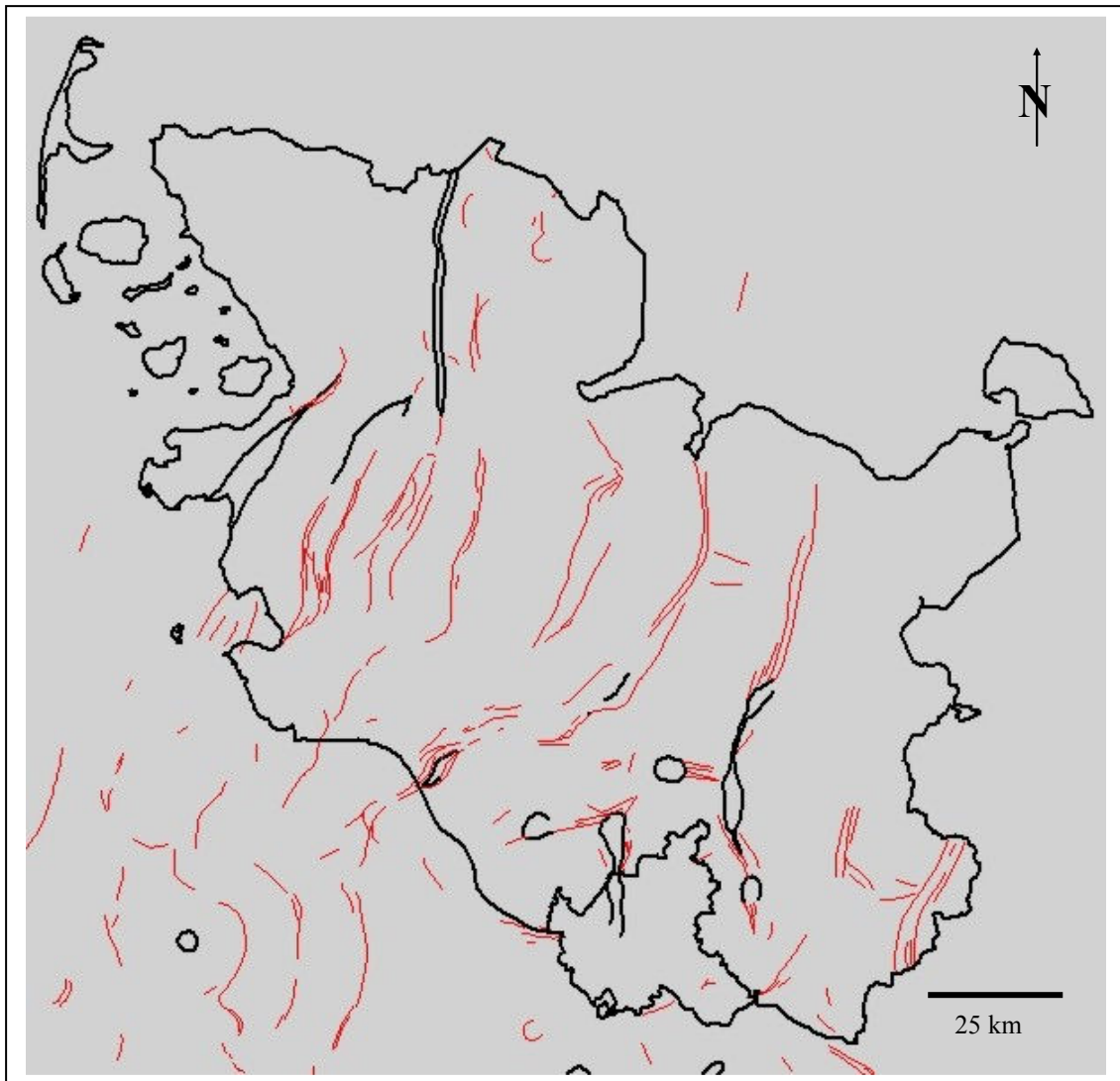


Abb. I.3.8.a: Salzstrukturen und tektonische Störungen an der Basis Marine Unterkreide (Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996)

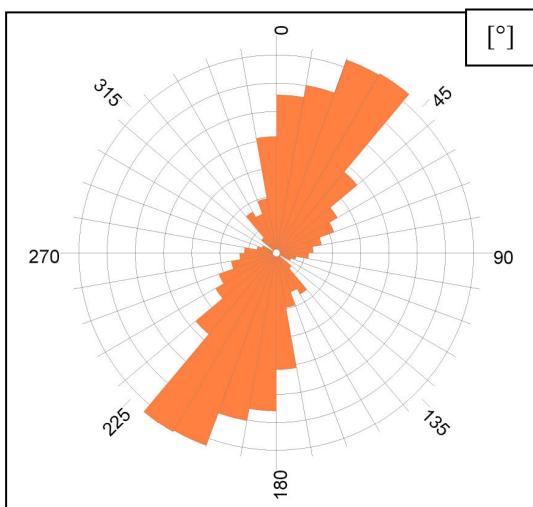


Abb. I.3.8.b: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Marine Unterkreide

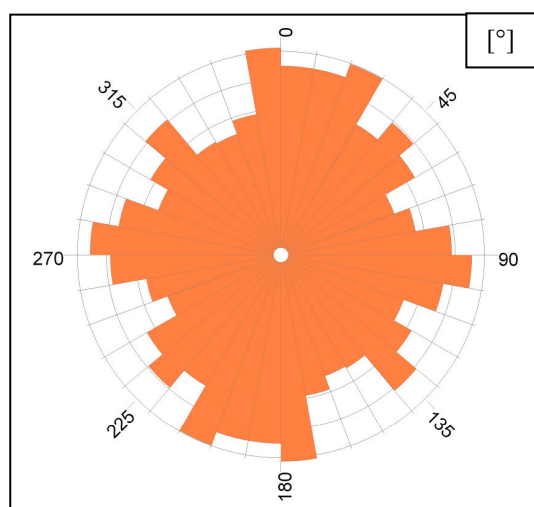


Abb. I.3.8.c: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Marine Unterkreide

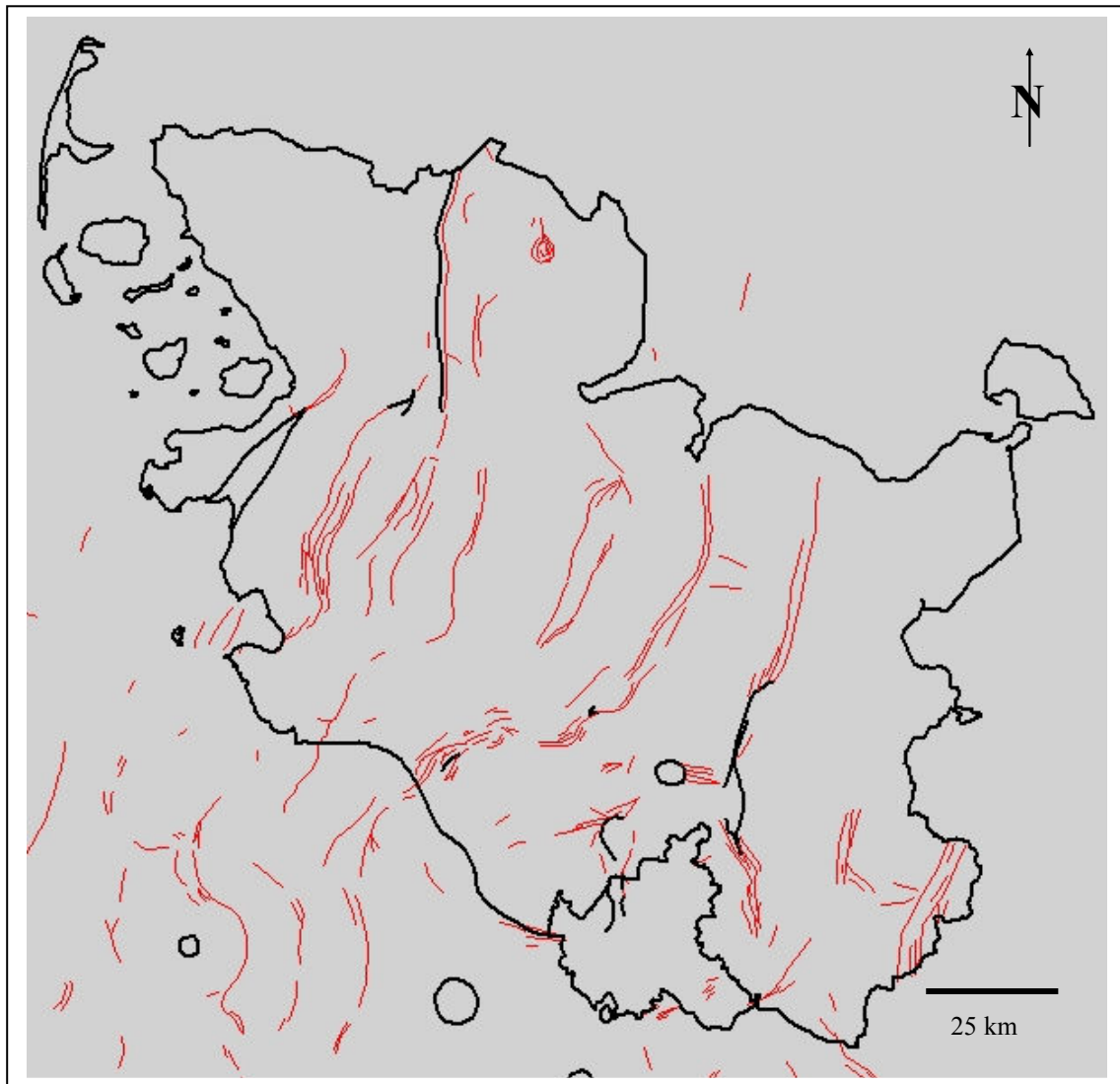


Abb. I.3.9.a: Salzstrukturen und tektonische Störungen an der Basis Oberkreide (Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996)

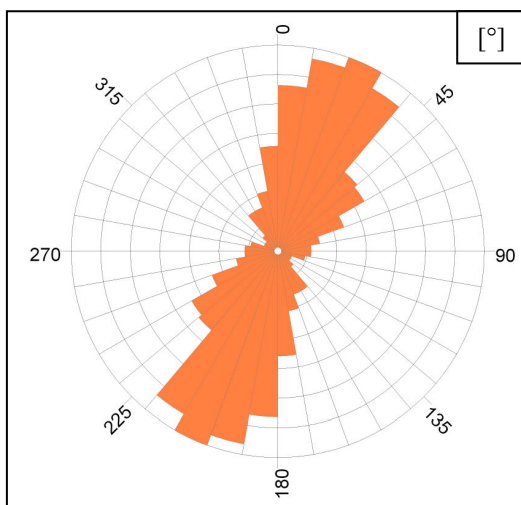


Abb. I.3.9.b: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Oberkreide

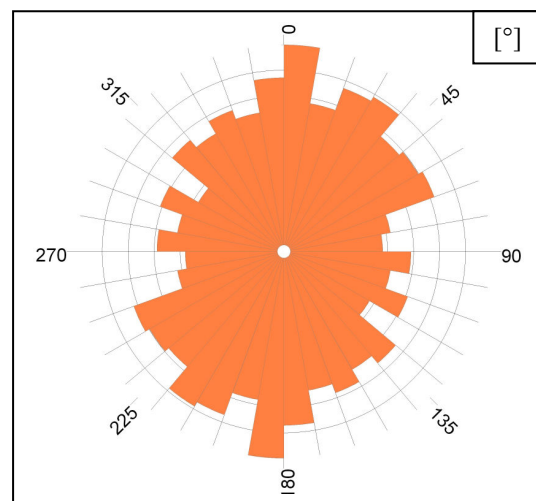


Abb. I.3.9.c: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Oberkreide

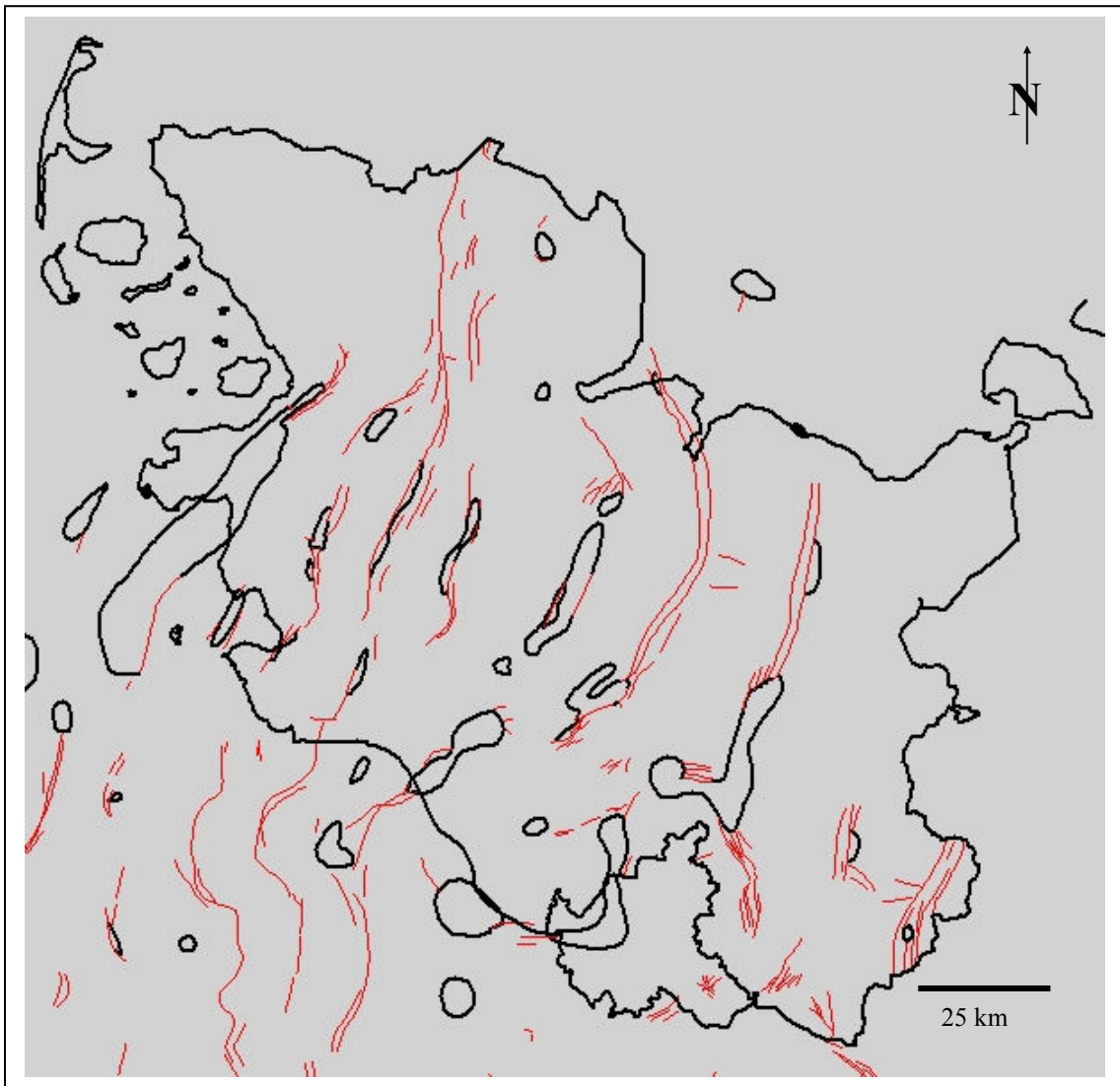


Abb. I.3.10.a: Salzstrukturen und tektonische Störungen an der Basis Ober Paleozän/Unter Eozän (Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996)

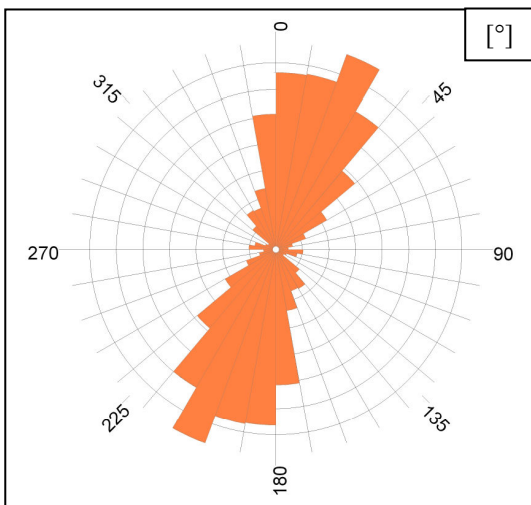


Abb. I.3.10.b: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Ober Paleozän/ Unter Eozän

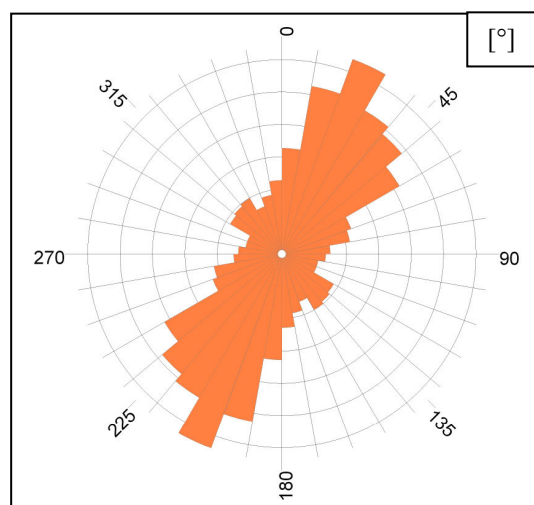


Abb. I.3.10.c: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Ober Paleozän/ Unter Eozän

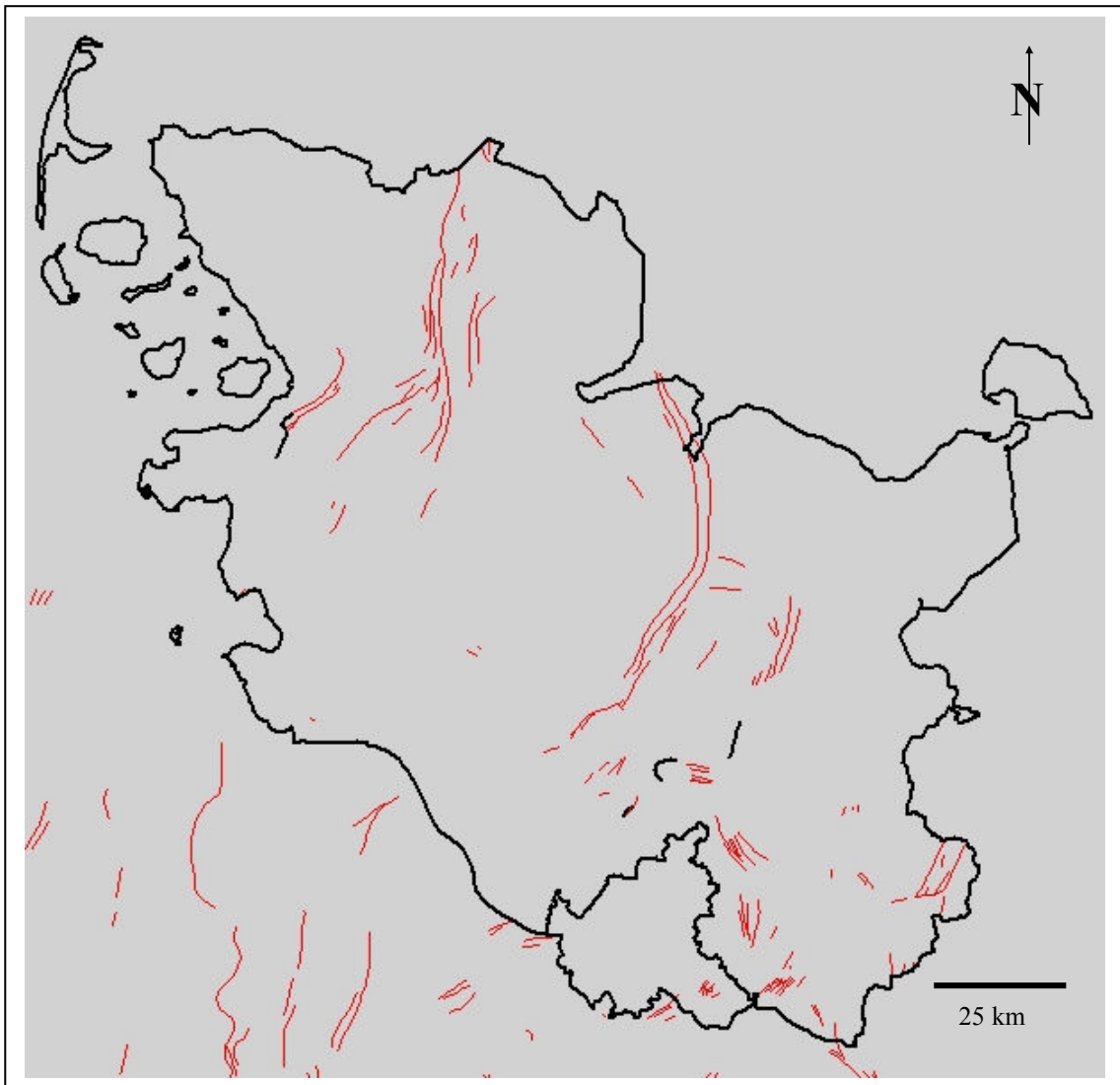


Abb. I.3.11.a: Salzstrukturen und tektonische Störungen an der Basis Mittel Eozän/Unter Oligozän (Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996)

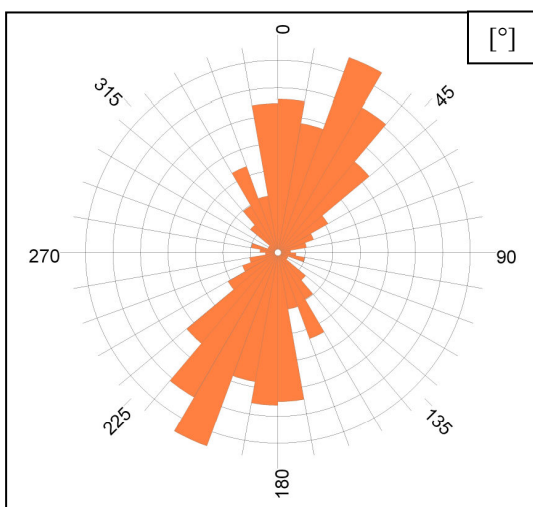


Abb. I.3.11.b: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Mittel Eozän/ Unter Oligozän

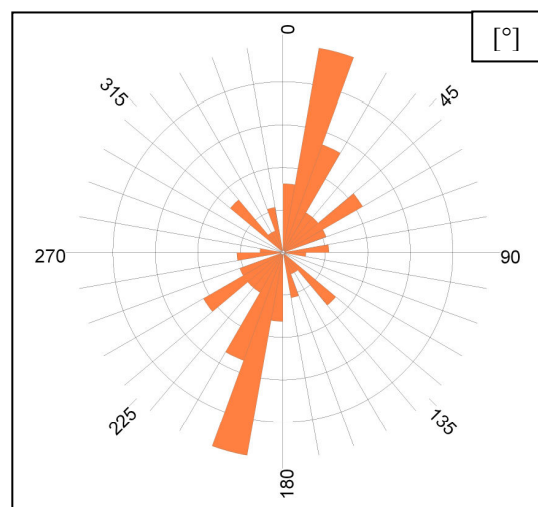


Abb. I.3.11.c: Richtungsanalyse der Salzstrukturen an der Basis Mittel Eozän/ Unter Oligozän

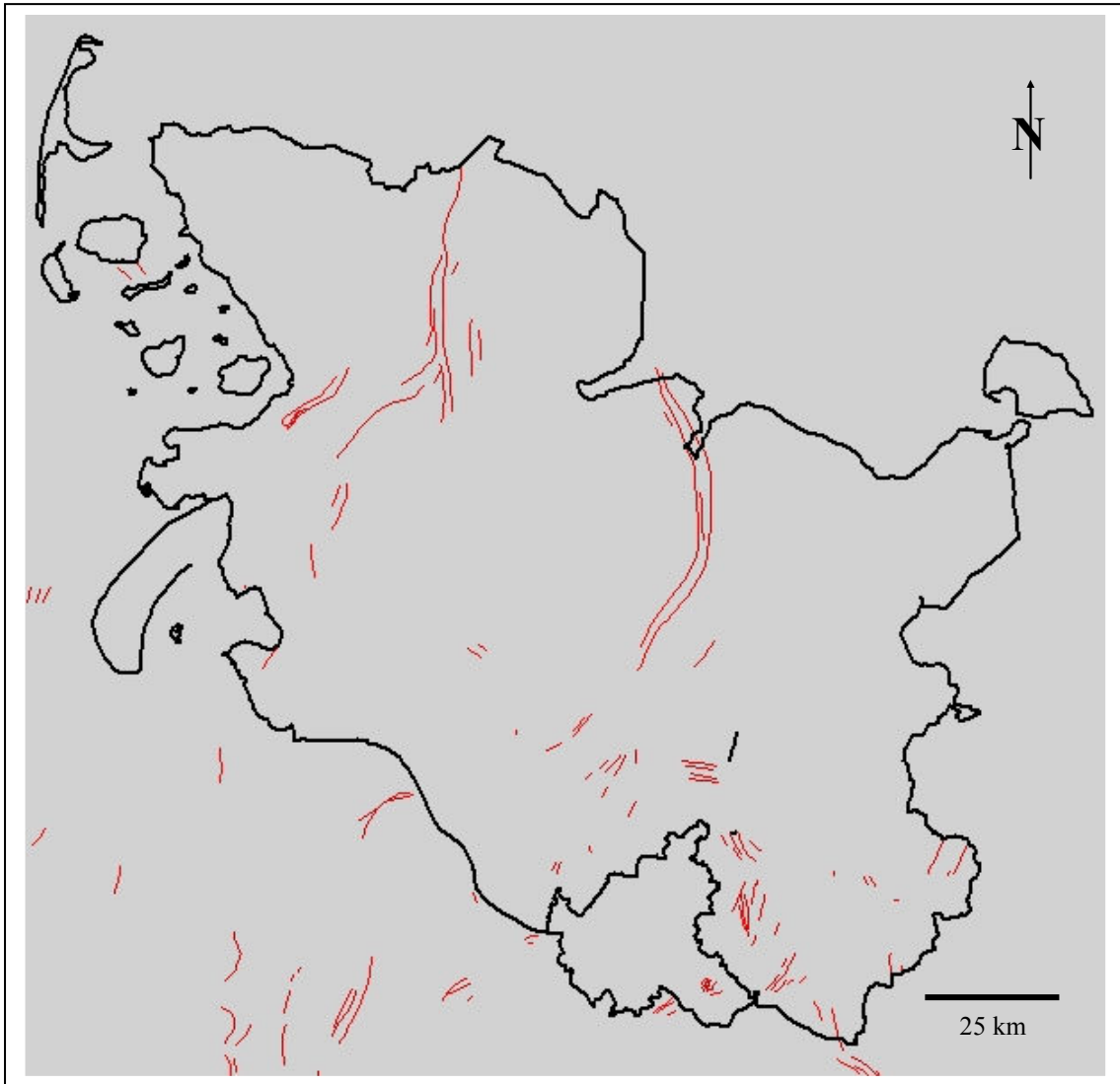


Abb. I.3.12.a: Salzstrukturen und tektonische Störungen an der Basis Mittel Oligozän/Ober Oligozän (Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996)

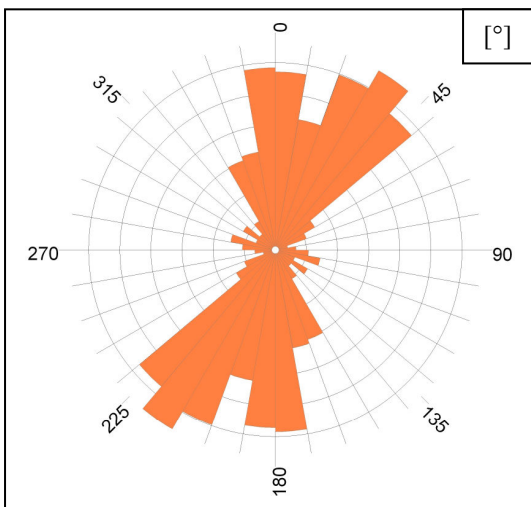


Abb. I.3.12.b: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Mittel Oligozän/ Ober

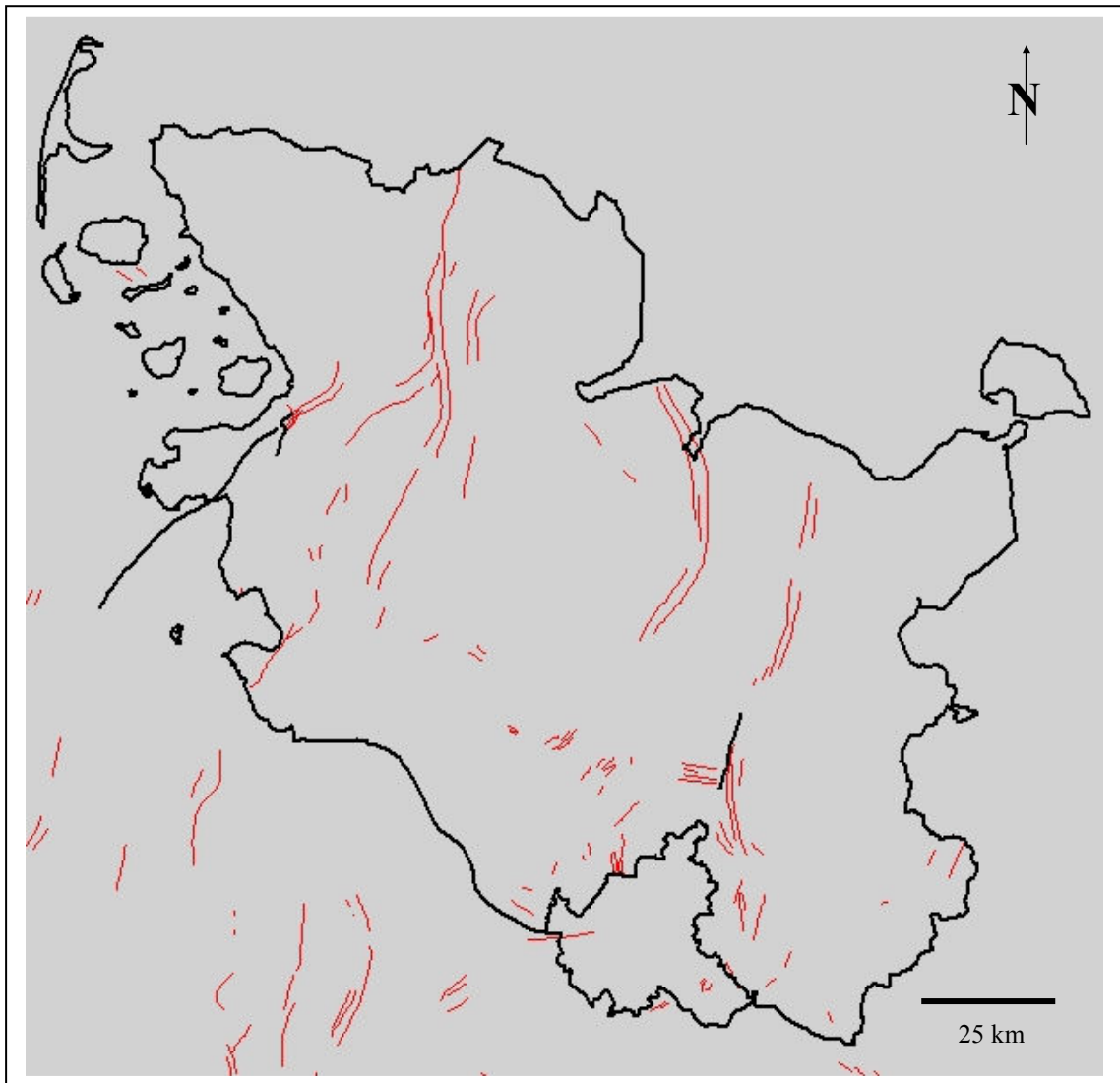


Abb. I.3.13.a: Salzstrukturen und tektonische Störungen an der Basis Unter Miozän (Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996)

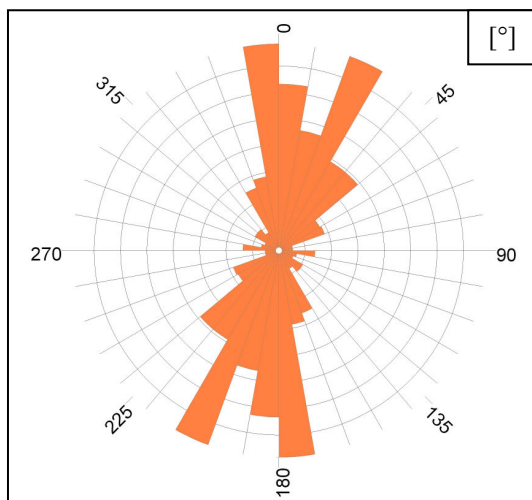


Abb. I.3.13.b: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Unter Miozän

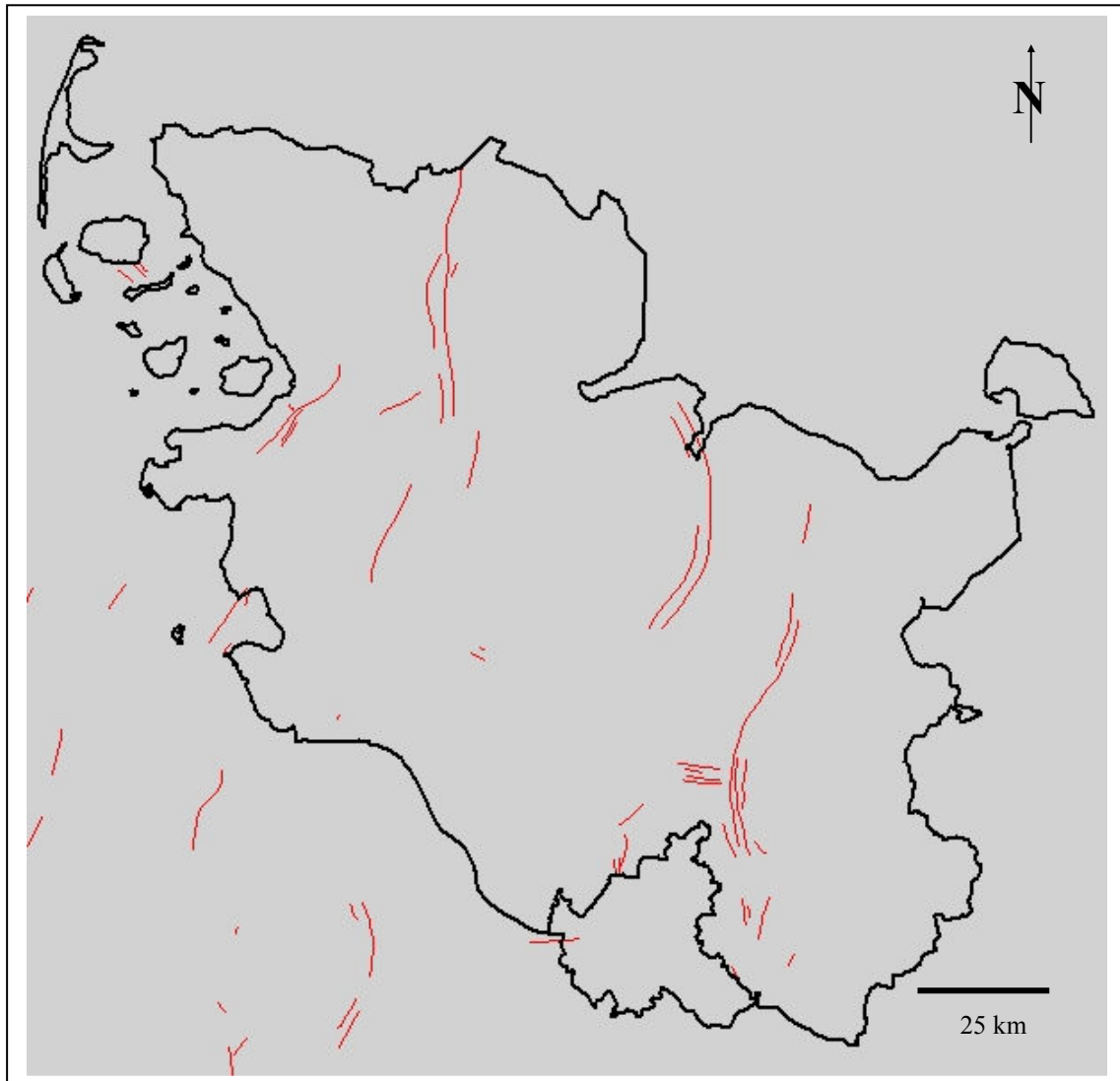


Abb. I.3.14.a: Salzstrukturen und tektonische Störungen an der Basis Mittel Miozän/Pliozän (Quelle: Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1996)

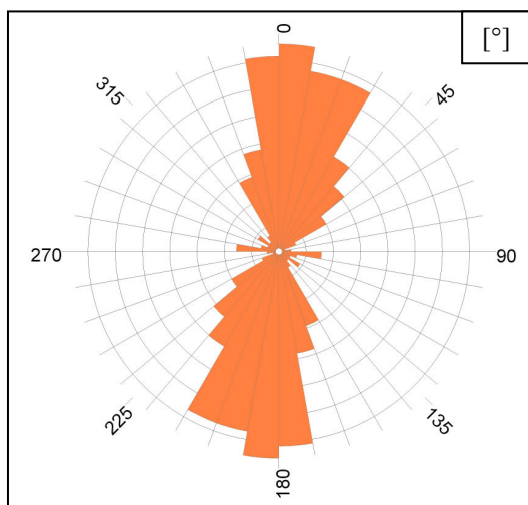


Abb. I.3.14.b: Richtungsanalyse der Störungen an der Basis Mittel Miozän/Pliozän

I.4. Übersicht über ausgewertete Luftbilder

Bildflug	Streifen	Luftbild-Nummer
TK 1/03	7	572
		574
		576
		578
	8	539
		541
		543
		545
	9	500
		502
		504
		506
	10	479
		481
		483
		485
	17	602
		604
	18	591
		593
		595
	19	554
		556
		558
	26	687
		689
		691
		693
		695
	27	386
		388
		390
		392
		394
	28	333
		335
		337
		339
		341
TK 2/03	1	200

		202
		204
	2	177
		179
		181
	3	162
		164
		166
	4	139
		141
		143
		146
		148
		150
		152
	5	114
		117
		119
		121
TK 4/79	13	5542
		5546
	14	5457
		5453
	15	5439
		5443
	16	5342
		5346

		x	56	E	W	3160	750	40	50		x		E			x			
		x	57	E	W	3860	550	30	50		x		E			x			
Ploe G8702	13449,669	x	58	E	W	3500	630	35	70		x		W			x			
		x	59	E	W	4800	550	50	450		x		W			x			
		x	60	E	W	6100	570	30	30		x		E			x			
Ster SG 8301	23481,524	x	61	NNW	SSE	9490	350	30	250		x		SSE	x	x				x
		x	62	NNW	SSE	11260	300	25	200		x		NNW	x	x				x
		x	63	NNW	SSE	11700	300	25	200		x		NNW	x	x				x
		x	64	NNW	SSE	12460	400	30	200		x		NNW	x	x				x
Heid G7902	4880,204	x	65	ENE	WNW	2340	330	20	70		x		WNW				x		x(i)
		x	66	ENE	WNW	2460	340	20	60		x		WNW				x		x(i)
		x	67	ENE	WNW	2820	330	20	70		x		ENE				x		x(i)
Heid G8402	8436,691	x	68	W	E	7540	400	20	0		x		E	x	x				
Siek 8303	3836,589	x	69	S	N	472	250	20	150	x			N	x					
Sterup 8501	29001,164	x	70	W	E	15430	150	25	350		x		W						x x
Ploe G8202	29984,995	x	71	NW	SE	15918	750	30	-150		x		SE				x		
		x	72	NW	SE	19272	350	20	50		x		NW				x		
Eisd 710031	21642,453	x	73	S	N	20940	100	10	0		x		S						x
Eisd 710032	10599,007	x	74	ESE	WNW	2430	100	10	0		x		WNW						x
Heil G8504	10577,328	x	75	N	S	10176	100	20	100		x		unbekannt						x
Heil G8801	58694,903	x	76	N	S	11300	400	30	200		x		N						x
Poet 7509	4633,431	x	77	ESE	WNW	625	50	4	50		x		ESE	x					
Qbor 7138	22995,041	x	78	NNE	SSW	772	150	5	-50		x		unbekannt						xⓈ
Siekhoho 7508	15066,662	x	79	WNW	ESE	5132	300	30	300		x		WNW		x				
		x	80	WNW	ESE	5676	250	30	350		x		WNW		x				xⓈ
SCWG 8301	7947,043	x	81	SE	NW	744	600	40	200		x		SE				x		xⓈ
SCWG 8302	7432,337	x	82	SE	NW	4495	500	30	100		x		NW						x
		x	83	SE	NW	5843	500	30	100		x		SE						x
		x	84	SE	NW	6892	500	30	100		x		NW		x				
SCWG 8305	6989,553	x	85	SE	NW	2389	500	50	500		x		SE				x		
		x	86	SE	NW	5973	500	50	500		x		NW						x
SCWG 8501	18733,068	x	87	SW	NE	5014	200	50	800		x		NE						x(i)
		x	88	SW	NE	8022	200	50	800		x		SW						x
SCWG 8502	13400,039	x	89	NW	SE	1196	150	20	250		x		SE	x					xⓈ

		x	90	NW	SE	2592	300	50	700		x		NW					x(i)	
		x	91	NW	SE	3589	200	30	400		x		SE					x®	
SCWG 8503	10640,02	x	92	W	E	398	200	50	800		x		E						x
		x	93	W	E	4782	100	10	100		x		W						x
Poet 8102	4103,252	x	94	SW	NE	2289	200	15	100		x		NE						x
		x	95	SW	NE	2641	180	30	420		x		NE						x
Oldb 8302	13008,477	x	96	NE	SW	4972	300	20	100		x		SW						x
		x	97	NE	SW	7359	300	20	100		x		NE						x
Ghaltig 8506	12057	x	98	WSW	ENE	11840	230	25	270		x		ENE	x					x
Wins G8503	9869,07	x	99	SSW	NNE	3135	180	15	120		x		NNE						x
		x	100	SSW	NNE	3400	210	20	190	x			SSW						x
Nuse 820039	31156,664	x	101	SW	NE	13410	500	30	100		x		NE			x			x
		x	102	SW	NE	17666	650	40	150		x		SW		x	x			x
		x	103	SW	NE	19031	600	35	100		x		SW		x	x			x
Suel 8601	30525,968	x	104	NW	SE	14500	100	10	100		x		SE			x		x(i)	x
53	1043534,6		104																

3	99	2	27	17	28	10	9®	31	24
2,88%	95,19%	1,92%	25,96%	16,35%	26,92%	9,61%	15 (i)	29,80%	23,08%
							8,65%8®		
		7,69%	N	8			14,42%(i)		
		5,77%	S	6					
		19,23%	E	20					
		16,35%	W	17					
		9,61%	NE	10					
		9,61%	SW	10					
		13,46%	SE	14					
		14,42%	NW	15					
		3,85%	un	4					