

**Charakterisierung von Zirkularstrukturen im  
geologischen Untergrund Hamburgs zur  
Abgrenzung verkarstungsgefährdeter Bereiche**

**Dissertation**  
zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften  
an der MIN-Fakultät, Department Geowissenschaften  
der Universität Hamburg

vorgelegt von  
**Nils Buurman**  
aus  
Hamburg

Hamburg  
2010

Als Dissertation angenommen vom Department Geowissenschaften der Universität  
Hamburg,

auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. Claus-Dieter Reuther  
und Dr. Renate Taug

Hamburg, den 05. Februar 2010

Prof. Dr. Jürgen Oßenbrügge  
Leiter des Departments Geowissenschaften

## Summary

This study aims to determine the limits of karst formation and to define areas most prone to ground failure and resulting sinkhole development in the district of Hamburg Altona, northern Germany. To understand complex and interacting processes between the ground surface and the deeper geological underground a new geo-model is required. A general challenge for the evaluation of the surface near geological underground of a highly built-up urban area poses the intensive infrastructure that limits traditionally applied geologic methods. The integrated approach using geological and geophysical methods comprised of a) reconstruction of drainage patterns and water bodies considering the recent morphology of the ground surface, b) spatial modeling of core data, c) ground-penetrating radar (GPR) and multi-electrode resistivity measurements (MER) for special structural analysis and d) pollen analysis for age determination of locally occurring peat infill.

Near to the subsurface the geological setting of the study area is characterized by glacial and postglacial deposits of a ground moraine that formed during the Saale episodes of glaciations. Shallow bowl shaped depressions (e.g. kettle holes) were formed as an inherent structural feature of the landscape. The advance of the younger Weichsel glacial period extended up to roughly 20 km to the north and did not affect the area of interest. However, the formation of the southern part of a salt wall, the Othmarschen-Langenfelde Diapir, had a significant impact on the deeper geological underground. During the uplift Mesozoic formations were displaced, the diapir penetrated unconsolidated Tertiary and partly Quaternary deposits and reaches close to the surface (~70 m a.s.l.) today. Dissolving processes of evaporitic rocks of the structural roof region lead to caving, void migrates upwards by progressive collapse and results consequently in ground failure and funnel shaped sinkhole formation at the ground surface down to the present day. Actually the local impact of karst related subsidence is documented by damage to infrastructure. The last collapse earthquake was measured on the 8<sup>th</sup> of April 2009 at the western margin of the study area, the recently most active zone.

A complex core dataset (~2500 samples) was used for spatial modeling of different sediment layers as clay, gravel and sands. These elevation models reveal funnel or bowl shaped features and anomalous sedimentary bedding down to a depth of about 20 m and can indicate the presence of buried man-made excavation, fluvio-glacial kettle holes and salt related sinkhole structures. Even if the genesis of each circular structure can not be verified in these models, a feature that pierces only the upper sediment layers indicates a top down-development. The mapped circular anomalies were analyzed in detail by geophysical methods. GPR data identify and depict key positions and anatomic subdivisions of every single structure and provide detailed insides into their structural architecture. Complex deformation patterns reflect the formation character such as slowly down warping or sudden collapse processes and allow a classification into different structural types. MER records were used to characterize deeper structural sections and to prove the bottom-up development of collapse structures. The data obtained made it possible to clarify the structural genesis of each structure and hence to distinguish karst structures from anthropogenic excavations and depressions formed by glacial processes.

Additional pollen analyses determine the ages of peat growth within sinkholes ranging from 90000 years to recent times. Distinctive samples taken from separately bedded peat layers document episodic peat growth within discrete sinkholes and describe periods of preferred reactivation of collapse structures.

As a first result of spatial analysis of core data and geophysical records, a new map was created presenting the distribution of all individual structures in the study area. An additional structure-register covers all individual features with a brief description. The acquired data from the surface near structural assemblage can be weighted by categories like genesis and individual formation character, recent activity, paleo-activity and reactivation of every single feature. Structures with equal values can be grouped in a map layer. Such weighted map layers can then be overlain and matched using geo-statistical methods such as cluster and density analysis. A resulting susceptibility map reflects the relationship of weighted calculations across the study area and depicts a hierarchy of different karst endangered zones.

The projection of different karst susceptibility categories of the ground surface onto a new elevation model of the caprock defines a general dissolution trend down to depths ranging between -70 m and -250 m (a.s.l.), in the southern part of the working area dissolution even proceeds down to a depth of -400 m (a.s.l.). The calculated depth corresponds to the position of locally displaced aquifers along the diapir flanks. Models show that phreatic aquifer water affects hydrogenetic rocks merely at the upper slopes of the outer diapir rim implicating extensive regular-type dissolution processes. However, recently active sinkhole formation along an N-S orientated salt tectonic fault line at the western diapir margin and a relatively shallow dissolution depth of about -150 m (a.s.l.) indicates irregular-type dissolution processes.

Geographical distribution and sinkhole density show that the formation of two major depressions at the ground surface results from mass transport and cumulative mass deficiency of sinkhole clusters and numerous discrete collapse structures over the time. Moreover the geographical position of both uvala-structures corresponds with the dissolution area of the diapir indicating an inverse relief of the contemporary ground surface in comparison to the caprock morphology.

The results of this study show that a minority of surface near depressions across the area of interest reflect relicts of glacial and postglacial processes. Dissolution and subsrosion processes in the deeper underground are the driving forces which lead to the complex structural assemblage of buried bowl and funnel shaped structures in the subsurface and form the contemporary ground surface morphology. Continuously ongoing dissolution of evaporitic rocks at the identified caprock areas of the Othmarschen-Langenfelde Diapir will influence and deform the overburden. As a consequence ground failure and sinkhole formation will affect the ground surface and infrastructure of the urban area in the near future and also represent a substantial long term issue.



## Zusammenfassung

Ziel dieser Arbeit ist die geographisch-räumliche Abgrenzung eines verkarstungsgefährdeten Gebietes und dessen Einteilung in Flächen unterschiedlicher Kategorien von Erdfallgefährdung im geologischen Untergrund des Bezirks Hamburg Altona in Norddeutschland. Für das Verständnis der Abläufe komplexer geologischer Prozesse zwischen der Geländeoberfläche und dem tieferen geologischen Untergrund ist ein neues Geomodell erforderlich. Eine besondere Herausforderung zur Bewertung der Untergrundverhältnisse stellt dabei die intensive infrastrukturelle Überbauung dar, welche den Einsatz traditioneller geologischer Arbeitsmethoden erschwert. Ein integrierter Interpretationsansatz umfasst sowohl geologische als auch geophysikalische Arbeitsmethoden. Diese schließen a) die Rekonstruktion des Entwässerungssystems und die Aufnahme zirkularer Stehendgewässer unter Berücksichtigung der Oberflächenmorphologie, b) eine räumliche Modellierung von Bohrdaten, c) Georadar (GPR) und Widerstandsgeoelektrik (MER) zur detaillierten Strukturanalyse, und d) Pollenanalysen zur Altersbestimmung von lokal auftretenden Torffüllungen ein.

Der oberflächennahe geologische Untergrund des Arbeitsgebietes ist durch glaziale und postglaziale Sedimentablagerungen im Bereich einer Saale-eiszeitlichen Grundmoränenlandschaft charakterisiert. Seichte Hohlformen (z.B. Toteislöcher) formten das postglaziale Landschaftsbild. Der maximale Eisvorstoß der Weichsel-Kaltzeit überprägte das Arbeitsgebiet nicht mehr und verblieb ca. 20 km entfernt am nordöstlichen Stadtrand. Den tieferen geologischen Untergrund des Arbeitsgebietes beeinflusst der südliche Hochbereich einer Salzmauer, der Othmarschen-Langenfelde Diapir. Während des Aufstiegs wurden mesozoische Formationen verstellt, das Hutgestein durchstieß unkonsolidierte tertiäre Schichten und teilweise auch quartäre Abfolgen. Der strukturbereichste Bereich liegt derzeit bei ca. -70 mNN. Verkarstungsprozesse in der Dachregion des Diapirs führen bis heute zu Hohlraumbildung, welche sich durch das Deckgebirge hindurch fortpflanzt. Letztlich kommt es zum statischen Versagen der Geländeoberfläche unter Ausbildung von trichterförmigen Erdfallstrukturen. Die verkarstungsbedingten Oberflächenabsenkungen können sich dabei schädigend auf die Infrastruktur auswirken. Das letzte Einsturzbeben ereignete sich am 8. April 2009 am Westrand des Arbeitsgebietes.

Aus einer umfangreichen Aufstellung an Bohrdaten (~2500 Bohrsäulen) wurden Höhenmodelle für die oberen Sedimentlagen bestehend aus Geschiebelehm, Geschiebemergel und Sand erstellt. Die unterschiedlichen Flächenmodelle zeigen das lokale Auftreten schüssel- oder trichterförmiger Strukturen sowie anomale Sedimentmächtigkeiten bis in eine Untersuchungsteufe von 20 m unter Geländeoberkante. Diese Anomalien weisen auf die Existenz verborgener fluvioglazial gebildeter Hohlformen (z.B. Toteislöcher), subsosionsbedingter Erdfallstrukturen oder auf Aushöbe durch Menschenhand hin. Auch wenn diese Modelle keine Aussage über die genaue Genese einzelner Hohlformen liefern, beschreiben Strukturen, welche lediglich in den oberen Modellflächen abgebildet werden, eine Entwicklung von der Geländeoberkante in den Untergrund hinein. Eine detaillierte Untersuchung der identifizierten zirkularen Strukturen erfolgt mittels geophysikalischer Verfahren. Anhand von Radargrammen können anatomische Schlüsselpositionen erkannt sowie die strukturelle Architektur einzelner Hohlformen herausgearbeitet werden. Die Auswertung komplexer Deformationsmuster weist auf den Bildungscharakter eines plötzlichen Kollapsereignisses oder eines kriechenden Subsidenzprozesses hin und erlaubt eine Bestimmung des Strukturtyps. Mittels Widerstandsgeoelektrik lassen sich strukturelle Bereiche in größerer Teufe erfassen und belegen ein strukturelles Wachstum von unten her bis an die

Geländeoberkante. Durch die Erfassung der Genese einzelner Strukturen ist es also möglich, Verkarstungsformen von anthropogen oder glazigenen gebildeten Strukturen zu unterscheiden. Altersdatierungen an Pollen von Torfproben aus Erdfällen belegen ein Torfwachstum zwischen 90000 Jahren und heute. Datierungen von Proben voneinander separierter Torflagen unterschiedlicher Teufe weisen auf episodisches Wachstum innerhalb singulärer Erdfälle hin und beschreiben Zeiträume bevorzugter Reaktivierungen einzelner Kollapsstrukturen.

Als Zwischenergebnis der Bohrdatenanalyse und der Auswertung geophysikalischer Daten konnte eine Strukturkarte der individuell charakterisierten Hohlformen des Arbeitsgebietes erstellt werden. Ein zusätzliches Strukturregister enthält eine Kurzbeschreibung aller aufgeführten Hohlformen. Grundsätzlich kann jede Struktur durch ihre Genese, den individuellen Bildungsverlauf, rezente Aktivität, Paläoaktivität und wiederholter Reaktivierung bewertet werden. Strukturen gleichen statistischen Wertes können in einer Kartenebene zusammengefasst werden. Diese Ebenen lassen sich übereinander legen und geostatistisch durch Cluster- und Dichteanalysen auswerten. Das Resultat ist eine Geogefahrenkarte, welche das berechnete Gewichtungsverhältnis über die Fläche des Arbeitsgebietes reflektiert und eine hierarchische Abgrenzung von Flächen unterschiedlicher Erdfallgefährdung darstellt.

Die Projektion von unterschiedlichen Gefährdungskategorien der Geländeoberfläche auf ein neues Höhenmodell des Caprocks belegt eine bevorzugte Lösungsteufe zwischen -70 m NN und rund -250 m NN, im Süden des Arbeitsgebietes reicht die Lösungsteufe auch bis rund -400 m NN. Dieser Teufenbereich entspricht der Lage aufgeschleppter tertiärer Aquifere entlang der Salzstockflanken. Da die Lösungswässer dieser Aquifere lediglich an den strukturhohen Hängen der äußeren Diapirflanken wirken, ist von regulärer Lösung als treibender Prozess der Verkarstung auszugehen. Für irreguläre Lösungsprozesse entlang einer salinartektonischen Verwerfung am Westrand des Arbeitsgebietes weisen aktive Erdfälle hin, welche entlang einer von Nord nach Süd verlaufenden Achse aufgereiht sind. Als weiteres Argument für irreguläre Ablaugung ist hier die geringe Lösungsteufe von weniger als -150 m NN.

Verteilung und Strukturdichte der Erdfälle über das Arbeitsgebiet zeigen, dass sich zwei Großsenken an der Geländeoberfläche resultierend aus dem kumulativen Massenverlust von Clustern und einer Vielzahl singulärer Erdfallstrukturen entwickelt haben. Die geographische Lage der beiden Uvala-Strukturen entspricht den strukturhohen Lösungsbereichen des Salzstockes und belegt ein inverses Relief der Geländeoberfläche gegenüber der Caprockmorphologie.

Die Ergebnisse dieser Arbeit belegen, dass lediglich ein geringer Anteil der oberflächennahen Hohlformen innerhalb des Arbeitsgebiets den reliktschen Bestand glazigener Prozesse darstellt. Die treibenden geologischen Prozesse, welche zur Entwicklung verdeckter, schüssel- und trichterförmiger, oberflächennaher Hohlformen sowie zur Ausgestaltung der heutigen Geländeoberfläche führte, sind sowohl Lösungsprozesse im tieferen Untergrund als auch die resultierende Verkarstung des Deckgebirges. Diese Erkenntnis impliziert, dass besonders an den strukturhohen Bereichen des Hutgesteins des Othmarschen-Langenfelde Diapirs langfristig andauernde Subrosion sowohl Einfluss auf die Entwicklung des Deckgebirges als auch auf die Geländeoberfläche und die darüber befindliche Infrastruktur nehmen wird.

## Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einführung.....</b>	<b>11</b>
1.1	Hamburg - A Dynamic Underground - Das HADU-Projekt.....	13
1.2	Problemstellung und Zielsetzung.....	13
1.3	Gliederung der Arbeit und thematische Abgrenzung.....	16
1.4	Organisatorisches und Geländearbeit.....	17
1.4.1	Genehmigungen, Information und Sicherheit.....	17
1.4.2	Ausrüstung, Datenaufnahme und Probenbeschaffung.....	18
1.4.3	Beschaffung und Nutzung von Luftbildinformationen.....	18
1.5	Partnerprojekte und Kooperationen.....	19
<b>2</b>	<b>Geologischer Überblick und Regionale Geologie.....</b>	<b>20</b>
2.1	Geologisch-geotektonischer Überblick von Perm bis Alttertiär.....	20
2.2	Das Tertiär im Norddeutschen Raum.....	24
2.2.1	Das Tertiär im Raum Hamburg.....	26
2.3	Das Quartär im Norddeutschen Raum.....	28
2.3.1	Das Quartär im Raum Hamburg.....	31
2.4	Die Entwicklung des Othmarschen-Langensfelde Diapirs (OLD) und benachbarter Salzstrukturen.....	36
<b>3</b>	<b>Betrachtung spezieller geologischer Prozesse und Strukturen.....</b>	<b>41</b>
3.1	Salzdiapirismus – Halokinese, Epirogenese und Halotektonik.....	41
3.2	Verkarstung, Subrosion, Subsidenz und Erdfalltypen.....	43
3.2.1	Verkarstung und Subrosionsprozesse.....	43
3.2.2	Verkarstung - Chloritkarst.....	46
3.2.3	Verkarstung - Sulfatkarst.....	47
3.2.4	Verkarstung - Karbonatkarst.....	49
3.2.5	Subsidenz und Ausbildung unterschiedlicher Erdfall-Typen.....	50
3.3	Glazigen, postglazial und anthropogen gebildete Hohlformen.....	59
3.3.1	Toteis.....	59
3.3.2	Weitere glazigen und postglazial gebildete Hohlformen.....	65
3.3.3	Anthropogen gebildete Hohlformen.....	66
<b>4</b>	<b>Das Arbeitsgebiet.....</b>	<b>67</b>
4.1	Geographische Beschreibung des Arbeitsgebiets.....	67
4.2	Geomorphologie des Arbeitsgebietes.....	68
4.3	Rekonstruktion von fließenden und stehenden Gewässern.....	70
4.3.1	Oberflächendrainage.....	71
4.3.2	Teiche und Seen.....	72
4.4	Beschreibung der oberflächennahen geologischen Verhältnisse.....	73
4.5	Nachweis und Dokumentation von Verkarstung.....	75
4.6	Bewegungen im Höhenpunktnetz.....	75
<b>5</b>	<b>Auswertung von Bohrdaten.....</b>	<b>77</b>
5.1	Das mehrdimensionale Bohrdatenmodell.....	77
5.1.1	Quantität und Qualität.....	77
5.1.2	Bewertung eines Flächen- oder Raummodells.....	78
5.1.3	Anforderungen an ein Modell und Auswahl des Interpretationsraumes.....	79
5.1.4	Abschätzung von Volumen und Mächtigkeiten.....	80

<b>5.2 Auswertung der Bohrdaten des Arbeitsgebietes.....</b>	<b>80</b>
5.2.1 Aufbereitung der Bohrlochdaten.....	81
5.2.2 Bewertung des Datensatzes.....	81
5.2.3 Interpolationsmethoden und Fehlerbetrachtung.....	83
5.2.4 TOPO10-Modell vs. BP-Modelle ( <i>Nearest Neighbor, Kriging, Natural Neighbor</i> ).....	84
5.2.5 Betrachtung von Flächenmodellen und Mächtigkeiten verschiedener Sedimente.....	93
<b>5.3 Korrelation verschiedener Sedimentmodelle.....</b>	<b>100</b>
5.3.1 Korrelation der Tiefenanomalien unterschiedlicher Sedimentmodelle.....	100
5.3.2 Korrelation von Tiefenanomalien der Sedimentmodelle mit Torfvorkommen.....	102
<b>5.4 Analyse der unterschiedlichen Torfe innerhalb der Bahrenfelder Senke.....</b>	<b>103</b>
<b>5.5 Analyse von Neigungswinkeln der einzelnen Modellflächen.....</b>	<b>105</b>
<b>5.6 Die Entwicklung der Bahrenfelder Senke.....</b>	<b>108</b>
<b>6 Seismische Stratigraphie und strukturelle Interpretation von Hohlformen mittels Georadar.....</b>	<b>113</b>
<b>6.1 Seismische Stratigraphie.....</b>	<b>113</b>
<b>6.2 Strukturgeologische Interpretation seismischer Daten.....</b>	<b>115</b>
6.2.1 Definitionen von Primärstrukturen und Sekundärstrukturen.....	115
6.2.2 Abbruchkanten.....	117
6.2.3 Rutschungen.....	118
6.2.4 Verbogene Reflektoren und flexurartige Strukturen.....	120
<b>6.3 Bathymetrische Vermessung von Hohlformen.....</b>	<b>121</b>
<b>6.4 Interpretation und Anatomie von Erdfällen.....</b>	<b>123</b>
6.4.1 Anatomie des <i>dropout</i> -Typs / <i>collapse</i> -Typs in der Radarsektion.....	125
6.4.2 Anatomie des <i>suffosion</i> -Typs in der Radarsektion.....	127
<b>6.5 Interpretation und Anatomie von Toteislöchern im Radargramm.....</b>	<b>130</b>
<b>6.6 Abgrenzung weiterer Hohlformen gegenüber Kollapsstrukturen und Toteislöchern.....</b>	<b>132</b>
6.6.1 weitere Hohlformen geogenen Ursprungs.....	133
6.6.2 Hohlformen anthropogenen Ursprungs.....	134
<b>7 Detailanalyse einzelner Hohlformen.....</b>	<b>135</b>
<b>7.1 Struktur BS-9.....</b>	<b>135</b>
7.1.1 Widerstandsgeoelektrik.....	137
7.1.2 Georadar.....	138
7.1.3 Ergebnisse der bathymetrischen Vermessung.....	139
7.1.4 Vermessung der Primärstrukturen.....	140
7.1.5 Vermessung sekundärer Bewegungsflächen.....	141
7.1.6 Beschreibung der peripheren Strukturbereiche.....	142
7.1.7 Deformationsstil.....	142
7.1.8 Auswahl der Bohrlokalität und Auswertung von Bohrdaten.....	144
7.1.9 Klassifizierung und Genese.....	144
<b>7.2 Struktur BS-8.....</b>	<b>146</b>
7.2.1 Ergebnisse der bathymetrischen Vermessung.....	147
7.2.2 Vermessung der Primärstruktur.....	148
7.2.3 Vermessung sekundärer Bewegungsflächen.....	149
7.2.4 Bearbeitung der peripheren Strukturbereiche.....	150
7.2.5 Deformationsstil.....	150
7.2.6 Auswahl der Bohrlokalität und Auswertung von Bohrdaten.....	151
7.2.7 Klassifizierung und Genese.....	154
<b>7.3 Struktur BS-12 und BS-16.....</b>	<b>155</b>
7.3.1 Widerstandsgeoelektrik.....	156
7.3.2 Georadar.....	158
7.3.3 Ergebnisse der bathymetrischen Vermessung.....	159
7.3.4 Vermessung der Primärstrukturen.....	159
7.3.5 Vermessung sekundärer Bewegungsflächen.....	160
7.3.6 Beschreibung der peripheren Strukturbereiche.....	160
7.3.7 Deformationsstil.....	161
7.3.8 Auswahl der Bohrlokalitäten und Auswertung von Bohrdaten.....	163
7.3.9 Klassifizierung und Genese.....	165

<b>7.4 Struktur FS-2</b> .....	<b>166</b>
7.4.1 Ergebnisse der bathymetrischen Vermessung.....	167
7.4.2 Georadar.....	168
7.4.3 Vermessung des Zentralbereiches.....	169
7.4.4 Vermessung der Strukturränder.....	169
7.4.5 Beschreibung des peripheren Strukturbereichs und des Senkenrandes.....	173
7.4.6 Deformationsstil.....	174
7.4.7 Auswahl der Bohrlokalitäten und Auswertung von Bohrdaten.....	176
7.4.8 Datierung.....	178
7.4.9 Klassifizierung und Genese.....	178
<b>7.5 Struktur BS-14 und ZN-2</b> .....	<b>181</b>
7.5.1 Georadar.....	181
7.5.2 Beschreibung der Hohlform BS-14 im Radargramm.....	182
7.5.3 Beschreibung der Hohlform ZN-2 im Radargramm.....	183
7.5.4 Klassifizierung und Genese.....	185
<b>8 Strukturkarte und Geogefahrenanalyse</b> .....	<b>186</b>
<b>8.1 Die Strukturkarte des Arbeitsgebiets</b> .....	<b>186</b>
8.1.1 Modellierung des Lösungsherds.....	186
8.1.2 Tektonische Strukturen.....	188
8.1.3 Morphologische Senken.....	191
8.1.4 Hohlformen.....	191
8.1.5 Hanginstabilitäten.....	192
<b>8.2 Das Strukturregister der Hohlformen</b> .....	<b>192</b>
<b>8.3 Die Geogefahrenkarte</b> .....	<b>192</b>
8.3.1 Die modifizierten Gefährdungskategorien.....	193
8.3.2 Abgrenzung von Flächen unterschiedlicher Erdfallgefährdung im Arbeitsgebiet.....	195
<b>8.4 Der Lösungsherd und Verkarstungsstrukturen an der Geländeoberkante</b> .....	<b>198</b>
<b>8.5 Rezente Hebungs- und Senkungsgebiete im Bereich des südlichen OLD</b> .....	<b>201</b>
<b>9 Diskussion und Ausblick</b> .....	<b>204</b>
9.1 Multidisziplinäre Arbeitsansätze.....	204
9.2 Die geologische Entwicklung im Bereich des südlichen Othmarschen-Langenfelde Diapirs.....	209
9.3 Ausblick.....	212
Literaturverzeichnis.....	214
Danksagung.....	226
<b>Anhang:</b>	
<b>A - Geologische Profile, Bohrdaten</b>	I-V
<b>B - GPR- / MER-Survey-map, Register - Übersicht der Strukturen, Geogefahrenkarte 1 : 10.000</b>	VI-XIV
<b>C - Geoelektrische Verfahren</b>	XV-XLIX
<b>D - Georadarausrüstung, Prototypen: Schwimmkasten, Schaufelradadapter</b>	L
<b>E- Zeitliche- und räumliche Aufstellung von Erdfällereignissen innerhalb des Arbeitsgebiets</b>	LI



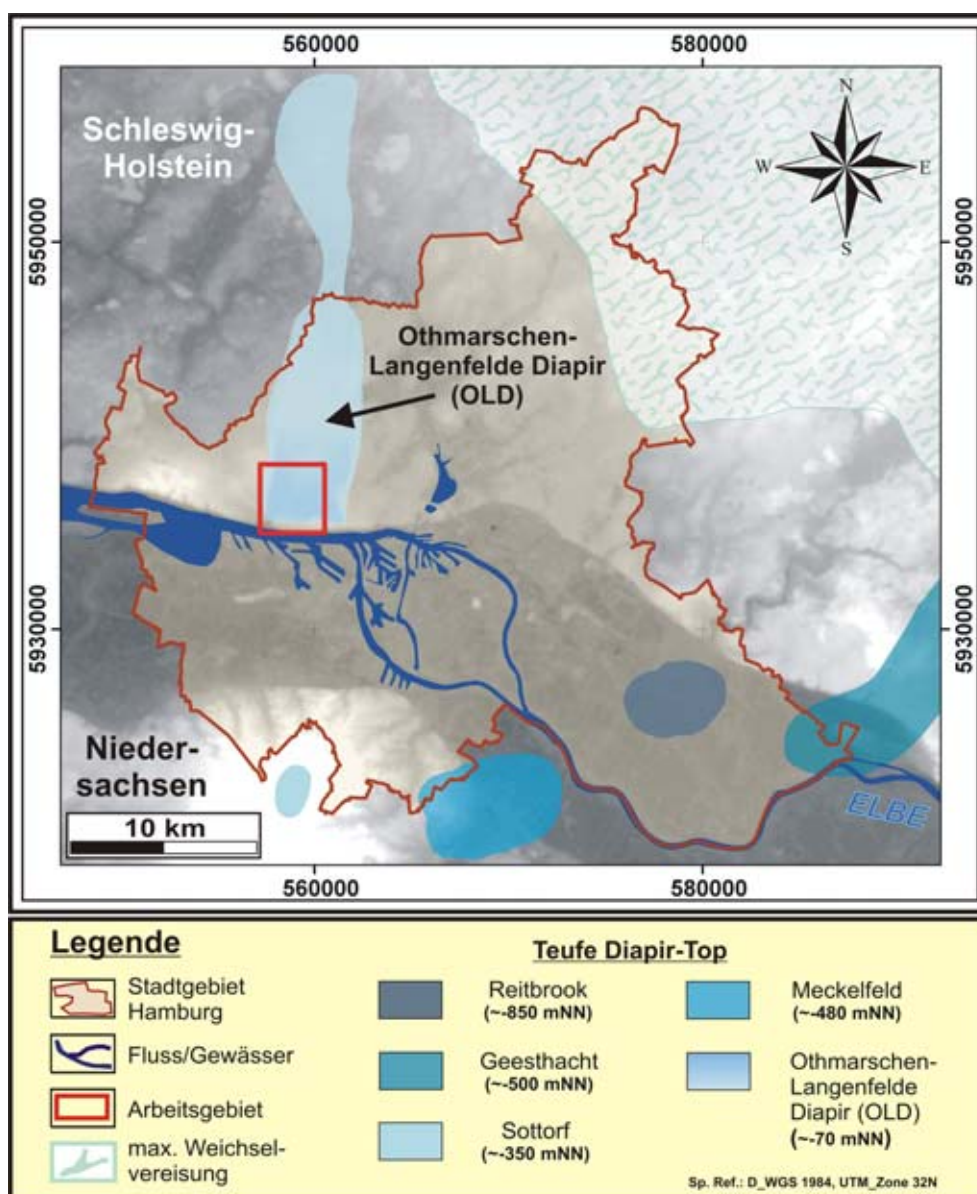
## 1 Einführung

Die heutigen Landschaftsformen und die oberflächennahen geologischen Verhältnisse im Bereich der Freien und Hansestadt Hamburg wurden vor allem durch den Wechsel von verschiedenen Vereisungsphasen und Warmzeiten während des Pleistozäns geprägt. Bis auf wenige Ausnahmen ist die Metropolregion von glazialen und postglazialen Ablagerungen des Quartärs überdeckt. Aufgrund der hohen Bohrungsdichte im Hamburger Raum ist die eiszeitliche Schichtenfolge bereits gut untersucht (z.B. Ehlers, 1995). Die Gesamtmächtigkeit der quartären Sedimente variiert deutlich und kann oberhalb der Hochlagen von Salzstöcken lediglich wenige 10er Meter betragen, während Füllungen angrenzender Elster-eiszeitlicher Rinnen (z.B. Ellerbeker Rinne) Mächtigkeiten von mehr als 300 m erreichen können. Diese Rinnen durchziehen den Untergrund und bilden ein subglaziales Entwässerungssystem, welches selbst die oberen tertiären Schichten durchschneidet. Zwischen den ältesten quartären Ablagerungen der Elster-Kaltzeit und den jüngsten erhalten gebliebenen Sedimenten des Tertiärs (pliozäne Kaolinsande) existiert eine Schichtlücke von mehreren Millionen Jahren (EHLERS, 1995). Ein Großteil des Hamburger Stadtgebiets wird heute von Grundmoränen- und Sanderflächen der Saale-Kaltzeit eingenommen, deren Eismassen sich weit über das heutige Elbtal nach Süden vorgeschoben hatten. Das Inlandeis des jüngsten Glazials, der Weichsel-Eiszeit, erreichte jedoch lediglich den Norden Hamburgs (Abb. 1.1). Endmoränen markieren im nordöstlichen Stadtgebiet entweder die äußerste Eisrandlage oder den Bereich eines Rückzugstadiums. Ein Großteil des Formenschatzes älterer glazigener Strukturen innerhalb des Stadtgebietes ist also nicht durch nachfolgende Eismassen überfahren und entsprechend überprägt worden. Vielmehr führten Dauerfroststadien mit zeitweiligem Auftauen der Böden zu krypturbater Durchmischung. Hangabwärts gerichtete Bodenverlagerungen von Fließerden und Ablagerung von Flugsanden überdeckten oder verfüllten reliktsche Strukturen älterer Vereisungsphasen. Dabei fungierten im Besonderen Hohlformen als Sammelbecken für periglaziale Fließerden sowie Schnee-Schmelzwasser-Sedimente (GRUBE, 1973).

Der tiefere Untergrund Hamburgs wird wie ein Großteil des Norddeutschen Raumes von Salzstrukturen in unterschiedlichen Teufen unterlagert. Von dem angrenzenden Bundesland Niedersachsen her erreichen die Salzstöcke Sottorf und Meckelfeld im Süden und die Salzstruktur Geesthacht im Osten das Hamburger Stadtgebiet. Durch die Förderung von Kohlenwasserstoffen war der Salzstock Meckelfeld von wirtschaftlicher Bedeutung, bis die Förderung 1993 eingestellt wurde. Die Prospektion auf Kohlenwasserstoffe und erste Gasfunde in Reitbrook-Curslack (Bergedorf) gehen auf das Jahr 1910 zurück ("Flamme von Neuengamme"). Die Förderung von Kohlenwasserstoffen eines der einstmals bedeutendsten Erdölfelder Deutschlands wurde hier 1997 vollkommen eingestellt. Aufgrund des wirtschaftlichen Interesses wurden diese Salzstrukturen weitgehend erkundet. Ein weiterer Salzdiapir im Hamburger Stadtgebiet erstreckt sich in Form einer Salzmauer mit seinen Hochbereichen von Othmarschen im Süden über Schnelsen bis ins schleswig-



holsteinische Quickborn im Norden. Im Gegensatz zu den bereits erwähnten Salzstrukturen, welche in Tiefenlagen zwischen -350 mNN und -850 mNN im Deckgebirge stecken geblieben sind, durchstechen in Quickborn und im Bereich Othmarschen sowie in Langenfelde strukturhohe Bereiche des Diapirs bzw. vom Salzstock mitgeschleppte triassische Evaporite die quartären Deckgebirgsschichten und erreichen praktisch die Erdoberfläche. Die Salzstruktur selbst hatte bis heute keinen wirtschaftlichen Nutzen, eine flächendeckende Datengrundlage liegt folglich nicht vor. Entsprechend gering sind die Kenntnisse über aktive Salztektonik, Salzbewegungen und Salzlösungen des Othmarschen-Langenfelde Diapirs und es ist ebenso wenig über deren Auswirkungen auf das Deckgebirge und die Infrastruktur bekannt.



**Abb. 1.1:** Übersichtskarte der Metropolregion Hamburg mit verschiedenen Salzdiapiren, maximalem Eisvorstoß der Weichselkaltzeit und der Lage des Arbeitsgebietes im Bereich des südlichen Othmarschen-Langenfelde Diapirs im Bezirk Hamburg Altona.



## 1.1 Hamburg - A Dynamic Underground - Das HADU-Projekt

Die vorliegende Dissertation wurde im Projekt Hamburg - A Dynamic Underground (HADU) im BMBF / DFG - Sonderprogramm GEOTECHNOLOGIEN: Erkundung, Nutzung und Schutz des unterirdischen Raumes durchgeführt. Die Koordination unterlag Prof. Dr. Claus-Dieter Reuther (Geol.-Pal. Inst. Universität Hamburg).

Die Schwerpunkte des HADU-Projekts liegen auf der Identifizierung und Bewertung flacher und tiefer Untergrundstrukturen im dicht bebauten Stadtgebiet. Untersuchungen im oberflächennahen Bereich wurden durch geoelektrische und geoelektromagnetische Verfahren sowie Flachbohrungen von dem Verbundpartner Geologie des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Hamburg durchgeführt. Eine Kartierung der Salzstruktur in größerer Teufe erfolgte mittels *ambient vibration* Technologien und gravimetrischen Methoden durch den Verbundpartner Geophysik der Universitäten Hamburg und Potsdam. Zur Archivierung, Verwaltung und Verknüpfung der unterschiedlichen Datensätze sollte ein projektinternes Datenmanagement-System dienen. Die Entwicklung und Implementierung dieses Systems war Aufgabe des Verbundpartners Technische Informationssysteme - Universität Hamburg.

Ziel des HADU-Projekts war (a) die Abgrenzung von Flächen unterschiedlicher Erdfallgefährdung innerhalb des Bezirks Altona in Hamburg, welcher von einem Salzdiapir unterlagert wird und (b) eine räumliche Modellierung und Darstellung der geologischen Strukturen in verschiedenen Maßstäben im Untergrund der Stadt Hamburg (REUTHER et al., 2007).

## 1.2 Problemstellung und Zielsetzung

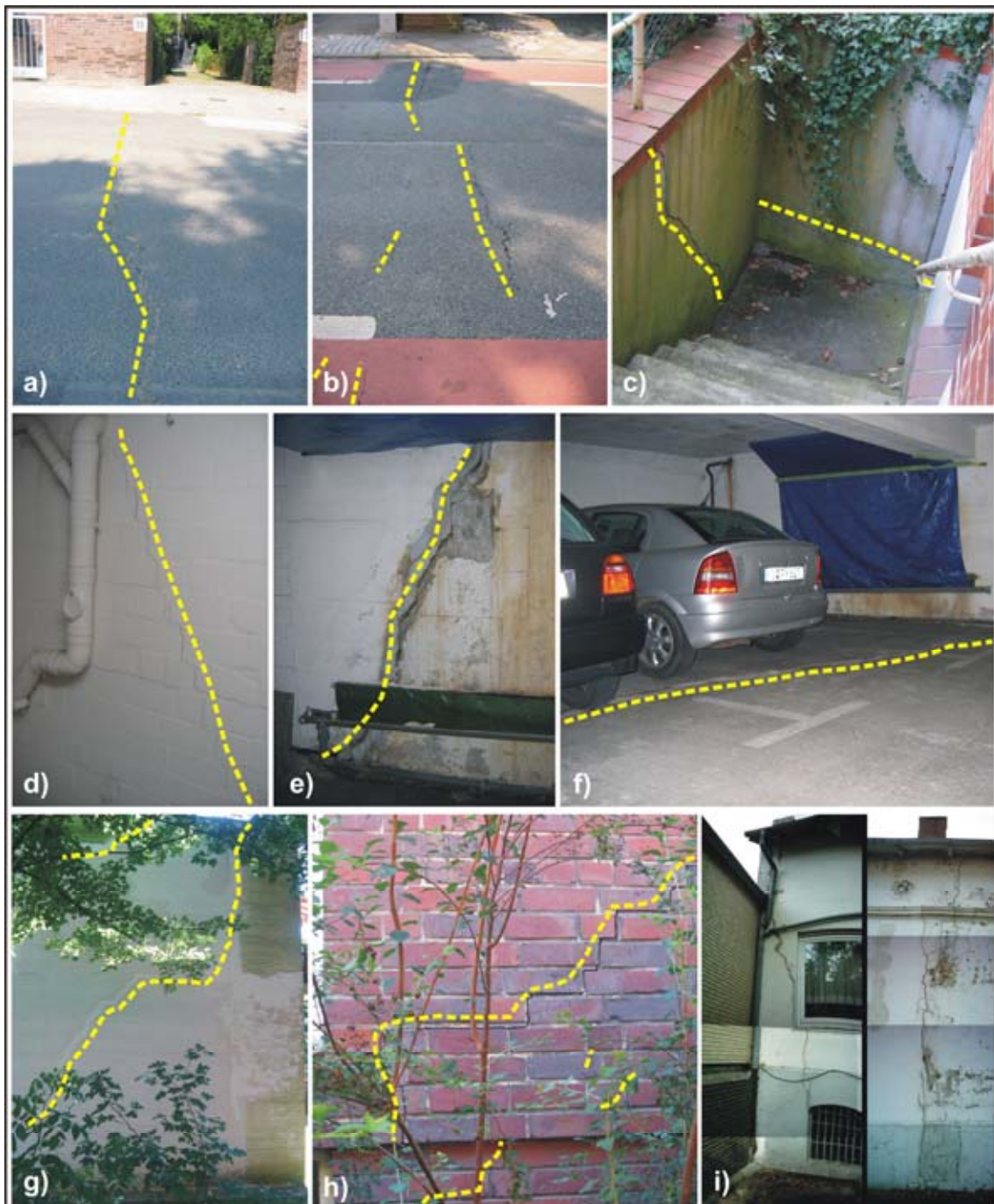
Die wissenschaftlichen Untersuchungen dieser Arbeit fokussieren ein Gebiet im Bezirk Hamburg Altona, welches geologisch von überwiegend quartären Sedimenten saale-eiszeitlicher Ablagerungen und glazigen gebildeten Hohlformen im oberflächennahen Untergrund geprägt ist. Diese Region umfasst die Ortsteile Othmarschen, Flottbek sowie Bahrenfeld und liegt in einer direkten Verschneidungszone mit dem strukturhohen Bereich des südlichen Othmarschen-Langenhofe Diapirs im tieferen Untergrund. Eine schriftliche Dokumentation verschiedener und zyklisch auftretender Erdfallereignisse innerhalb des Arbeitsgebiets, welche Lösungsprozessen (Subrosion) des Hutgesteins zugeschrieben werden und zu Verstürzen der Geländeoberkante führten, lassen sich bis in das Jahr 1760 zurückverfolgen. Aus historischen Karten lässt sich entnehmen, dass zu früheren Zeiten die Bebauung dieser Lokalitäten gemieden, und bauliche Maßnahmen und signifikante Veränderungen an der Geländeoberkante erst durch Mangel an Bauland der rasch wachsenden Stadt Altona ab dem 19. Jahrhundert vorgenommen wurden. Die künstlichen Veränderungen an der Geländeoberfläche durch Verfüllung, Einebnung und Überdeckung der oberflächennahen, geologischen Strukturen führte auch zur Maskierung der mit den verschiedenen geologischen Strukturen verbundenen bautechnischen Problemen. Die Lage und Größe lokaler Hohlformen wurde nicht dokumentiert. Die wenigen heute noch unberührten Depressionen an der Geländeoberfläche sind anhand ihres

Erscheinungsbildes nicht ohne Weiteres ihrem Ursprung zuzuordnen. Glazigen gebildete Toteislöcher sind also ohne detaillierte Untersuchungen von ruhenden Erdfallstrukturen oder anthropogen erschaffenen Oberflächensenken nicht zu unterscheiden. Während die Genese von Toteislöchern heute längst abgeschlossen ist und bis auf eine mögliche Kompaktion der Verfüllung und Setzungen an der Geländeoberkante keine Geogefahr von diesen Strukturen ausgeht, stellt die Entwicklung von Kollapsstrukturen durch Verkarstung im Untergrund eine kontinuierliche Geogefahr dar. Eine Reaktivierung oder Neubildung von Verkarstungsstrukturen ist grundsätzlich überall dort möglich, wo lösliche Gesteine und Lösungswässer zusammentreffen. Die Tatsache, dass in Verkarstungsstrukturen oberhalb der Salzstruktur Lieth in Schleswig-Holstein Eem-zeitliche Verlandungsfolgen erbohrt wurden, zeigt, dass diese Strukturen bereits seit mindestens 50000 Jahren aktiv sein können (NIEDERMAYER<sup>2</sup>, 1962, GRUBE, 1973). Die Entwicklung einer Kollapsstruktur vom Lösungsbereich bis hin an die Geländeoberkante, kann besonders in Regionen intensiver Überbauung verheerende Folgen für Infrastruktur und Bevölkerung haben. Die Abbildungen 1.2a bis i zeigen Schäden an Gebäuden und Infrastruktur, welche auf aktive dynamische Prozesse im Untergrund wie Kollapsbeben und Subsidenzereignisse zurückzuführen sind. Das letzte Einsturzbeben in Hamburg, dessen Intensität bis zum Zerspringen von Glasscheiben führte, erfolgte am 8. April 2000. Weniger intensive Erschütterungen sind bis in den April 2009 registriert worden.

Ziel dieser Arbeit ist die Charakterisierung und Darstellung von Flächen unterschiedlicher Geogefährdungen, verursacht durch verborgene Verkarstungsstrukturen im Untergrund. Hierfür ist die Aufnahme und Analyse des morphologischen und strukturellen Inventars verschiedener Tiefensektionen erforderlich, um die Genese einzelner Strukturen und die treibenden geologischen Prozesse im Untergrund des Arbeitsgebietes zu klären. Das Verständnis für die Dynamik, welche zwischen Lösungsgestein und Geländeoberfläche herrscht, lässt eine Bewertung einzelner Strukturen zu. Das Resultat dieser Arbeit soll ein stets zu aktualisierendes strukturelles Kataster in Textform und Karte sein, welches Flächen unterschiedlicher Geogefährdungskategorien über das Arbeitsgebiet voneinander abgrenzt und die Zusammenhänge und dynamischen Prozesse bis in Teufen des Lösungsraumes berücksichtigt.

Eine besondere Herausforderung während der Untersuchungen stellt die intensiv erschlossene Stadtregion dar. Die Evaluation des Untergrundes durch herkömmliche geologische Feldarbeit an Aufschlüssen ist zumeist nicht möglich, da geologische Strukturen unter einem engen Netz intensiver Überbauung verborgen liegen. Ein großer Flächenanteil ist in Privatbesitz, so dass die Erlangung der Begehungsbefugnis für die Durchführung von Untersuchungen einen großen zeitlichen Aufwand erfordert. Aktive geophysikalische Methoden sind lediglich eingeschränkt durchführbar. Störsignale der Großstadt, besondere Oberflächenbeschaffenheiten (Versiegelungen oder Bewehrungen) sowie Altlasten können die Messungen mit Hilfe zerstörungsfreier geophysikalischer Methoden negativ beeinflussen. Andererseits wird für viele bauliche

Maßnahmen, im Besonderen bei Großbauprojekten, eine Vielzahl einzelner ingenieurgeologischer Untersuchungen durchgeführt und bei der entsprechenden Behörde eingereicht und archiviert. Auf diese Weise entsteht ein großer Fundus flächendeckender geologischer Informationen, welcher für die geologische Bearbeitung einer urbanen Region von großem Wert sein kann.



**Abb. 1.2:** Auszug aus der Fotodokumentation beschädigter Infrastruktur durch Erdfälle; **a)** und **b)** versetzte Risse der Fahrbahnoberfläche als Teile gestaffelter Brüche; **c)** zerscherte Kellerwanne; **d)** stufenförmige Rissbildung durch die Verfugung einer Innenwand (Garage); **e)** zerscherte Betonwand einer Tiefgarage als Teil gestaffelter Bruchstrukturen; **f)** zerscherte Bodenplatte (Beton) einer Tiefgarage; **g)** und **h)** stufenförmige Rissbildung durch die Verfugung sowie den Klinker einer Außenwand; **i)** Rissbildung an der Fassade eines Hauses.

### 1.3 Gliederung der Arbeit und thematische Abgrenzung

In dem folgenden Kapitel 2 wird zunächst der strukturgeologische Rahmen des norddeutschen Raums beschrieben und im Speziellen eine Einführung in die regionale Geologie Hamburgs gegeben. Zum näheren Verständnis der in dieser Arbeit im Detail betrachteten Strukturen und der speziellen Prozesse, welche zu deren Ausbildung führen, werden entsprechende Grundlagen in Kapitel 3 erläutert. Die Grundlage des Konzeptes für eine zügige und kostengünstige Evaluation des Untergrundes im Arbeitsgebiet ist die ausführliche Recherche, Sichtung und Verarbeitung bereits vorhandener Datensätze. In Kapitel 4 werden geomorphologische Analysen und eine Rekonstruktion des Drainagesystems sowie lokaler Gewässer in Verbindung mit den lokalen und oberflächennahen geologischen Verhältnissen durchgeführt. Der umfangreiche Datensatz von Bohrlochinformationen entstammt dem Archiv des Geologischen Landesamtes Hamburg und wurde dem HADU-Projekt zur Verfügung gestellt. In Kapitel 5 werden diese Bohrdaten räumlich modelliert und auf unterschiedliche Fragestellungen hin analysiert. Erste Zwischenergebnisse dieser computergestützten Untergrundmodelle dienen der Planung und Ausführung der Geländekampagnen, welche größtenteils in den trockeneren Sommermonaten der Projektlaufzeit durchgeführt wurden. Neben ergänzenden Flachbohrungen und Sondierungen zum Bergen biogenen Materials für anschließende Altersdatierungen an Pollen kamen verschiedene geophysikalische Verfahren zum Einsatz und ermöglichten eine detaillierte strukturelle Analyse einzelner Hohlformen. Die neuen Erkenntnisse über den grundsätzlichen Aufbau verschiedener Strukturen im Radargram werden in Kapitel 6 ausführlich behandelt. Bewegungsmuster, genetische Merkmale sowie der anatomische Aufbau einzelner Strukturtypen dienen zur Charakterisierung sowie zur Abgrenzung glazigen gebildeter Hohlformen von Verkarstungsstrukturen oder anthropogenen Oberflächengestaltungen. Die Kombination diverser geologischer Arbeitsmethoden sowie Alterdatierungen an Pflanzenpollen, detaillierte Strukturanalysen und den bereits beschriebenen geophysikalischen Methoden wird exemplarisch für alle Hohlformen im Arbeitsgebiet anhand von vier Beispielen in Kapitel 7 vorgestellt. Diese vielseitigen Untersuchungen bilden die Grundlage für ein Bewertungsschema zur Einschätzung des Strukturtyps und führen zu einer Klassifikation einzelner Hohlformen. Für eine übersichtliche und kompakte Darstellung des strukturellen Inventars wurde ein Register erstellt, welches zusammen mit einer neuen Strukturkarte des Arbeitsgebietes als Grundlage für die Abgrenzung von Flächen unterschiedlicher Erdfallgefährdung dient. Diese Geogefahrenkarte basiert auf quantitativen und qualitativen Bewertungen der Strukturen und wird statistisch nach einer modifizierten Kategorisierung nach BÜCHNER 1991 in Kapitel 8 vorgestellt. Eine Projektion der verschiedenen Flächen unterschiedlicher Kategorien auf eine neue Modellfläche des Tops Lösungsgestein im tieferen Untergrund beleuchtet die Zusammenhänge dynamischer Prozesse zwischen Lösungsraum und Geländeoberkante. Auf diese Weise lassen sich Bereiche bevorzugter Lösung am Caprock darstellen. Die Ergebnisse werden mit einer aktuellen Arbeit zur satellitengestützten Vermessung von Hebungs- bzw. Senkungszonen im Bereich des

südlichen Othmarschen-Langenfelde Diapirs abgeglichen. In Kapitel 9 werden die Stärken und Schwächen der angewendeten Verfahren hervorgehoben. Um die neuen Erkenntnisse des geologischen Untergrundes dieser Arbeit nicht nur in einen Bezug zu einem potentiellen Georisiko durch Verkarstung zu setzen, wird ein einfaches geologisches Modell der Entwicklung des Arbeitsgebietes zur Diskussion gestellt. Der Abschluss dieser Arbeit findet sich in einem kurzen Ausblick in Form einer Empfehlung für noch ausstehende Arbeiten, welche zum weiteren Verständnis der im Untergrund ablaufenden Prozesse führen können.

Um die wissenschaftlichen Ziele dieser Arbeit klar darzustellen, ist eine Abgrenzung von thematisch verwandten Themen unabdingbar: Es wird ausdrücklich hervorgehoben, dass hier weder Baugrunduntersuchungen durchgeführt, noch bautechnische Maßnahmen in erdfallgefährdeten Gebieten im ingenieurgeologischen Sinne vorgenommen wurden. Die Ausarbeitung statisch-konstruktiver Baumaßnahmen, Stabilisierung des Untergrundes sowie die langzeitliche Überwachung (*monitoring*) von Oberflächenbewegungen wird der Vielzahl von kommerziellen Anbietern überlassen, bzw. bleibt anderen Projekten vorbehalten. Es werden keinerlei Lösungen zur Erdfallproblematik in urbanen Gebieten angeboten.

Bei der Darstellung von Privatgrundstücken in unmittelbarer Nähe von geologischen Strukturen, von Schäden an Privatgebäuden sowie an der Infrastruktur, handelt es sich nicht um eine Schadenskartierung unter Abschätzung wirtschaftlicher Aspekte, welche durch aktive Erdfälle entstehen könnten. Ebenso wenig werden hier zeitliche oder räumliche Vorhersagen oder Wahrscheinlichkeiten von geologischen Ereignissen vorgenommen. Diese Arbeit ist also nicht als Georisikoanalyse zu verstehen.

## **1.4 Organisatorisches und Geländearbeit**

### **1.4.1 Genehmigungen, Information und Sicherheit**

Vor einer Geländekampagne wurden zunächst Genehmigungen zur Durchführung geologischer und geophysikalischer Untersuchungen bei den entsprechenden Stellen eingeholt. In urbanen Bereichen ist dies sehr aufwendig, da Messungen über lange Profile das Betreten von Flächen verschiedener Verwaltungsdirektionen oder Privatbesitzern bedeutet. Das HADU-Projekt wurde hierbei von den lokalen Ämtern, den im Arbeitsgebiet ansässigen Firmen und vor allem von der Bevölkerung von Bahrenfeld, Othmarschen und Flottbek unterstützt. Die Anträge zum Betreten von Grundstücken lagen in schriftlicher Form vor und standen immer in einem direkten Bezug zu einem Lageplan oder einer Messfeldskizze. Durch eine vollständige Genehmigungsbitte und genaue Kenntnisse über die Messbedingungen vor Ort wurde nicht nur ein reibungsloser Ablauf der Geländearbeit garantiert, sie diente vor allem dem Schutz des Messpersonals und der Vermeidung von Beschädigungen an den Messgeräten. Waren Bohrarbeiten geplant, so war die Lage der Bohrpunkte zuvor festzulegen und durch den Kampfmittelräumdienst freizugeben.

#### 1.4.2 Ausrüstung, Datenaufnahme und Probenbeschaffung

Für die Durchführung der Geländearbeit stand häufig der institutseigene VW-Kleinbus zum Transport von Personal und Arbeitsgerät zur Verfügung. Bei der Georadaranlage handelt es sich um eine SIR-3000. Diese sowie die Antennen verschiedener Frequenzen (100, 200 und 400 MHz) sind Produkte der Firma GSSI und gehören dem Geologischen Institut der Universität Hamburg. Eine 100 MHz-Antenne sowie ein Messrad wurden durch HADU-Projektmittel finanziert. Weitere Hilfsmittel wie Bohr- und Ziehgeräte sowie mobiles GPS gehören ebenfalls dem Institut. Zur Überprüfung von Daten und für vorläufige Auswertungsarbeiten bereits im Gelände stand ein über das HADU-Projekt finanzierter Geländecomputer (GOBOOK 3) der Firma ITRONIX zur Verfügung. Für die Datenaufnahme von geoelektrischen Widerstandsmessungen wurde der Anlagentyp SYSCAL Junior verwendet. Diese Anlage verfügt über 48 Multi-Elektroden und wurde von dem Geophysikalischen Institut der Universität Karlsruhe ausgeliehen. Ein Tachymetertheodolit (Zeiss SM 4) und ein differentielles GPS (Thales Navigation ProMark2) zum Einmessen von geophysikalischen Profilen, Messfeldern und der Geländetopographie entstammen den Gerätebeständen des geophysikalischen Instituts der Universität Hamburg. Bohrkerne wurden in so genannten *linern* aus Kunststoff gezogen und konserviert. Beprobungen der Kerne erfolgten über herkömmliche medizinische Spritzen, welche an ihrer Oberseite aufgeschnitten sind. Langfristig wurden weitere Proben in spezielle Kunststofftüten oder Kisten verpackt und bis zur endgültigen Auswertung gekühlt gelagert.

#### 1.4.3 Beschaffung und Nutzung von Luftbildinformationen

Die in dieser Arbeit genutzten Luftbilder (Hamburgs amtliche Karten; Hamburg aus der Luft) wurden in CD-Format von der Behörde der Freien und Hansestadt Hamburg – Baubehörde / Amt für Geoinformation und Vermessung - käuflich erworben.

Dieser Datensatz enthält:

- Satellitenbildkarte von Hamburg im Maßstab 1 : 60000
- Topographische und infrastrukturelle Informationen, Luftbildkarten von Hamburg im Maßstab 1 : 5000

Die Luftbilder leisteten nicht nur während der Projektvorbereitungsphase im Jahr 2004 bei der Koordination einzelner Geländekampagnen gute Dienste, sondern erwiesen sich im Verlauf der gesamten Projektzeit als unverzichtbar für die Planung jedes einzelnen Geländeeinsatzes. Mit Hilfe dieses Datensatzes konnten Messfelder, Profillinien und Basispunkte festgelegt werden, Hindernisse ausgeschlossen oder berücksichtigt und Zuwegungen bereits im Vorfeld jeder Untersuchung erkundet werden. Einige Bereiche des Arbeitsgebietes konnten von vornherein für Messeinsätze wegen besonders starker Überbauung in Wohn- oder Industriegebieten bzw. anderer topographischer Besonderheiten (z.B. Autobahnen, Tunnel, Hochspannungsleitungen etc.) ausgeschlossen werden. Hieraus ergab sich eine große Zeitersparnis und sicheres sowie gezieltes Vorgehen im Gelände.

## 1.5 Partnerprojekte und Kooperationen

Innerhalb des Teilprojektes Geologie wurden neben geologisch-/geophysikalischen Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes auch exemplarisch Altersdatierungen an biogenen Verfüllungen der Hohlformen mittels Pollenanalysen durchgeführt. Für die Durchführung dieser Arbeiten wurde Dr. Björn Rickert beauftragt. In dieser Arbeit wird auf die projektinternen Ergebnisse der Altersdatierungen direkt eingegangen. Die Sondierungsarbeiten zur Bergung von Probenmaterial wurden vom Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein (LLUR) mit einer Bohranlage und Personal unterstützt. Weiteres Personal stellte die Behörde für Stadtentwicklung und Umwelt - Geologisches Landesamt - der Freien und Hansestadt Hamburg.

Das Teilprojekt Geophysik hat im Verlaufe der Projektzeit die Salzstruktur Othmarschen-Langenfelde innerhalb der Grenzen des Stadtgebietes durch passive seismische Verfahren und gravimetrische Methoden kartiert. Auch auf diese Projektdaten wird direkt Bezug genommen.

Die Behörde für Stadtentwicklung und Umwelt der Freien und Hansestadt Hamburg - das Geologische Landesamt stellte dem HADU-Projekt als Kooperationspartner einen umfangreichen Datensatz zur Verfügung. Dieser umfasst:

- Geologisches Kartenmaterial und geologische Profilschnitte
- Historisches Kartenmaterial (topographische Karten)
- Auswertung von Höhennetzdaten des Arbeitgebietes
- Bohrpunkte, Bohrsäulen, Bohrdaten-Tabellen
- Geologische Informationen im GIS-Format

Daten im GIS-Format sind in der Regel nicht auf Publikationen zu beziehen und somit nicht direkt zitierbar. In dieser Arbeit wird verwendetes digitales Datenmaterial aus dem Archiv des Geologischen Landesamtes Hamburg mit: „Quelle der thematischen Informationen: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg“ zitiert. Als Vertreter des Projektes Terrafirma im Rahmen des EU/ESA-Programmes „Global Monitoring of Environment and Security“ (GMES) konnte mit Herrn Dr. F. Kühn und Herrn Dr. U. Schäffer von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) ein weiterer Partner für das HADU-Projekt gewonnen werden. Zielstellung von Terrafirma ist die Erprobung und die Einführung des PS-InSAR-Verfahrens als operationell einsetzbare Methode für die verlässliche Erkennung von feinsten Geländebewegungen unterschiedlichster Ursachen. Dem HADU-Projekt wurden in dieser Kooperation einzelne Messpunkte und Zwischenergebnisse der Vermessungen oberhalb des Othmarschen-Langenfelde Diapirs bereitgestellt. Diese lieferten ergänzende Informationen über Bereiche lokaler und rezenter Oberflächenbewegungen und dienen als unabhängige Referenz zu den Messdaten dieser Dissertationsarbeit.

## 2 Geologischer Überblick und Regionale Geologie

Dieses Kapitel soll einen kurzen Überblick über die geologische und tektonische Evolution des Norddeutschen Raumes ab dem Perm bis heute geben. Durch deren Verständnis lassen sich strukturelle und fazielle Ausbildungen lokalgeologischer Gegebenheiten des Arbeitsgebietes in Hamburg in den geologischen Gesamtzusammenhang Norddeutschlands setzen. Im Besonderen soll die geologische Entwicklung und die geographische Lage der permischen Becken und die Entstehung der Salzlager in Norddeutschland herausgestellt werden. Außerdem wird detailliert auf die Genese und die Verteilung der jüngeren Formationen des Tertiär und des Quartär eingegangen. Diese bilden das häufig diskordant auf älteren Formationen gelagerte Deckgebirge innerhalb des Arbeitsgebietes.

### 2.1 Geologisch-geotektonischer Überblick von Perm bis Alttertiär

Das zentraleuropäische Beckensystem wird von einzelnen paläozoischen Basementblöcken unterlagert, welche intern keine Deformationen zeigen (KOCKEL, 2002). Die Entwicklung dieses Beckensystems begann bereits im Oberkarbon/Unteren Perm (Rotliegend) mit der Ablagerung grobkörniger alluvialer und vulkanoklastischer Sedimente. Nördlich des Variszischen Orogens im Bereich Norddeutschlands und der Nordsee entstanden während des frühen Perms zwei WNW-streichende Sedimentationszentren, das Nördliche und das Südliche Permbecken. Den zentralen Bereich des Südlichen Permbeckens bildete das Norddeutsche Becken. Die älteren SW-NO streichenden oberkarbonischen Senken des variszischen Vorlandbeckens werden als eine Flexur der Kruste in Folge der variszischen Orogenese interpretiert. Diese ist vergleichbar mit der Flexur der heutigen Süddeutschen Kruste, welche sich auf Grund der Auflast der Alpen ausbildete. Die Entwicklung der permischen Becken werden von verschiedenen Autoren als das Resultat von *Rift*-Prozessen gesehen (BACHMANN & GROSSE, 1989). Andere Autoren postulieren Plattenabscherungen und thermal bedingte Ausdünnung im Bereich Mantel und Lithosphäre als Auslöser der Beckenbildung. Während des stephanisch-frühpermischen tektono-magmatischen Impulses hatten die auslösenden Faktoren eine Destabilisierung der Krusten-Mantelgrenze induziert (ZIEGLER, 1988, 1990; VAN WEES et al., 2000; ZIEGLER et al., 2004). Das extensive tektonische Regime während der Rotliegend-Zeit wurde von weit verbreiteten magmatischen und vulkanischen Aktivitäten begleitet. Im anschließenden *post-rift* Stadium kam es zur thermalen Subsidenz und Ablagerung klastischer Sedimente. Neben roten Sandsteinen, Konglomeraten und Tonsteinfolgen bildeten sich Wüstenablagerungen wie Wadisedimente, aber auch äolische Sanddünen in dem ariden, wüstenhaften Klima aus. In Norddeutschland im Unter-Elbgebiet und in der südlichen Nordsee hatte sich im südlichen Permbecken ein Salzsee gebildet (Abb. 2.1). In dessen zentralen Bereich wurden Wüstensee- und Sabkha-Sedimente abgelagert, welche in Wechsellagerung mit Salzlagen vorkommen. Die Rotliegendesalze (überwiegend Steinsalz und Anhydrit) unterscheiden sich in ihrer

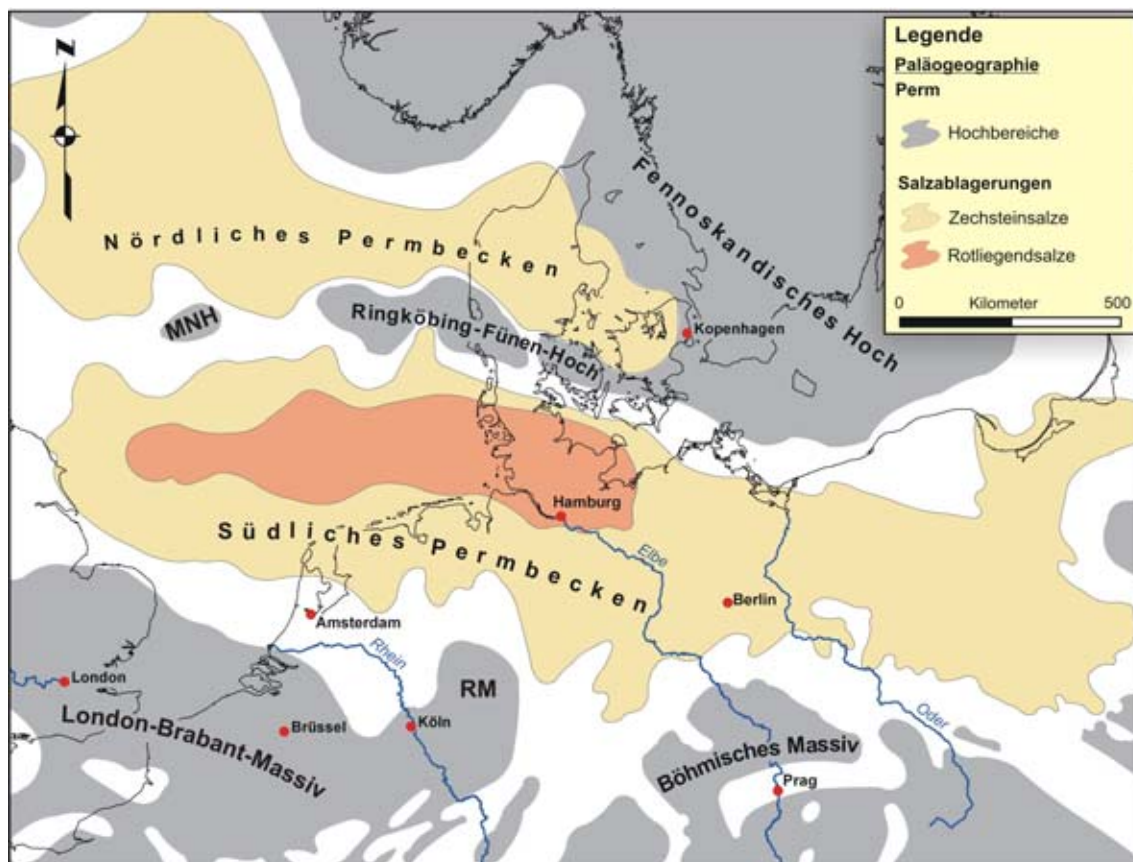


Spurenchemie von rein marinen Salzen (LEGLER et al. 2005; MAZUR et al., 2005; BRINK et al., 1990).

Während des Zechsteins ist die Bildung des Epikontinentalbeckens nahezu abgeschlossen. Es kam zur Transgression des Zechsteinmeeres, welches in Mitteleuropa drei großen Senkungszone folgt, dem nördlichen Zechsteinbecken, dem südlichen Zechsteinbecken und der hessischen Senke. Die Ablagerung des Zechsteins erfolgte während fünf Teiltransgressionen, die durch Regressionsperioden unterbrochen wurden. Das Meerwasser wurde innerhalb dieser Zyklen eingedampft, so dass es zu mächtigen Sedimentationen in Form von Evaporitfolgen kam. Im Norddeutschen Becken unterscheidet man fünf Hauptablagerrungszyklen, welche nach verschiedenen Typlokalitäten bezeichnet werden:

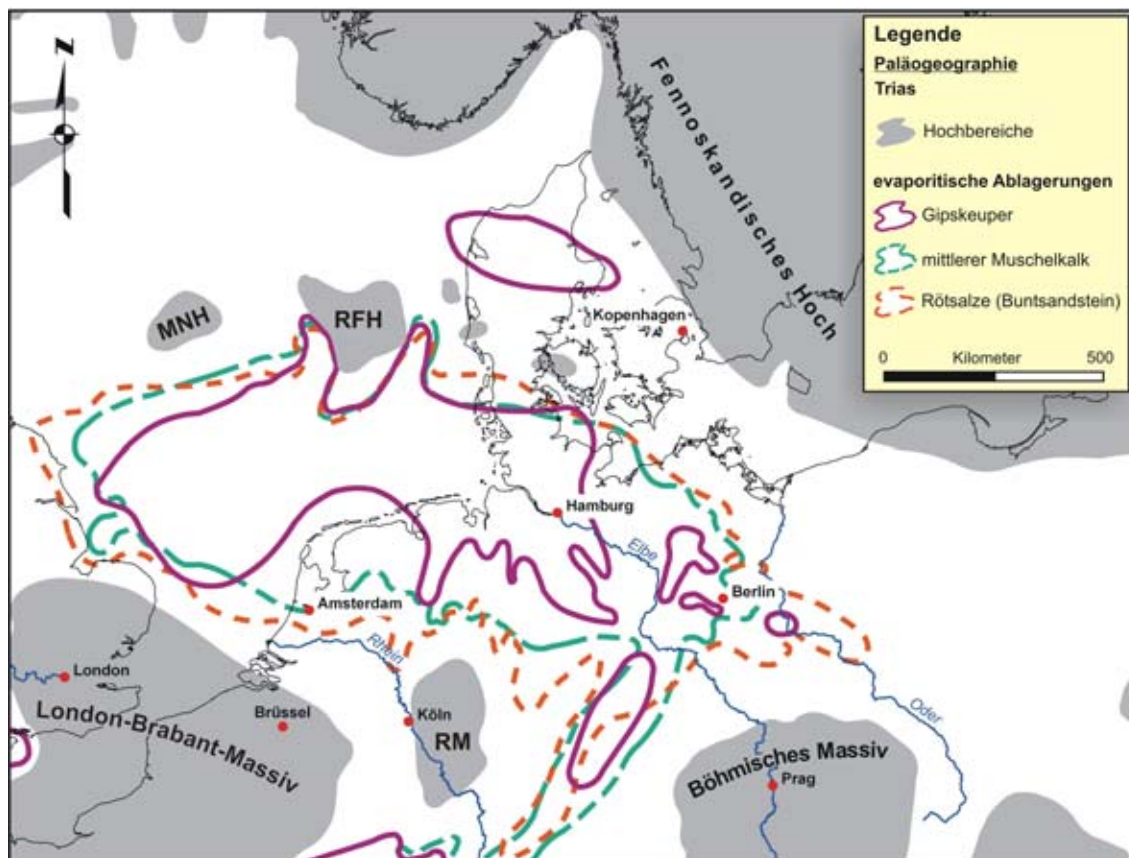
- z1: Werra (Mansfelder Kupferschiefer)
- z2: Stassfurt
- z3: Leine
- z4: Aller
- z5: Ohre

Abbildung 2.1 zeigt die geographische Verbreitung permischer Salzablagerungen und die Ausbreitung von Hochbereichen im Erosionsniveau (nach ZIEGLER, 1990).



**Abb. 2.1:** Paläogeographie zur Permzeit; mit MNH=mittleres Nordsee-Hoch, RM=Rheinisches Massiv (modifiziert nach ZIEGLER 1990).

Während der Trias hielt der differenzierte Absenkungstrend kontinuierlich an. Die Subsidenz steht in Verbindung mit dem neu initiierten Stressfeld des sich entwickelnden Nordsee-Rift Systems. Infolgedessen bildete sich im westlichen Zentraleuropäischen Becken ein N-S streichendes System von Grabenstrukturen und Trögen (z.B. Zentralgraben, Horn Graben, Glückstadt Graben) aus, welches eine E-W gerichtete Extension widerspiegelt (BETZ et al., 1987; ZIEGLER, 1990). Die neu entstandenen Becken zeigten besonders ab dem Keuper hohe Absenkungsraten und überprägten das parallel verlaufende Norddeutsche Becken. Die sedimentären Ablagerungen der Triaszeit sind geprägt durch das Wechselspiel von Meeresspiegelschwankungen, klastischen kontinentalen Einträgen und der allgemeinen Subsidenz. In Norddeutschland kam es während des Buntsandsteins zunächst zu kontinentalen klastischen Einträgen in die Becken, während zwischen Anisium und Ladinium Karbonate und Evaporite des Muschelkalks überwogen. Vom Karnium bis Norium herrschten Playa- und Flachwasserablagerungen mit zeitweiligen kontinentalen Einflüssen vor. Weite Bereiche zwischen Schleswig-Holstein und den Niederlanden wurden im mittleren Keuper, dem Gipskeuper, durch die erneute Ausbildung von Evaporiten und die Sedimentation von roten, tonigen Sedimenten geprägt. Im Gebiet der unteren Elbe und im südlichen Nordseebecken lagerte sich neben dem namensgebenden Gips auch Steinsalz ab (FAUPL, 2000, HENNINGSEN UND KATZUNG, 2002). Weiter nördlich im Bereich der Nordsee zwischen Dänemark und Schottland herrschten kontinentale Ablagerungsbedingungen vor (Abb. 2.2).

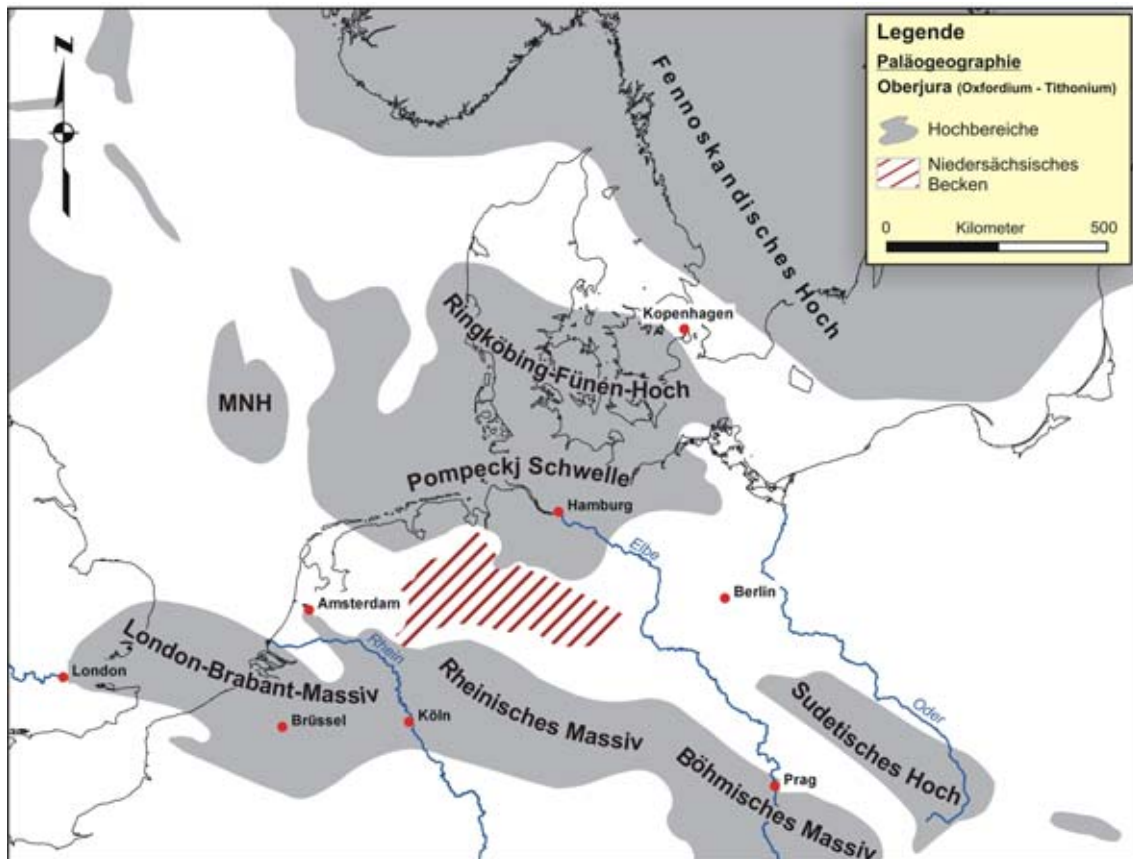


**Abb. 2.2:** Paläogeographie zur Triaszeit; mit MNH=mittleres Nordsee-Hoch, RM=Rheinisches Massiv, RFH=Ringköbing-Fünen-Hoch; (modifiziert nach ZIEGLER 1990).

Mit einem zyklischen Meeresspiegelanstieg im beginnenden Jura kam es zur Transgression. Die Wasserzufuhr erfolgte in den Norddeutschen Raum von der Arktischen See im Norden, der Tethys im Süden, dem Pariser Becken im Westen und der Hessischen Senke. Es bildete sich eine flach- bis vollmarine Fazies aus. Im Osten verzahnte diese mit der klastischen Polnisch-Baltischen Fazies, im Östlichen- und Westlichen Holstein-Trog wurden die unterjurassischen Posidonienschiefer abgelagert. Diese bilden das Muttergestein von Erdölvorkommen in Schleswig-Holstein. Eine untergeordnete Rolle spielten sandige Einträge in das Norddeutsche Becken von den Hochbereichen des Rheinischen- und des London-Brabant Massivs im Sinemur. Ein weiterer tektonischer Impuls erfolgte im mittleren Jura. Am Triple-Punkt des Zentralgrabens, des Viking-Grabens und des Moray Firth Störungssystems bildete sich eine großräumige thermal induzierte Hebungsstruktur, der *Central North Sea rift dome*, oberhalb eines vulkanischen Zentrums aus. Junge jurassische Ablagerungen wurden in den Hochbereichen der Nordsee und Schleswig-Holsteins erodiert. An den Randbereichen der Hochzone und in den flachen Küstenbereichen kam es zu kontinental-lakustrinen oder Deltaschüttungen. Von der deutschen Bucht aus und in weiten Teilen zwischen den Niederlanden und Polen überwogen flachmarine Ablagerungen. Zum Ende des mittleren Juras gingen die Krustendehnungen des Nordsee-*riffts* an seinem südlichen Ende in ein System von NW-SE streichenden rechts-lateralen Seitenverschiebungen über. Die aktiven Störungen führten zur Ausbildung weiterer Absenkungen in den West- und Zentral-Niederländischen Becken, dem Niedersachsen Becken, dem Sub-Herzynischen- und dem Altmark-Brandenburg-Becken. Parallel der progressiven Subsidenz der Becken wurde im Norden der Ringköbing-Fünen-Pompeckj Block und im Süden das London-Brabant-Rheinisch-Böhmische Massiv angehoben (Abb. 2.3).

Im Gegensatz zu den Schwellenregionen im Norden und Süden herrschten während des oberen Jura weiterhin marine Bedingungen in den Beckenbereichen vor. Dabei kam es im Niedersächsischen Becken zu mächtigen Akkumulationen (bis 1700 m) von Schiefen, Karbonaten, Sulfaten und Halit. Vom Ober-Jura bis zum Alttertiär stellte der nordwestdeutsche Block eine klassische Inversionsstruktur dar. Am Nordrand des Niedersächsischen Beckens, im nordwestlichen Abschnitt der Nordostdeutschen Senke bildete sich zwischen Oxfordium und Tithonium eine NE-SW streichende Hebungsstruktur aus, der Pompeckj Block (auch Pompeckj-Schwelle oder -Scholle). In den Hochbereichen fehlen die Ablagerungen des Oberen Juras völlig, es kam hier zu flächenhafter Erosion. Der Zeitraum vom Tithon bis Apt war südlich und nordwestlich des Pompeckj Blocks durch eine komplexe Becken- und Halbgrabenbildung mit hohen Sedimentationsraten gekennzeichnet. In den Randbereichen der Schwellenregion wurde Unterkreide lediglich geringmächtig ausgebildet und lückenhaft dokumentiert. Die unvollständige unterkretazische Abfolge von flachmarinen Sedimenten im Nordwesten und kontinental lakustrinen bis flachmarin klastischen Ablagerungen im Süden und Osten wurde transgressiv über unterschiedliche Einheiten des Jura abgelagert. Teilweise fehlen die Sedimente der Unterkreide völlig. Der Zeitraum zwischen Apt und Cenoman zeichnete sich durch relativ große tektonische Ruhe aus.

In dem gesamten norddeutschen Raum herrschten flachmarine Ablagerungsbedingungen. Die eigentliche Inversion erfolgte zwischen Turon und Campan. Frühere Hochgebiete (Pompeckj Block, Münsterländer Block) wurden zu Beckenrandtrögen mit hohen Sedimentmächtigkeiten, das ehemalige Depotzentrum (Niedersächsisches Becken) zu Hochgebieten ins Erosionsniveau invertiert. Im Norddeutschen Raum wurden dabei überwiegend flachmarine Karbonate abgelagert. Im Maastricht schließlich erfolgte eine allgemeine Hebung, welche bis ins Alttertiär andauerte.



**Abb. 2.3:** Paläogeographie im Oberjura; mit MNH=mittleres Nordsee-Hoch; (modifiziert nach Ziegler 1990).

## 2.2 Das Tertiär im Norddeutschen Raum

Während des Tertiärs bildeten sich im Norddeutschen Raum Mulden, Tröge und Becken aus, in denen überwiegend marine und limnisch-fluviatile Sedimente abgelagert wurden. Innerhalb dieser Ablagerungen kam es häufig zur Ausbildung von Kohleflözen, welche heute bei ausreichender Mächtigkeit auch für den wirtschaftlichen Abbau genutzt werden können (Helmstedt, Niederrhein). Der Oberrheingraben, das Mainzer Becken, das alpine Molassebecken, die Niederrheinische Bucht, die Nordhessischen sowie die Niedersächsischen Senken gehören zu den wichtigsten tertiären Senkungszonen Deutschlands. Innerhalb des nordwestdeutschen Beckens



erreichen Tone und Sande des Tertiärs Mächtigkeiten von bis zu 3000 m (HENNIGSEN, 1986; SCHMITZ, 1994).

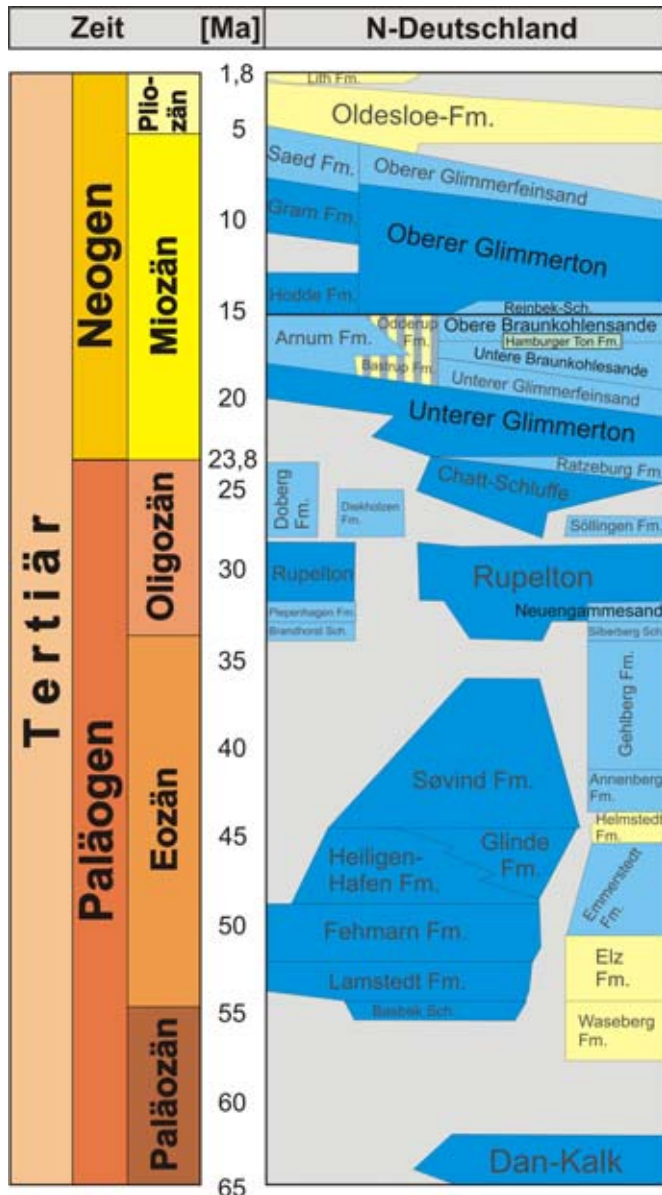


Abb. 2.4: Vereinfachte Einteilung des Tertiärs in Norddeutschland (modifiziert nach *Stratigraphic Table of Germany* (STG) 2002).

Nach einer ersten Inversionsphase während des Coniacium - Santonium (BALDSCHUHN et al., 1991), kam es während des mittleren Paläozäns zu einer zweiten Inversionsphase (*Lara-mide-Phase*), welche anhand invertierter Beckenfüllungen des Niedersächsischen Beckens, des West-Niederländischen Beckens und im Zentralgraben der Nordsee nachgewiesen werden konnte (BETZ et al., 1987; ZIEGLER et al. 1995). Dieses kompressive tektonische Regime wurde am Ende des Paläozäns unterbrochen. In dieser Phase transgredierte ein flaches Epikontinentalmeer bis über weite Bereiche des südlichen Niedersachsens (HINSCH UND ORTLAM, 1974). Erneut einsetzende Kompression während des späten Eozäns, des frühen Oligozäns und jüngeren Zeiten stehen in Verbindung mit der Entwicklung des Europäischen Riftsystems (*European Cenozoic rift system*) und mit den kompressiven Intraplattendefor-

mationen des nordwestlichen Alpenvorlandes. Während des Eozäns breitete sich das Meer erneut aus und erreichte seinen Ausbreitungshöhepunkt im Oligozän. Im mittleren Oligozän bestand eine Verbindung von der Nordsee über die Hessische Senke bis zum Mainzer Becken und den Rheingraben (GRAMANN, 1966). Mit der Regression des Meeres schloss sich diese Verbindung im oberen Oligozän wieder. Einzelne Transgressionsphasen mit ständig wechselnden Flachmeer-, brackischen-, und terrestrischen Bedingungen prägten das Miozän. Die Flüsse des fennoskandinavischen Schildes und der Baltischen Plattform im Norden und des Variszischen Gebirges im Süden transportierten seit dem frühen Miozän klastische Sedimente in das Nordwesteuropäische Becken. Zu dieser Zeit bildeten sich, bedingt

durch halokinetische Aktivitäten im norddeutschen Raum, lokale Senken und inselartige Hochbereiche aus, welche permanent oder nur zeitweise von miozänen Ablagerungen überdeckt wurden. Während des Pliozäns zog sich das Meer bis zum westlichen Schleswig-Holstein und dem Ems-Estuar zurück. Limnische und fluviatile Ablagerungen herrschten nun vor (SZEDER UND SIROCKO, 2005; EHLERS 1994). Eine stratigraphische Einteilung des Tertiärs ist Abbildung 2.4 zu entnehmen.

Die allgemein ungestörte und homogene Lagerung relativ einheitlicher und ausgedehnter vortertiärer und tertiärer Sedimentkomplexe im Norddeutschen Raum (Niedersachsen, Schleswig Holstein, Hamburg) wird heute durch markante, glazial gebildete Rinnenstrukturen des Quartär sowie durch eine Vielzahl aufgestiegener Salzstrukturen gestört. An den Flankenbereichen der Salzstrukturen wurden mesozoische Schichten von den aufstrebenden Diapiren mitgeschleppt und teilweise steil aufgestellt. Salzmigration führt zur Ausbildung von Primär- und Sekundärsenken. Aus diesem Grund kommt es in diesen Bereichen zu diskordanter Lagerung des jüngeren Tertiärs auf älteren Gesteinen unterschiedlichen Alters.

### 2.2.1 Das Tertiär im Raum Hamburg

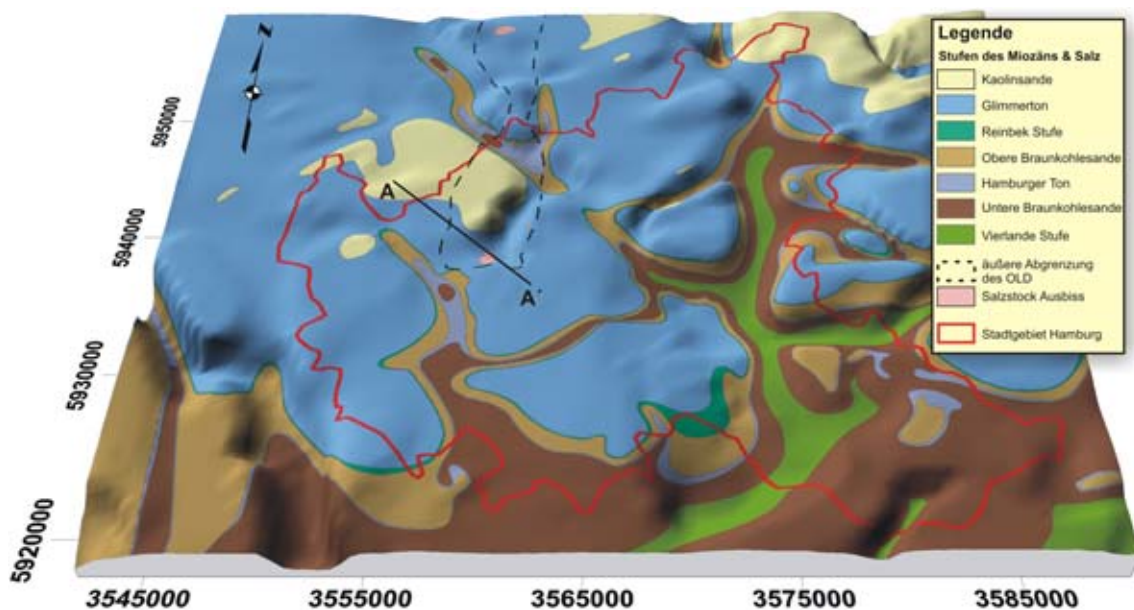
Im Verlaufe des Paläozäns und des Eozäns kam es zur Ablagerung überwiegend mariner euhaliner Sedimente, bestehend aus Tonen, Tonmergeln und Kalksandsteinen (HINSCH, 2009). Gegen Ende des Oligozäns endete diese lange Phase gleichmäßiger vollmariner Sedimentation. Während der Rupelton noch im äußeren Schelfbereich sedimentiert wurde, deuten die Ablagerungen des Chatt bereits auf eine zunehmende Verflachung des Sedimentationsraumes hin (DANIELS, 1977). Der Großraum Hamburgs lag nun am Rande eines Meeres, dessen Transgressionen und Regressionen im Verlauf der folgenden 24 Millionen Jahre zur Ablagerung unterschiedlicher Sedimente führte (SCHMITZ, 1994). Die tieferen Schichten der Tertiärformationen sind aus Tiefbohrungen und aus Schollen in den Bereichen einiger Grundmoränen bekannt. Diese Schollen wurden durch die Eismassen aus Gebieten Schleswig Holsteins und dem Ostseebecken losgerissen und bis nach Hamburg transportiert.

Im unteren Oligozän kam es zur Ablagerung einer 15 – 20 m mächtigen Sandserie, die als Neuengammer Gassand bezeichnet wird. Aus diesen Schichten wurde Gas für die Versorgung der Stadt Hamburg entnommen. Eine gute Deckschicht für das darunter vorkommende versalzene Wasser, sowie Erdgas und Erdöl bildet der Septarienton, der Mächtigkeiten von 50 - 60 m erreicht.

Den Übergang zwischen dem Oberoligozän und dem Miozän charakterisiert eine schluffig-tonige Fazies. Diese geht ohne scharfe Grenze in die feinkörnige marine Vierländer-Stufe über (NIEDERMAYER, 1964; WIEDERHOLT et al., 2002; SCHEER et al., 2006). Im weiteren Verlauf des unteren und mittleren Miozäns entstanden die Unteren und oberen Braunkohlesande, die durch den Hamburger Ton voneinander getrennt sind. Die Ablagerung des Hamburger Tones im Hangenden der Unteren Braunkohlesande zeigt eine Unterbrechung der Sedimentation fluviatiler Sedimente an. Dieser Ton besteht aus fast reiner Diatomeenerde (Kieselgur) und ermöglicht im

Hangenden die Süßwasserbildung. Über dem Hamburger Ton setzt wiederum die Schüttung sandiger Sedimente ein. Sowohl die Oberen Braunkohlesande als auch die Unteren Braunkohlesande lagern bis zu 2 m mächtige Kohleflöze ein und sind heute von großer Wichtigkeit für die Hamburger Wasserversorgung. Zu Beginn der Reinbekstufe transgredierte das Meer von Westen kommend wiederum weit nach Osten vor und bildet eine schluffig-sandige Fazies aus, welche nach Süden hin toniger wird. Die oberflächennahen Gesteine des mittleren und unteren Miozäns sind in den östlichen und südöstlichen Stadtgebieten wie Bergedorf, Vierlanden, Jenfeld, Farmsen und Volksdorf verbreitet (Abb. 2.5). Eine weitere Transgression über weite Bereiche des Hamburger Stadtgebiets beschreibt der Glimmerton des Obermiozäns. An der Oberfläche tritt der Glimmerton im Hafengebiet, St. Pauli und südlich der Elbe in Harburg zutage.

Im Bereich des Salzstockes Othmarschen-Langenfelde kam es während des Miozäns durch Salzabwanderung randlich der Flankenbereiche zum Strukturzentrum hin zur Ausbildung tiefer Randsenken, welche von mehreren hundert Meter mächtigen tertiären Sedimenten verfüllt wurden. Als Folge des Diapir-Aufstiegs kam es an den Flankenbereiche zur Verschleppung von Schichten des Unter- und Mittelmiozäns. Das Obermiozän transgredierte gerade noch über das Diapir-Top und wurde später selbst über sein primäres Sedimentationsniveau herausgehoben (NIEDERMAYER<sup>2</sup>, 1962). Zwar überdecken Ablagerungen des Obermiozän auch den überwiegenden Teil der Scheitelregion des Othmarschen-Langenfelde Diapirs (OLD), jedoch durchbrechen die Hochbereiche des Salzstockes die Glimmertone an zwei Lokalitäten im Bezirk Altona (Abb. 2.5).



**Abb. 2.5:** Abgedecktes Quartär, Blockbild des präquartären Untergrundes von Hamburg; modifiziert nach LINKE (1983).

Die Morphologie und die räumliche Verteilung der verschiedenen Miozän-Stufen im Raum Hamburg beruht auf einer Auswertung aller Bohrungsbefunde nach LINKE (1983) und sind modifiziert in dem Blockbild (abgedecktes Quartär) des präquartären Untergrundes von Hamburg (Abb. 2.5) dargestellt.

Das allerjüngste Tertiär – das Pliozän – wurde unter terrestrischen Bedingungen in Form von feldspatreichen oder fast reinen Quarzsanden abgelagert. Diese weißen Kaolinsande treten in mehreren Sandgruben vor den Toren der Stadt Hamburg in Schenefeld, Pinneberg, Reinbek/Wohltorf und Groß Hansdorf zutage. Oberflächennah zeigen sich die Kaolinsande innerhalb des Stadtgebiets von Hamburg in Stellingen und Lurup, wie aus dem Blockbild des präquartären Untergrundes von Hamburg (Abb. 2.5) zu entnehmen ist.

### 2.3 Das Quartär im Norddeutschen Raum

Das Quartär wird heute als eigenständige, bisher nicht abgeschlossene geologische Periode betrachtet und umfasst einen Zeitraum der letzten knapp zwei Millionen Jahre. Die Einteilung in die Epochen Pleistozän (Eiszeitalter) und Holozän (Nacheiszeitalter) wird nach den dominierenden klimatischen Bedingungen vorgenommen. Innerhalb der beiden Epochen herrschte jedoch keineswegs ein jeweils homogenes Klima vor. Auf der Nordhalbkugel bestimmte ein Rhythmus von verschiedenen Eisvorstößen unterschiedlicher geographischer Ausbreitung sowie der anschließende Rückzug von Eismassen das Pleistozän. Und auch während des Holozäns kam es zu Kaltzeiten. Diese jedoch beschreiben vergleichsweise kurze Zeiträume. Abbildung 2.6 zeigt eine vereinfachte Einteilung des Quartärs.

#### Pleistozän

ZAGWIJN (1957) erweiterte die klimastratigraphischen Einheiten Weichsel-Kaltzeit, Eem-Warmzeit, Saale-Kaltzeit (mit Drenthe- und Warthe-Stadium), Holstein-Warmzeit, Elster-Kaltzeit und Cromer-Warmzeit um fünf weitere Einheiten: Menap-Kaltzeit, Waal-Warmzeit, Eburon-Kaltzeit, Tegelen-Warmzeit und Prätegelen-Kaltzeit. Innerhalb dieser Perioden kam es wiederholt zum Wechsel zwischen borealen und warmgemäßigten Klimabedingungen. Es handelt sich somit um komplexe Einheiten (Abb. 2.6), die jeweils aus mehreren Warm- und Kaltzeiten bestehen (ZAGWIJN, 1963). In Norddeutschland beschreibt MENKE (1975) fünf frühpleistozäne Warmzeiten anhand von autochthonen Torfen und Mudden, welche in einer Karsthohlform auf dem Salzstock Lieth bei Elmshorn erhalten geblieben sind. Diese umfassen den Zeitraum vom (Prä-)Tegelen bis über das Menap hinaus. Die Beschreibung dieser und weiterer Einheiten wird z.B. von EHLERS (1994) detailliert vorgenommen. Lokale Bezeichnungen speziell für den Norddeutschen Raum sind in Abb. 2.6 aufgeführt.

Die unterschiedliche Intensität und Dauer der Eisvorstöße und -rückzüge während des Pleistozäns bestimmten das Wechselspiel von Exaration, Erosion und fluviatiler oder äolischer Sedimentation in den Glazialgebieten und im periglazialen Vorfeld. Die Nährgebiete der Gletscher lagen in verschiedenen Gebieten Nordeuropas. Die



Temperatur lag während der Eiszeiten lediglich 5°C bis 10°C unter dem heutigen Jahresmittel (SCHMITZ, 1994). Die mittleren Jahrestemperaturen der Warmzeiten Holstein und Eem entsprachen mit ca. 15°C in etwa den heutigen Temperaturen. Mitgeführte und am Eisrand zurückgelassene Gesteinstrümmen, welche nur in begrenzten Regionen Skandinaviens oder des Baltikums vorkommen, dienen heute als Leitgeschiebe der Herkunftsbestimmung der Eisvorstöße. Der geomorphologische Formenschatz, vor allem der jeweils jüngsten Glaziale, ist in den Landschaften Norddeutschlands heute häufig noch gut erhalten.

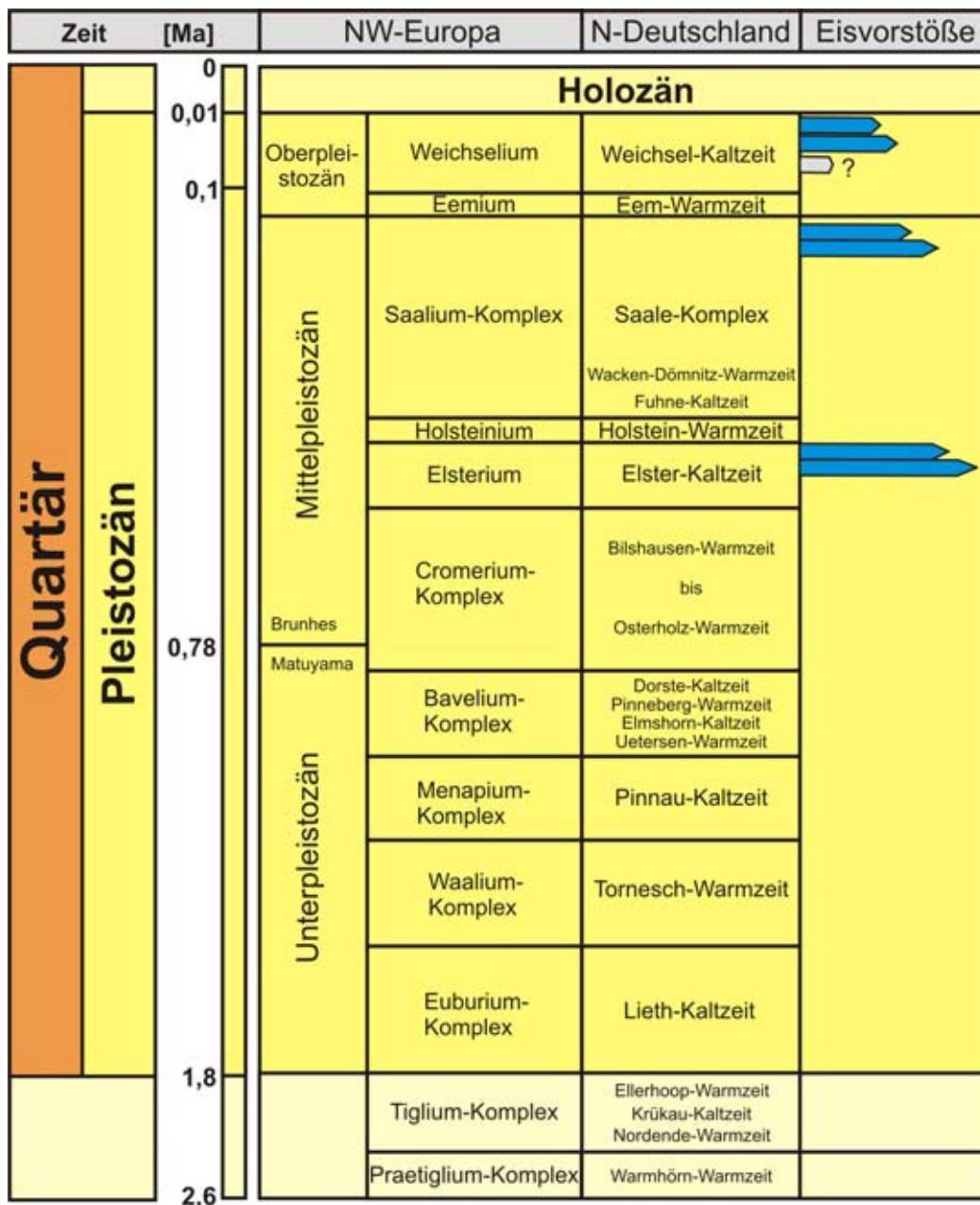


Abb. 2.6: Vereinfachte Einteilung des Quartärs in NW-Europa und in N-Deutschland (modifiziert nach GIBBARD et al. 1991; *Stratigraphic Table of Germany* (STG) 2002).

Am besten bekannt sind die Quartären Schichtfolgen aus den Niederlanden, dem Mündungsgebiet von Rhein und Maas. Dieser junge tektonische Senkungsraum bildet die Fortsetzung des Zentralgrabens der Nordsee (ZIEGLER, 1982). Hier erreichen Tertiäre und Quartäre Ablagerungen Mächtigkeiten von bis zu 500 m. In Norddeutschland sind zum Teil noch mächtigere Schichtfolgen erhalten geblieben. Diese liegen in den Trögen zwischen den Salzstöcken Schleswig-Holsteins z.B. bei Oldenswort in Eidelstedt (MENKE, 1975; EHLERS, 1994).

### Holozän

Zu Beginn des Holozäns haben sich die Gletscher aufgrund der allgemeinen Erwärmung weltweit zurückgezogen. Das Ausmaß des Eisrückzuges ist allerdings nicht überall eindeutig bestimmt. Ob es zu einem vollkommenen Abtauen und einer späteren Wiedervergletscherung beispielsweise in den Alpen kam, wird kontrovers diskutiert. Hierüber und über die Zahl, Ausdehnung und das Alter der holozänen Eisvorstöße gibt es verschiedene Auffassungen.

Die chronologische Abfolge des Holozäns beruht auf einer Neudefinition nach MANGERUD et al. (1974). Diese verzichtet auf jede geologische Definition und ist wie folgt gegliedert:

Subatlantikum	2500 v.h. – heute
Subboreal	5000 v.h. – 2500 v.h.
Atlantikum	8000 v.h. – 5000 v.h.
Boreal	9000 v.h. – 8000 v.h.
Präboreal	10000 v.h. – 9000 v.h.

**Tab. 2.1:** Chronologische Gliederung des Holozäns nach MANGERUD et al. (1974).

OVERBECK (1975) setzt den Übergang von Subboreal zum Subatlantikum mit ca. 1100 bis 900 v. Chr. deutlich später an.

Das Präboreal ist durch die Wiederbewaldung und einen raschen Temperaturanstieg gekennzeichnet. In den Pollenassoziationen äußert sich das im Verschwinden der Heliophyten und einer starken Ausbreitung von Birken und Kiefern (EHLERS, 1994).

Im Boreal setzt sich die Erwärmung weiter fort. Die Hasel breitet sich aus. Die Verbreitung von Mistel, Efeu und Stechpalme deuten darauf hin, dass im Boreal möglicherweise bereits höhere Sommertemperaturen als heute zu verzeichnen waren.

Das Klimaoptimum wird im Atlantikum erreicht. In Norddeutschland lagen die Sommertemperaturen 2° - 3°C über den heutigen. Seit Beginn des Atlantikums ging der Anteil der Kiefer an der Vegetation Norddeutschlands stark zurück.

Eichenmischwald breitet sich aus. Später wandert die Esche ein; kurzfristig drang auch die Buche bis nach Schleswig-Holstein vor. Außerdem kommt es zu einem ersten anthropogen veränderten Landschaftsbild durch die starke Entwaldung durch den Menschen (BEHRE, 1988).

Seit dem Beginn des Subboreals macht sich der Ackerbau im Vegetationsbild bemerkbar. In den Pollendiagrammen zeigt sich dieser Wechsel am verstärkten Auftreten der Ackerunkräuter, wie z.B. dem Wegerich. In der Folgezeit kam es zu ausgedehnten Rodungen und damit zur erhöhten Abtragung. In den Flusstälern wurde verstärkt Auelehm abgelagert. Im Subboreal sanken die Temperaturen um 2° - 3°C. Bei den Gehölzen breiteten sich Buche und Hainbuche aus.

Im Subatlantikum schließlich wurde das Klima noch feuchter und kühler. Die Buche breitete sich weiter nach Norden aus und die zunehmende Auswirkung der menschlichen Eingriffe in die Vegetation lassen sich in den Pollendiagrammen nachweisen.

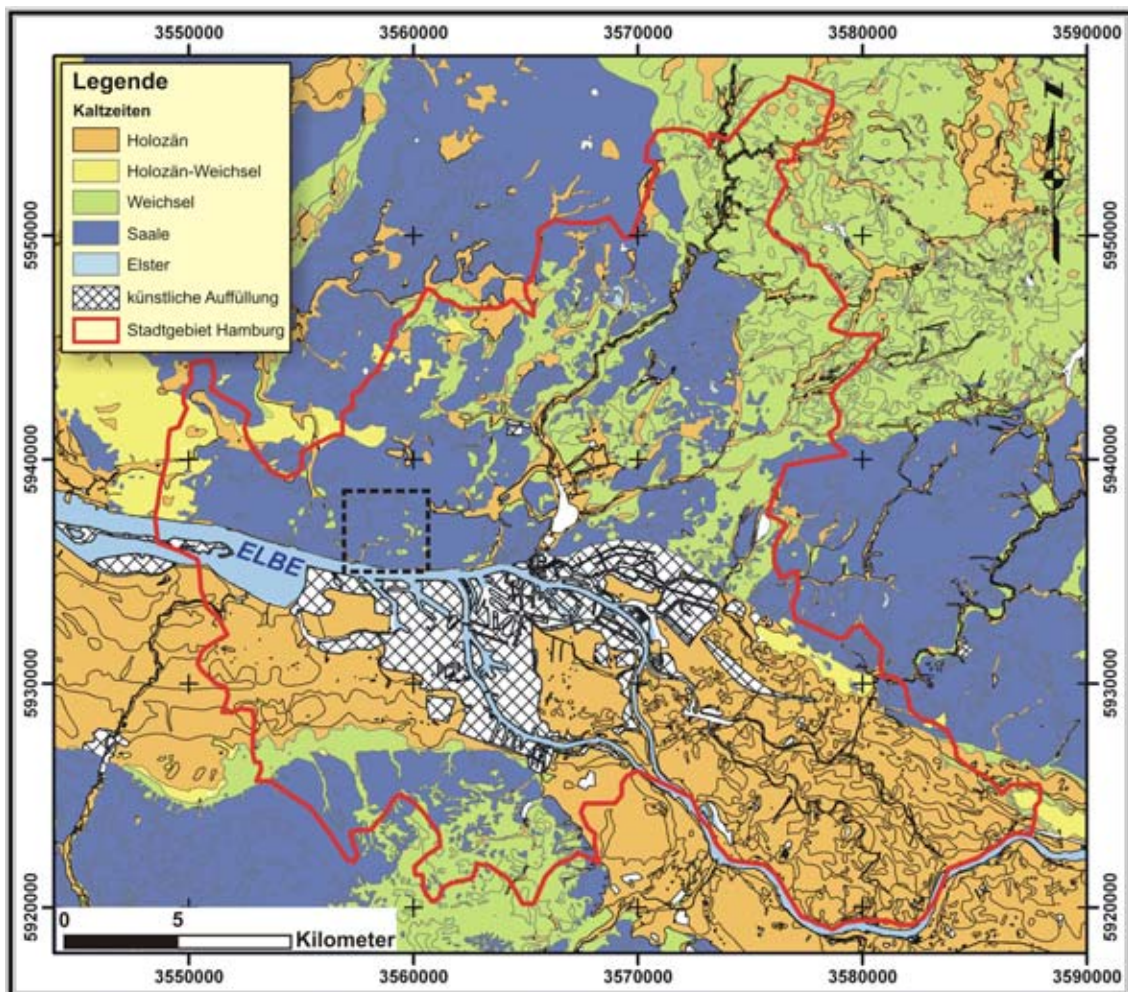
### 2.3.1 Das Quartär im Raum Hamburg

Die Genese und die Petrographie der überwiegend glazial gebildeten quartären Sedimente sind im Gegensatz zu den tertiären Ablagerungen als wesentlich heterogener zu beschreiben. Die geographische Verteilung sowie die Mächtigkeiten der Sedimente des Pleistozäns und des Holozäns variieren im Großraum Hamburg stark. Während die durchschnittliche Gesamtmächtigkeit quartärer Schichten zwischen 20 m und 80 m liegt, können Füllungen von Elster-eiszeitlichen Rinnenstrukturen lokal Mächtigkeiten bis zu 300 m erreichen.

Der uneinheitliche Schichtaufbau des Quartärs ist durch die rasch wechselnden Transport-, Erosions- und Ablagerungsbedingungen begründet (WIEDERHOLT et al., 2002, SCHEER et al., 2006), welche auf die signifikanten klimatischen Änderungen während des Quartärs zurückzuführen sind. Als Transportmedium der Sedimente sehr unterschiedlicher Korngrößen dienten die Gletscher, Schmelzwässer sowie die Luft. Vor allem transportierten die Gletscher und Schmelzwässer große Mengen an Schwebstoffen und Sanden bis hin zu Kiesen und Geröll. Durch die mehrfachen Gletschervorstöße während der verschiedenen Kaltzeiten wurden ganze Schuppen präquartärer Sedimentkomplexe umgelagert und weite Regionen Norddeutschlands mehrfach überprägt. Auf diese Weise entstanden groß- wie auch kleinräumig intensiv verschuppte oder verzahnte Sedimentstrukturen.

Während im Westen und Süden Europas das Pliozän ohne scharfe Grenze in das Alt-Quartär übergeht, klafft im Hamburger Raum eine nicht unbeträchtliche Schichtlücke von mehreren Millionen Jahren zwischen dem obersten Pliozän und dem ersten Nachweis quartärer Ablagerungen, d.h. es fehlt hier das Alt-Pleistozän. Die jüngsten, nur in geschützter Muldenposition zwischen den Salzstöcken erhalten gebliebenen Ablagerungen des Tertiärs sind pliozäne Kaolinsande. Ablagerungen der ältesten quartären Vereisungsperiode - der Elster-Kaltzeit - sind meist aus Bohrungen

bekannt und treten häufig als Füllung eiszeitlicher Rinnen in Erscheinung (EHLERS, 1995; NIEDERMAYER, 1964<sup>1</sup>). Petrographisch stellt die Grundmoräne der Elster-Kaltzeit ein toniges Diamikton dar, das durch die Aufnahme von miozänem Glimmerton geprägt ist. Die Moräne ist arm an Flint und Schreibkreide, ein hoher Anteil an Quarz ist durch die Aufbereitung miozäner Braunkohlensande und pliozäner Kaolinsande zu erklären (EHLERS, 1995). Oberflächennah finden sich die Sedimente der Elstervereisung in den nördlichen Bezirken Wandsbek und Hamburg-Nord wieder. Die Stillwasseranlagerung, der Lauenburger Ton, wurde in einem System von Eisstauseen abgelagert, welches sich vor dem abschmelzenden Inlandeis ausgebildet hatte.



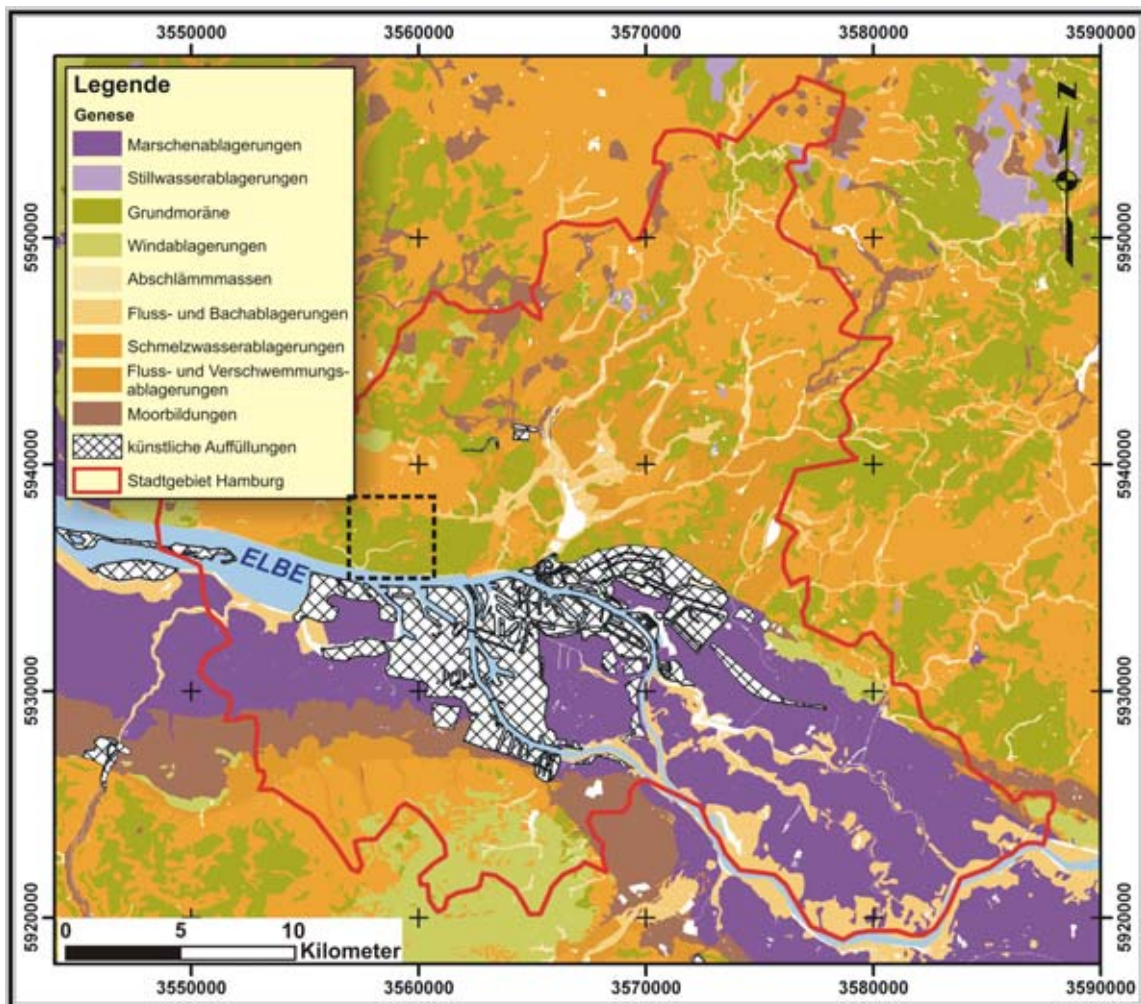
**Abb. 2.7:** Verteilung der Sedimente über den Großraum Hamburg nach Kalt- und Warmzeiten, gestricheltes Viereck=Arbeitsgebiet; (Quelle der geologischen Informationen: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg).

Die Entstehung der Rinnen muss sich am Ende der Elster-Vereisung vollzogen haben. Diese Rinnen durchschneiden die Grundmoränen-Decke des ältesten quartären Glazials im Hamburger Raum. EISMANN (1988) und GRUBE (1979) sehen in dem Rinnensystem ein zum Teil erheblich übertieftes Entwässerungssystem subglazialen Ursprungs. Die Ausgestaltung der flacheren Rinnen wird von verschiedenen Autoren



auf die unmittelbare Einwirkung von Gletscherschurf zurückgeführt (KIRSCH et al., 2006; BRUNS, 1986).

Durch das Abschmelzen der elstereiszeitlichen Eismassen stieg der Meeresspiegel an und drang auch in den Hamburger Raum vor. Diese Ablagerungen zur Zeit des Holstein-Meeress wie marin und limnisch gebildeter Ton, Schluff, Sand, Torf und Mudde treten in den pleistozänen Rinnen oberhalb des Hamburger Tons auf. Ähnlich den Ablagerungen der Elster-Kaltzeit sind die Sedimente des Holstein-Interglazials überwiegend durch Bohrungen bekannt. Vorkommen in Billstedt, Dockenhuden und Wedel wurden von LINKE & HALLIK (1993) bearbeitet. Im Allgemeinen sind diese Ablagerungen des Holstein-Interglazials von untergeordneter Bedeutung. Das gestauchte Holstein-Vorkommen in Hamburg-Hummelsbüttel ist unter Schutz gestellt worden (NIEDERMAYER, 1965, EHLERS, 1995).



**Abb. 2.8:** Verteilung der Sedimente über den Großraum Hamburg nach ihrer Genese; gestricheltes Viereck=Arbeitsgebiet; (Quelle der geologischen Informationen: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg).

Im Gegensatz dazu überlagern die Sedimente von Grundmoränen und Sanderflächen der nachfolgenden Saale-Kaltzeit das Hamburger Stadtgebiet nördlich der Elbe sowie im äußersten Süden flächenhaft und werden vom Elbe-Urstromtal zerschnitten. Durch

eine große Abschmelzperiode innerhalb des Saalekomplexes und eines neueren Vorstoßes des Eises wird die Saale-Eiszeit in zwei Stadien untergliedert, in das ältere Drenthe- und das jüngere Warthe-Stadium. Während das Eis des Drenthe-Stadiums bis weit nach Holland und in die deutschen Mittelgebirge vorgestoßen ist, liegt der Rand des Warthe-Stadiums auf der Westseite des mittelholsteinischen Landrückens, kurze Vorstöße drangen westlich über die Elbe vor.

Es gibt im Hamburger Raum – ähnlich wie im angrenzenden Niedersachsen und Schleswig-Holstein – drei saalezeitliche Lagen von Grundmoräne, die durch Schmelzwassersande voneinander getrennt sind (GRUBE, 1967, 1970; EHLERS 1995). Die Ältere Saalemoräne ist in der Regel relativ sandig, enthält nur geringe Anteile an Schreibkreide und Flint und ist mit einer Mächtigkeit von über 10 m flächenhaft im Hamburger Raum verteilt. Die Mittlere Saalemoräne ist geringmächtiger, wesentlich toniger, reich an Schreibkreide und Flint und bildet in weiten Teilen Hamburgs die an der Geländeoberfläche anstehende Deckmoräne. Zwischen der Mittleren und der Älteren Saalemoräne liegen in der Regel etwa 10 m mächtige Schmelzwassersande. Es gibt allerdings auch Gebiete (z.B. am Elbhänge zwischen Blankenese und Altona), wo diese völlig fehlen. Die Jüngere Saalemoräne nimmt bezüglich der Kornverteilung als auch des Geschiebeinhalts eine Mittelstellung ein. Sie ist lückenhaft verbreitet und fehlt in großen Teilen Hamburgs. Dort, wo sie auftritt, ist sie flächenhaft als bis zu über 5 m mächtige Decke vorhanden. Im Raum Borgfelde wird sie von der Mittleren Saalemoräne durch eine 1-3 m mächtige Sandlage (Borgfelder Sand) getrennt. Eisdynamische Überlegungen sprechen dafür EHLERS (1990), den größeren Hiatus innerhalb der Saale-Schichtenfolge zwischen Älterer und Mittlerer Saale-Moräne anzunehmen. Die Ablagerungen der Saale-Eiszeit liegen über weite Flächen völlig ungestört, so dass sich Schichten durch Bohrungen kilometerweit verfolgen lassen. Selbst die Harburger Berge, die in der älteren Literatur wiederholt als Endmoräne oder Stauchmoräne eingestuft worden sind (GRIPP, 1924; NIEDERMAYER, 1964<sup>1</sup>), bestehen in ihrem Kern überwiegend aus ungestörten Schmelzwasserablagerungen. Das starke Relief am Nordrand des Hochgebietes ist auf nachträgliche Zertalung unter den periglazialen Bedingungen der Weichsel-Kaltzeit zurückzuführen (EHLERS, 1995). Am Ende dieses Glazials stellte der Großraum Hamburg eine hügelige, reliefbetonte Jungmoränenlandschaft dar.

Trotz vereinzelter Meeresvorstöße während der Eem-Warmzeit in Norddeutschland lag Hamburg im Bereich des Festlandes. Innerhalb der Täler und Schmelzwasserrinnen bildeten sich zahlreiche verlandende Seen aus. Die Gletscher hinterließen Toteis, das von Gletscherschutt überdeckt wurde und bei ansteigenden Temperaturen langsam auftaute. Es entstanden Serien von Vertiefungen (sog. Toteislöcher oder Sölle) mit steilen Böschungen, längs deren sich einige der heutigen Wasserläufe anordneten. Mit dem Rückgang der Gletscher in der Eem-Warmzeit setzten isostatische Ausgleichsbewegungen ein. Außerdem kam es zu einem Anstieg des Grundwassers, welches dann die Vertiefungen ausfüllte. Die auf diese Art entstandenen Seen verlandeten langsam, sie wurden ganz oder zum Teil von

organischen Bodenarten, d.h. von Gyttja, Torf und humosen Sanden ausgefüllt (NIEDERMAYER, 1964<sup>1</sup>, NIEDERMAYER, 1964<sup>2</sup>). Außerhalb der vermoorten Bereiche kam es zu warmzeitlicher Bodenbildung. Die eemzeitlichen Böden sind jedoch nur in solchen Fällen erhalten geblieben, in denen sie nachträglich mit mindestens etwa 1,5 m mächtigen jüngeren Sedimenten bedeckt worden sind. In anderen Fällen wurden die warmzeitlichen Böden während der Weichsel-Kaltzeit unter dem Einfluss des Periglazialklimas abgetragen oder durch horizontale und vertikale Durchmischung zerstört.

Mit dem folgenden weichseleiszeitlichen Gletschervorstoß kam es im Hamburger Bereich mit dem damit verbundenen Temperaturrückgang zur Bildung von Dauerfrostböden. Ein zeitweiliges Auftauen der obersten Schichten führte durch hangabwärts gerichtete Bodenverlagerung zu einem allmählichen Reliefausgleich, d.h. die organogenen Ablagerungen wurden von Fließerde überdeckt. Das Inlandeis selbst erreichte lediglich den Nordosten des Hamburger Stadtgebietes. Hier wurde die Landschaft zum Teil in erheblichem Maße umgestaltet und es entstanden die Tunneltäler von Stellmoor und Volksdorf (GRUBE, 1968). Bohrungen belegen jedoch, dass die Sedimente der Weichsel-Vereisung in der Regel nur eine äußerst geringmächtige Decke darstellen, die sich auf die obersten Dezimeter bis Meter beschränkt.

Der jüngste Eisvorstoß erreichte die Elbe nicht mehr und erreichte lediglich den Nordosten des heutigen Hamburger Stadtgebietes. Nur an wenigen Stellen hat die Weichsel-Eiszeit im Hamburger Raum eindeutige Endmoränen hinterlassen. Diese liegen im heutigen Gebiet von Schübarge, bei Hoisdüppel, nach Westen in Richtung Duvenstedter Brook und im Osten von Ahrensburg und Rahlstedt bis zum Billetal sowie bei Volksdorf. In den zentralen und nördlichen Bereichen der Stadt Hamburg kam es in den Fluss- und Verschwemmungsgebieten hauptsächlich zu Ablagerungen von Sanden. Im südlichen Stadtgebiet und am Westrand werden später feine Flugsande abgelagert und bilden in den meisten Fällen das Hangende dieser Schichtfolge.

Das tief erodierte Elbe-Urstromtal bildet die Abflussrinne und ist während der Weichsel-Kaltzeit durch die Schmelzwässer des Inlandeises zu seiner heutigen Form ausgestaltet worden (SCHRÖDER, 1988; EHLERS 1995). Neuere Untersuchungen haben jedoch gezeigt, dass das Tal als Vorfluter für den Hamburger Raum bereits am Ende der Saale-Kaltzeit zur Verfügung stand. Die Schmelzwassersande der Jüngeren Saale-Vereisung sind sowohl nördlich als auch südlich der Elbe auf das Elbtal zugeschüttet worden (EHLERS, 1978, 1990, 1995).

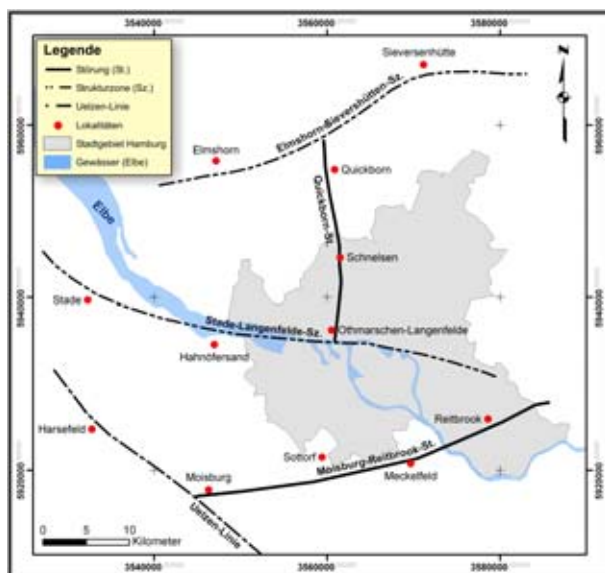
Die Ablagerungen des Holozäns sind in Hamburg weitgehend auf die Flusstäler und Bäche beschränkt. Besonders im Elbe-Urstromtal nehmen sie einen breiten Raum ein (SCHMITZ, 1994). Im Altholozän wurden noch überwiegend Torfe, Gyttja und Sande abgelagert. Der steigende Meeresspiegel führte zu zunehmender Vernässung und zur Entstehung von Geestrandmooren. Seit etwa 2500 v.Chr. wurde in der Nähe der Elbe, besonders in Teilen des südlichen Stadtgebietes (Harburg und Bergedorf) unter Gezeiteneinfluss perimarer Klei abgelagert (HINTZE, 1985). Innerhalb der tonreichen

Kleiböden der Elbmarsch zeigen sich einzelne Torfeinschaltungen. Erst die Eindeichung im 12. Jahrhundert setzte der natürlichen Sedimentation in den meisten Gebieten des Elbtals ein Ende (EHLERS 1995). Seit dem Jungholozän bis heute bilden sich Böden aus, in den Talauen und Senkungen entwickeln sich Torfe.

Die räumliche Verteilung der Ablagerungen der beschriebenen Kalt- und Warmzeiten im Raum Hamburg ist in Abbildung 2.7 dargestellt. Abbildung 2.8 verdeutlicht die Verteilung der quartären Sedimente im Raum Hamburg entsprechend ihrer Genese.

## 2.4 Die Entwicklung des Othmarschen-Langenefelde Diapirs (OLD) und benachbarter Salzstrukturen

Im Stadtgebiet Hamburg und angrenzenden Bereichen Schleswig-Holsteins und Niedersachsens gibt es zahlreiche Salzstrukturen, deren Genese trotz räumlicher Nähe zueinander weder zeitlich noch strukturell in Verbindung steht. Der Salzstock Othmarschen-Langenefelde unterlagert weite Teile Hamburgs. Zur näheren Charakterisierung des tieferen Untergrundes des erweiterten Arbeitsgebietes sollen im Folgenden syn- bzw. epigenetische geologische Vorgänge anhand der Entwicklung des Salzstockes Othmarschen-Langenefelde unter gleichzeitiger Betrachtung der benachbarten Strukturen betrachtet werden. Das Wissen über die Entwicklungsschritte der Diapire entstammt Bohrungen und seismischen Interpretationen, welche in BALDSCHUHN et al. (1996) zusammengefasst wurden.



**Abb. 2.9:** Sockelstörungsmuster im Großraum Hamburg (modifiziert nach BALDSCHUHN et al. 1996).

Der Salzstock Othmarschen-Langenefelde (OLD) wird heute von FRISCH (1993) als embryonaler Salzstock (Doppelsalinar) beschrieben. JARITZ (1973) stellt den südlichen Strukturteil (Langenefelde) noch als eigenständigen Salzstock dar, der lediglich über ein Kissen mit dem Salzstock Schnelsen verbunden ist. Aktuelle Untersuchungen (LINKE, 1996) zeigen jedoch, dass sich die gesamte Struktur in Form einer ca. 20 Km langen Salzmauer von der Elbe im Süden über Schnelsen bis nach Quickborn im Norden hin erstreckt. Am nördlichen so wie am südlichen Ende weist die Struktur deutliche Hochlagen

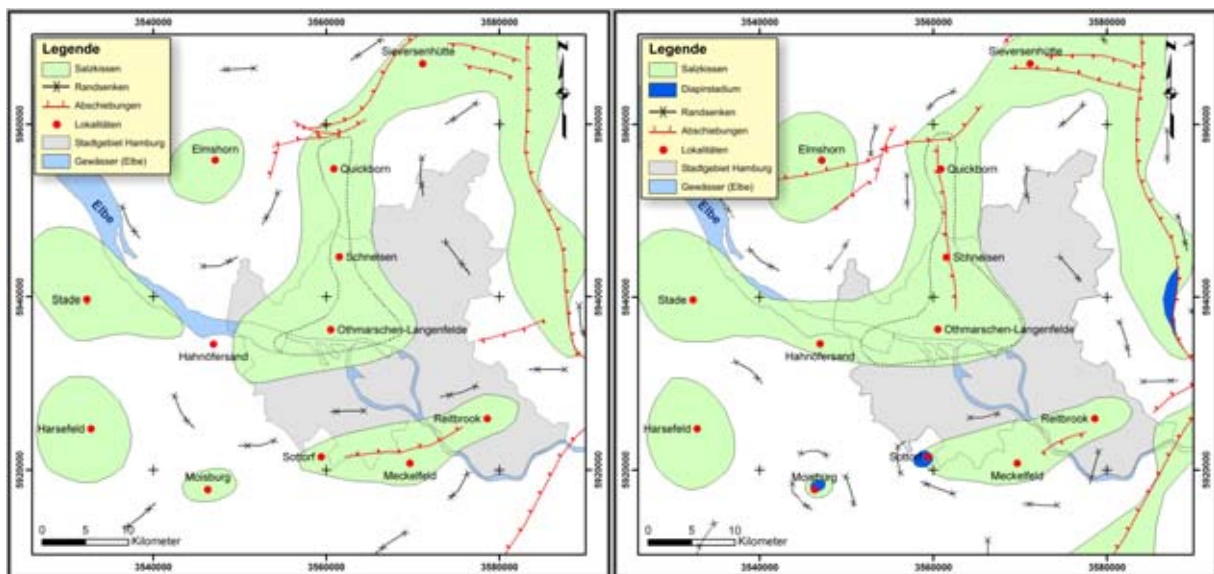
auf, so dass hier das Hutgestein praktisch die Erdoberfläche erreicht, in dem Bereich dazwischen (Raum Schnelsen) hängt die Struktur girlandenartig durch (LINKE, 1996).

Initiiert wurde die Kissenbildung durch Bewegungen an den die Struktur unterlagernden Sockelfugen. Im Süden verbindet die W-E verlaufende Stade-



Langenfelde Störungszone die Salzstrukturen Stade, Hahnöfersand sowie Langenfelde und streicht weiter in östlicher Richtung aus. In Langenfelde kommt es zur Vergitterung mit der vermutlich westabschiebenden Quickbornstörung. Diese verläuft von dort aus in Richtung Norden über Schnelsen bis zur Salzstruktur Quickborn und verschneidet sich dort mit der wiederum W-E verlaufenden Elmshorn-Sievershütten Störungszone. Aus Abbildung 2.9 wird das Muster der Sockelstörungen im Großraum Hamburg ersichtlich.

Überlagert werden die Sockelstörungen im Bereich des OLD von einem mächtigen Salzkissen des Oberrotliegend Salinars (ro-Salzkissen), welches im Norden und im Süden ca. 2500 m – 3000 m Mächtigkeiten erreicht, im Raum Schnelsen auch mächtiger sein kann (bis 5000 m). Darüber liegen die Salze des Zechsteins.



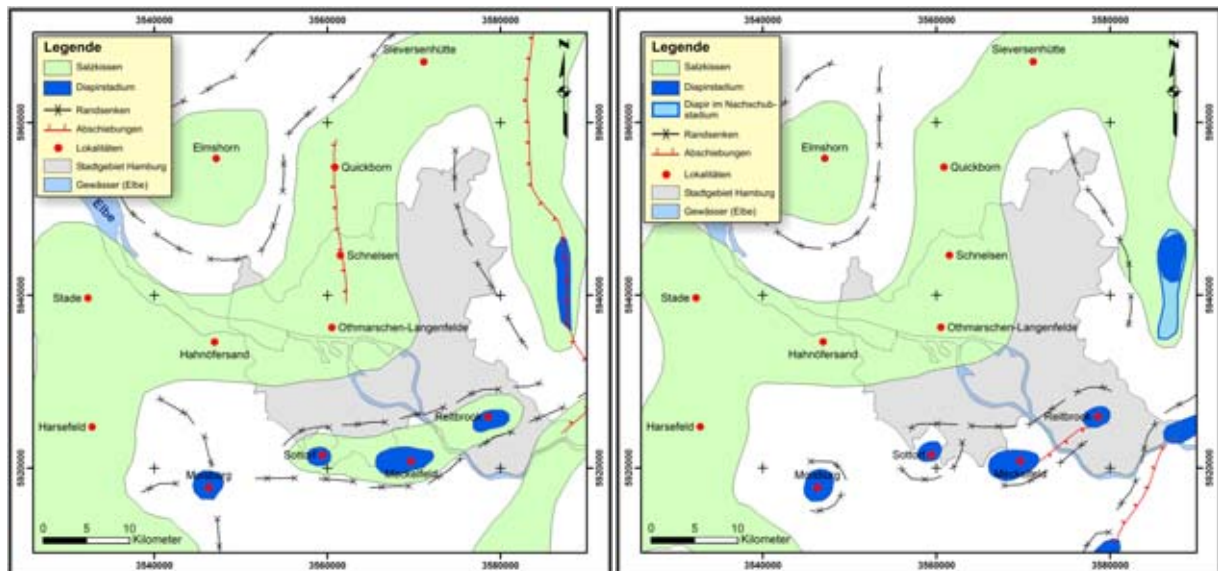
**Abb. 2.10a:** Salzverteilung und Strukturen des unteren Gipskeuper (modifiziert nach BALDSCHUHN et al. 1996).

**Abb. 2.10b:** Salzverteilung und Strukturen des späten Gipskeuper (modifiziert nach BALDSCHUHN et al. 1996).

Bereits in der unteren Trias (vermutlich schon ab mittlerem Buntsandstein) formt sich entlang des Störungsmusters von Stade bis Sievershütten ein schwach gewölbtes Salzkissen mit Höhepunkt im Gipskeuper (Abb. 2.10a, b). Die zentrale Hamburger Scholle stellt in diesem Zeitraum eine ausgeprägte Schwellenregion dar. Während andere Salzstrukturen im weiteren Hamburger Raum wie Elmshorn, Reitbrook, Meckelfeld, Sottorf und Moisburg bereits während des Lias bzw. des Dogger das Diapirstadium erreicht hatten, bildete sich im Bereich des OLD das Kissen unter besonderer Beteiligung der Oberrotliegend-Salinare weiter aus (Abb. 2.11a, b). Der Schwerpunkt der Salzzuwanderung und die damit zusammenhängende Bildung primärer Randsenken lag vorwiegend ost-südöstlich etwa im Gebiet von Harburg-Ochsenwerder. In geringerem Ausmaß migrierte auch Salz aus dem Raum Pinneberg in den Strukturkern. Während der jungkimmerischen Phase war die Hamburger Scholle Emersionsgebiet, so dass durch die Hebungsphase der Pompeckj-Scholle im Mittleren und Oberen Jura die gesamte Struktur mit seiner Scheitelregion ins Abtragungsniveau

geriet. In der höheren Unterkreide kam es zur Transgression. Nach einem weiträumigen Übergreifen des Meeres überdeckten Ablagerungen des Apt bzw. Alp große Bereiche der Strukturen und deren Umfeld (Abb. 2.12a, b). Eine Folge von Salznachschüben in der Oberkreide verstärkten die Aufwölbungstendenzen erneut. Die Mobilisierung der Oberrotliegendensalinare im Besonderen hält bis zum Oberoligozän an (Abb. 2.13a, b).

Ab dem Mitteleozän kam es zur Anlage eines großflächigen Subsidenzraumes in den Bereichen der Randschollen des nordwestlich gelegenen Glückstadt-Grabens. Eine dieser Randschollen ist die Hamburg-Scholle. Syngenetisch mit der Inversion des Glückstadt-Grabens (Hebung) und dem Absinken und gleichzeitigen Einkippen nach südosten der Hamburg-Scholle ab dem Untermiozän durchbrachen die Salzmassen an den Strukturabschnitten Othmarschen-Langenfelde, Schnelsen und Quickborn ihre Deckschichten und stiegen diapirisch auf. Die Kissenflanken sanken als Basis sekundärer Randsenken zu tiefen Subsidenztrögen ein. Im nördlichen Strukturabschnitt verlief diese Absenkung an den westlichen Flanken rascher als an den östlichen. Resultierend aus halokinetischer und epirogen-tektonisch bedingter Subsidenz entstand das „Hamburger Loch“ (BENTZ, 1949; LÖHNERT, 1965) bzw. der „Hamburger-Supertrog“ (HINSCH, 1986). Neben den Salzstrukturen Othmarschen-Langenfelde, Schnelsen und Reitbrook sind sechs weitere Salzstrukturen im Norden Hamburgs an der Ausbildung dieser Einsenkung beteiligt. Die Oberkreide liegt hier bei -2000 m N.N. und steigt nach Osten zum Salzstock Reitbrook auf -750 m N.N., und nach Westen bis auf -1200 m N.N. an der Ostflanke der Salzstruktur in Langenfelde auf (KOCH, 1955).



**Abb. 2.11a:** Salzverteilung und Strukturen im Lias (modifiziert nach BALDSCHUHN et al. 1996).

**Abb. 2.11b:** Salzverteilung und Strukturen Dogger (modifiziert nach BALDSCHUHN et al. 1996).

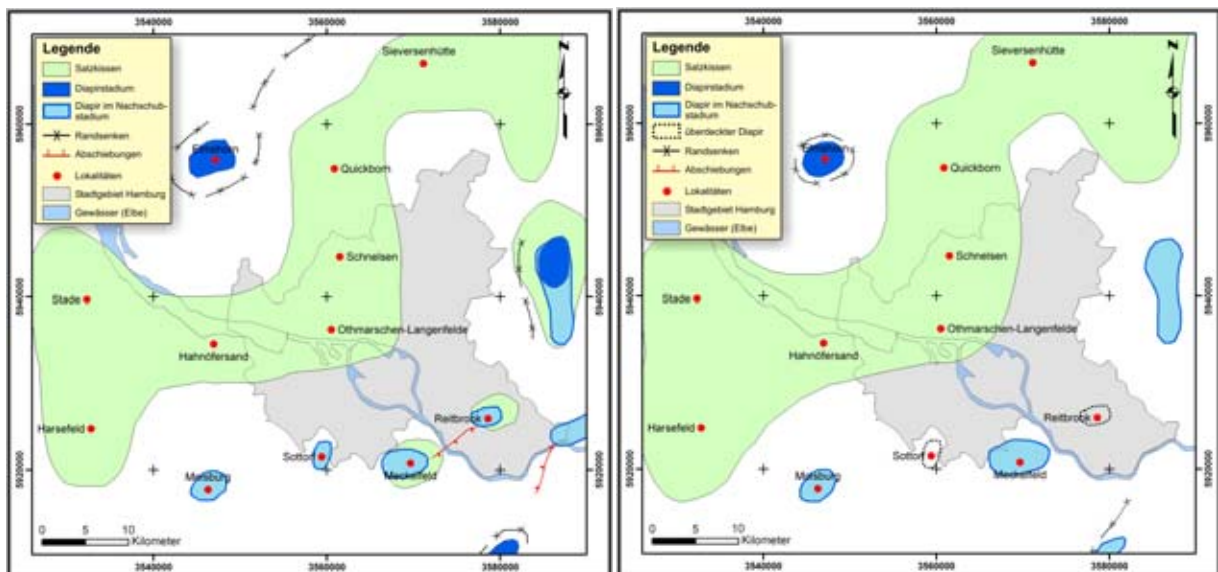
Nach einem Hiatus griff das Vierlandium (tmiV) mit Annäherung an die Flanken des embryonalen Diapirs auf immer ältere Schichtstufen über, an den nördlichen Strukturabschnitten erfolgte dieses bis auf die Oberkreide hinab, an den südlichen

Strukturabschnitten sogar bis auf den Muschelkalk. An der Ostflanke wird das Miozän bis 1700 m mächtig. Als Ausdruck der Inversion erfolgte der Salzzustrom, im Gegensatz zur Zeit der Kissenbildung, nunmehr vermehrt von Nordwesten.

Das Salzstocktop wies im unteren Mittelmiozän (Hamburger Ton-Zeit) noch eine konvexe Wölbung auf, der Aufstieg der zentralen Teile des Salzstockes muss somit größer gewesen sein als die Wirkung der Subrosion. PREXL (1997) zeigt, dass die Basis des Hamburger Ton ungefähr parallel zur Salzstockflanke verläuft und die Mächtigkeit des Hamburger Ton zum Salzstockzentrum hin ausdünn.

Zu Beginn des Elbe-Zyklus im Reinbek (HINSCH, 1986), erfolgte, angeregt durch neuerliche, epirogen-tektonische Impulse eine Intensivierung des Salzaufstiegs aus den Flanken des noch immer mächtigen, vorwiegend von Oberrotliegend-Salinaren aufgebauten Kissenfußes.

Im Obermiozän transgredierte das Meer gerade noch über das Top der Salzstruktur hinweg und ist selbst noch über sein primäres Sedimentationsniveau herausgehoben worden (NIEDERMAYER<sup>2</sup>, 1962). Diese jüngeren tertiären Schichten wie Glimmerton (Obermiozän), Kaolinsande (Pliozän) als auch das Quartär verlaufen mit etwa konstanten Mächtigkeiten über die Salzstockflanken hinweg. Erst dann biegen die Schichten flexurartig zum Salzstockzentrum hin um. Eine fortschreitende Subrosion bis in die jüngste Vergangenheit kann daher angenommen werden (PREXL, 1997).

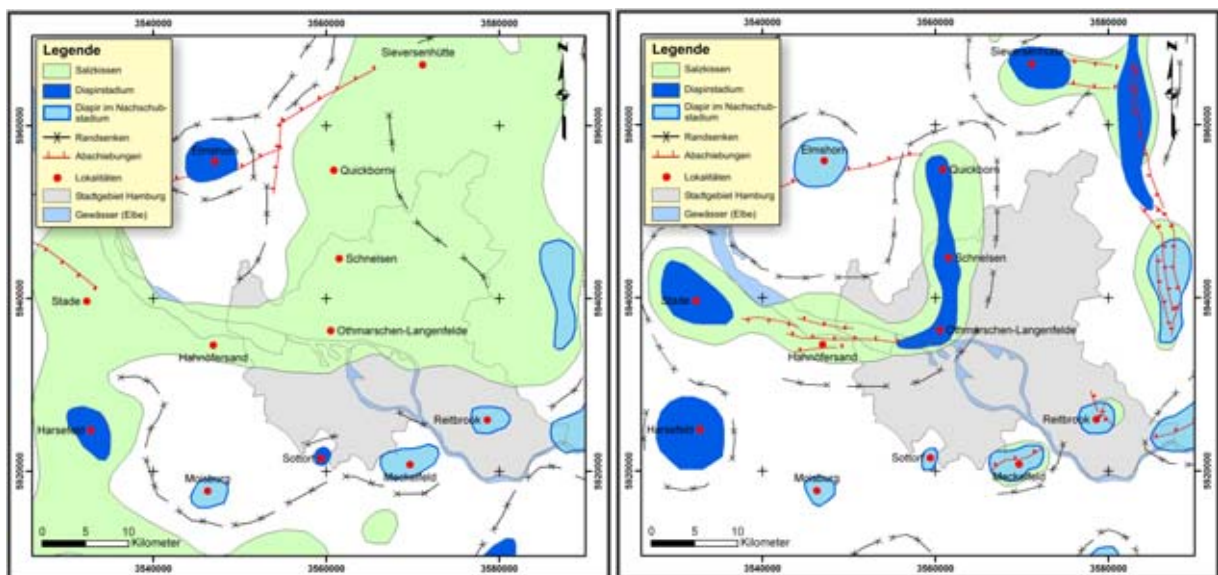


**Abb. 2.12a:** Salzverteilung und Strukturen des Jura bis Wealden (modifiziert nach BALDSCHUHN et al. 1996). **Abb. 2.12b:** Salzverteilung und Strukturen der Unterkreide (modifiziert nach BALDSCHUHN et al. 1996).

Trotz fortgesetzter Absenkungstendenzen der Hamburg-Scholle wird sich die Salzstruktur von Othmarschen-Langenhede bis Quickborn weiter aufwölben. Der nördliche Strukturbereich liegt mit seinem Scheitel im Subrosionsniveau, der Salzzustrom erfolgt vorwiegend aus der östlichen Kissenflanke des mächtigen Rotliegend-Salzkissens. Das verkarstete Hutgestein des Oberrotliegend (12 m

Haselgebirge erbohrt) wird im Kulminationszentrum von maximal 30 m mächtigen quartären Schichten überdeckt.

Unter dem südlichen Strukturbereich ist im Kissenfuß noch ein erhebliches Reservoir sowohl an Oberrotliegend- als auch Zechsteinsalz vorhanden. Die Beteiligung des Oberrotliegend-Salinar an dem embryonalen Diapir ist aufgrund der Lage der Struktur im Zentrum des Nordwestdeutschen Permtroges wahrscheinlich, aber bisher nicht durch Bohrungen bewiesen. Bohrungen im Raum Langenfelde, welche Gips und Tone des Hutgesteins erbohrten, werden von NIEDERMAYER<sup>1</sup> (1962) als aufgeschleppte Keuperschollen beschrieben. Während die Gipsoberfläche aufgrund von zahlreichen Vorerkundungen zur Realisierung von zumeist Hochbauten erbohrt wurde, ist lediglich eine Bohrung von 1928 bekannt geworden, durch die der eigentliche Salzkörper erreicht wurde. Nach HECK (Profilaufnahme) erreichte die Bohrung der Sternwoll-Spinnerei die Gipsoberfläche in einer Teufe von ca. 77 m, zwischen 181 m und 466 m wurden Wechsellagen aus Tonen, Gips sowie roten und weißen Steinsalzen erbohrt (NIEDERMAYER<sup>2</sup>, 1962).



**Abb. 2.13a:** Salzverteilung und Strukturen der Oberkreide (modifiziert nach BALDSCHUHN et al. 1996). **Abb. 2.13b:** Salzverteilung und Strukturen im Tertiär (modifiziert nach BALDSCHUHN et al. 1996).



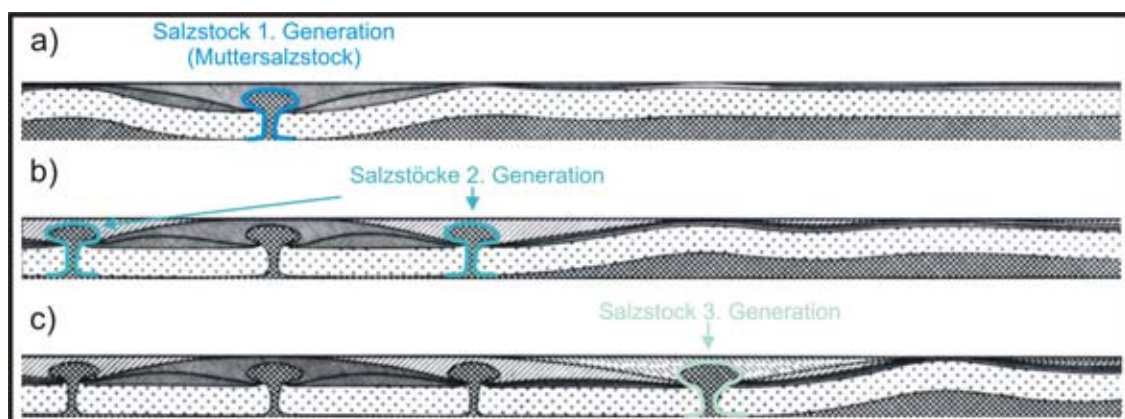
### 3 Betrachtung spezieller geologischer Prozesse und Strukturen

Dieses Kapitel bietet eine Einführung in die speziellen geologischen Prozesse, welche im Bereich des südlichen Othmarschen-Langenhede Diapirs in Hamburg in unterschiedlichen Tiefenlagen ablaufen oder abgelaufen sind. Neben einer kurzen Darstellung von Salzaufstieg und Salzbewegungen liegt ein Schwerpunkt auf der Klärung verschiedener Verkarstungsprozesse und der Entwicklung unterschiedlicher Verkarstungsstrukturen vom Lösungsraum im tieferen Untergrund bis hin zur Geländeoberfläche. Außerdem wird auf die Genese und die Ausbildung unterschiedlicher glazigener Strukturen im oberflächennahen Untergrund Hamburgs eingegangen.

#### 3.1 Salzdiapirismus – Halokinese, Epirogenese und Halotektonik

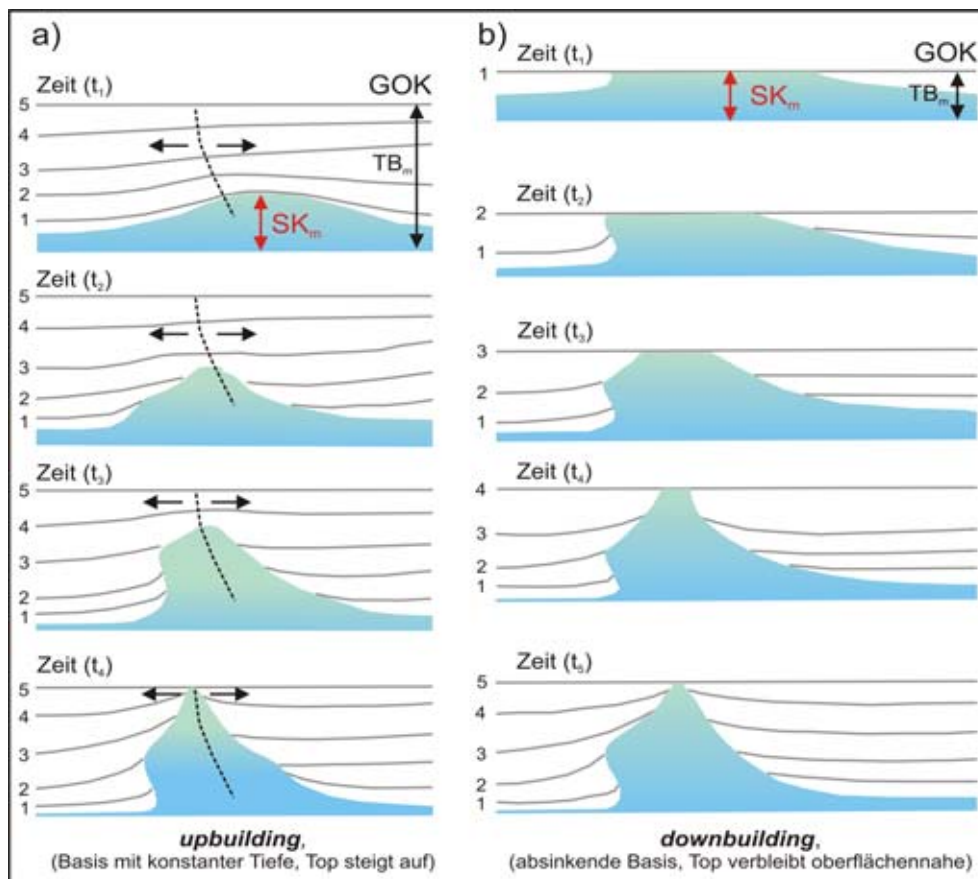
Ein klassisches Gebiet aktiver Salztektonik ist das Nordwestdeutsche Becken. Hier entstand über lange Zeiträume eine große Anzahl von permzeitlichen Salzmauern, Diapiren und Kissenstrukturen (TRUSHEIM 1960, JARITZ 1973, LOKHORST 1999, BALDSCHUHN et al. 2001) durch salztektonische Aktivität (KOCKEL, 1998; JARITZ, 1973). Damit einhergehend sind bedeutende Änderungen im Sedimentationsmuster sowie innerhalb des strukturellen Aufbaues bekannt geworden (KOCKEL 2002, 2003).

In Deutschland begann die Diskussion über die Gründe für Salzbewegungen bereits zu Beginn des letzten Jahrhunderts mit der Auftriebstheorie (*buoyancy* – ARRHENIUS UND LACHMANN, 1912) bzw. der Tektonik (STILLE 1910, 1925) als antreibende Kraft. Das durch Auftriebskräfte angetriebene halokinetische Modell von TRUSHEIM (1957, 1960), der ein autonomen, isostatischen Aufstieg des Salzes und ein Durchstechen des Deckgebirges durch die Rayleigh-Taylor Instabilität postulierte, legte den Grundstein des Denkens über salztektonische Bewegungen für die folgenden fünfzig Jahre.



**Abb. 3.1:** Entwicklungsschema einer Salzstockfamilie nach SANNEMANN 1963, modifiziert; (a) von einem tektonisch induzierten Muttersalzstock geht durch Einsinken primärer Randsenken der Anfangsimpuls zur Entstehung weiterer Salzstockgenerationen aus. Charakteristisch sind die überlappenden sekundären Randsenken mit Mächtigkeitszunahme zum Salzstock hin (b) & (c).

Einzelne Entwicklungsphasen von Trusheims Modell sind das Kissenstadium mit den primären Randsenken, das Diapirstadium mit den peripheren sekundären Senken und das postdiapiristische Stadium mit den peripher gelegenen tertiären Randsenken. Da das Modell Trusheims ein viskoses Deckgebirge voraussetzt, die sedimentären Überdeckungen aber ein überwiegend bruchhaftes Deformationsverhalten zeigen, wird dieses Modell durch den heutigen Wissenstand als weitgehend unrelevant für die Salztektunik angesehen (WEIJERMARS et al. 1993).



**Abb. 3.2:** Entstehung von Diapiren aus JACKSON AND TALBOT (1991). (a) "upbuilding" bzw. aktiver Diapirismus entlang einer Schwächezone (punktlinie) unter extensiven tektonischen Verhältnissen, (b) "downbuilding" oder passiver Diapirismus (BARTON, 1933). Jede Bildsequenz führt von einem frühen Zeitpunkt (t<sub>1</sub>) zum selben Endstadium (t<sub>4</sub> bzw. t<sub>5</sub>); SK<sub>m</sub>=Mächtigkeit Salzkruste. TB<sub>m</sub>=Mächtigkeit GOK-Basis.

Ergänzt durch die Theorie voranschreitender gravitativer Instabilitäten, die aufeinander folgende Generationen von Diapiren und Salzstockfamilien schaffen (Abb. 3.1) (SANNEMANN, 1963, 1968), wurde das Konzept der Dichteinversion später durch die Annahme eines tektonischen Impuls zur Initiierung von Salzbewegungen modifiziert (RÜHBERG, 1976, ZIRNGAST, 1996). BRINK et al. (1992) bringen den Zusammenhang zwischen Salzdiapirismus und strike-slip Bewegungen unter Rotation der Randsenken ins Gespräch. REMMELTS et al. (1993) und JACKSON AND VENDEVILLE (1994) kommen zu der Erkenntnis, dass gravitativer Auftrieb und tektonische Induktion zur Mobilisierung des Salzes und Ausbildung eines Salzkrustens Stadiums führen, im Regelfall jedoch nicht ausreichen dürften, um das mächtige Deckgebirge diapirartig zu

durchbrechen. Aus diesem Grund wird eine Schwächung der Widerstandskraft der hangenden Schichten über dem Salzkissen vorausgesetzt. Diese Schwächung entsteht durch unterschiedliche geologische Prozesse. Bedingt durch flächenhafte Erosion des Deckgebirges (fluvial oder synsedimentär) kann ein erosiv bedingter Differentialdruck aufgebaut werden. Das Widerlager des Salzes wird dabei teilweise oder gänzlich entfernt, so dass der Diapir auftreiben kann. Ein sedimentär bedingter Differentialdruck entsteht durch unterschiedliche Auflast auf das Salzlager. Jenyon (1985) beschreibt diesen Prozess am Beispiel des „basin edge diapirismus“, dabei bewirken mächtige Sedimentserien im Beckenzentrum das Abwandern des Salzes zu den Beckenrändern. Eine ungleiche Auflast auf das Salzlager entsteht ebenso durch das Vorrücken eines Deltakörpers, an dessen Front das Salz regelgerecht ausgequetscht wird (KOYI, 1996).

Regionale extensive tektonische Verhältnisse führen zur Zerblockung des Suprasalinars und induzieren Deckentektonik und gravitative Gleitbewegungen. Eine Dichteinversion zwischen Salz und Suprasalar ist zur Initiation des Diapirismus nicht zwingend notwendig (JACKSON AND VENDEVILLE, 1994). Das Deckgebirge wird bei der Extension sukzessive in kleinere Schollen zerlegt, die dann einen Graben bilden. Die aus den unterschiedlichen Mächtigkeiten der überlagernden Schichten resultierende Differenz im Auflastdruck wandert das Salz in die Region unter dem Graben und es entsteht ein reaktiver Diapir. Dieser kann sich nun durch Eindringen in das durch Störungen geschwächte Deckgebirge zu einem aktiven Diapir weiterentwickeln. Die Voraussetzung für den Salzaufstieg ist, dass die syntektonische Sedimentation die Grabensubsidenz nicht vollständig kompensiert.

Neben regionaler Extension können kompressive tektonische Bedingungen ein Aufpressen des Salzes bedingen, wie es aus dem Zagros Kettengebirge im Iran oder aus Nordspanien bekannt ist. In der höheren Oberkreide sind Strukturen von der Niedersächsischen Scholle bekannt, welche durch Inversionstektonik kompressiv überprägt worden sind (BALDSCHUHN et al., 1985).

Abbildung 3.2 zeigt zwei grundsätzliche geologische Prozesse, die des aktiven Diapirismus (*upbuilding*) und des passiven Diapirismus (*downbuilding*) aus JACKSON AND TALBOT (1991). Die beiden Modelle illustrieren, wie zwei unterschiedliche Salzkissenstadien im Verlaufe der Zeit dasselbe Endstadium erreichen. Ausgehend von dem heutigen Bild eines jeden Salzstockes stellt sich dabei die Frage, ob sich jemals eine mächtige Bedeckung über dem Salzkissenstadium befunden hat, welche durchbrochen wurde, oder ob der diapirische Aufstieg bereits im Frühstadium unter synsedimentären Bedingungen begonnen hat.

## **3.2 Verkarstung, Subrosion, Subsidenz und Erdfalltypen**

### **3.2.1 Verkarstung und Subrosionsprozesse**

Lösungsfähige Gesteine bzw. Hohlraumbildungen kommen in fast allen geologischen Formationen vor. Neben der Hohlraumbildung in Karbonaten, Sulfaten, Halogeniden,



Kali- und Magnesiumsalzen treten höhlen- oder kanalartige Hohlräume beispielsweise auch in Form von fließbedingten Lavakanälen in Vulkangebieten auf. Grundsätzlich können Kollapsereignisse durch statisches Versagen jeder Hohlraumkuppel zur Absenkung der Erdoberfläche führen.

Gebiete, in denen wasserlösliche Gesteine in der Nähe der Erdoberfläche anstehen, sind geprägt durch überwiegend unterirdische Entwässerung. Vielfach entsteht dadurch eine charakteristische Landschaft: der Karst (BÜCHNER, 1991). PRIESNITZ, (1974) versteht unter dem geologischen Begriff „Karst“ neben dem charakteristischen Landschaftsbild die Gesamtheit aller aktiven und nicht mehr aktiven Lösungserscheinungen und die sich daraus ergebenden ober- und unterirdischen geomorphologischen Prozesse. Im Speziellen umfasst der Begriff sowohl ober- und unterirdische Hohlformen im löslichen Karstgestein als auch im Deckgebirge (PRINZ, 1997). Man unterscheidet zwei Hauptformen des Karstes, den nackten Karst, bei dem das lösliche Gestein an der Erdoberfläche ansteht und den bedeckten Karst, der von jüngeren, nichtlöslichen Fest- oder Lockergesteinen überlagert wird. (BÜCHNER, 1991; PRINZ, 1997).

Wichtige Faktoren, welche Verkarstungsprozesse beeinflussen, sind die Karstgunst des Gesteins, die Beschaffenheit des Deckgebirges, hydrogeologische Verhältnisse, Relief, Vegetation, Veränderungen durch Eingriffe des Menschen, der zu betrachtende Zeitraum der Verkarstung sowie das Klima. Die Veränderung von nur einem dieser Faktoren kann die herrschenden Lösungsbedingungen und die Lösungsrate bereits signifikant beeinflussen. Die Lösungsgeschwindigkeit ist in erster Linie vom Wasserdargebot und der Fließgeschwindigkeit abhängig.

Oberhalb des Grundwasserspiegels wird besonders der nackte Karst durch Niederschlags- und Sickerwasser korrodiert. An der Oberfläche können rinnenförmige Karren entstehen, Klüfte werden zu Spalten erweitert und Schlotten von dm - m Durchmesser von der Oberfläche her bis zehner Meter weit eingetieft. Eine entscheidende Bedeutung für die Ausformung der Karsterscheinungen kommt dem Prinzip der Selbstverstärkung (BEHRMANN, 1919) zu. Eingetieft Wasserwege im Fels ziehen das Wasser an, wodurch die Hohlformen ständig vertieft werden. Besonders im Schwankungsbereich des Grundwassers entstehen durch Lösung ausgedehnte Höhlensysteme sowohl im Kalkstein als auch im Gips bzw. Anhydrit. Des Weiteren ist unterhalb des Grundwasserspiegels Auslaugung möglich, z.B. durch Mischungskorrosion (BÖGLI, 1964) beim Zusammentreffen von Wässern mit unterschiedlicher hydrochemischer Zusammensetzung oder mit für die Auslaugung günstigen hydrodynamischen Eigenschaften.

Die Verkarstung beginnt immer an Gesteinsflächen, vor allem an wasserwegsamem Trennflächen oder primären Großkapillaren, besonders aber in Störungs- und Zerrüttungszonen. Somit können auch epirogenetische Hebungen oder tektonische Vorgänge Einfluss auf die Grundwasserdynamik und entsprechend auf die Intensität der Verkarstung nehmen (REUTER et al. 1986). Von einer auffallend linearen

Aufreihung von Karstformen an tektonischen Störungszonen berichten BRUNNER UND SIMON (1987) und WOLF (1987).

Zu unterscheiden ist zwischen regulärer Auslaugung und irregulärer Auslaugung. Seit WEBER (1930, 1952, 1967) wird die vom Tagesausstrich in Richtung des Schichtfallens fortschreitende Subrosion als „reguläre Salzauslaugung“ bezeichnet. Dabei handelt es sich um einen flächenhaft weit verbreiteten Ablaugungsprozess, der bis in eine bestimmte Tiefe auftritt und häufig zur Ausbildung von ebenen Ablaugungsflächen, Salzhängen oder Salzspiegeln führt. Letztere zeigen eine annähernd horizontale Ausbildung der Grenzfläche, obgleich innerhalb derselben noch erhebliche Niveauunterschiede auftreten können. An der Erdoberfläche entstehen als Folge der flächenhaften, „regulären Auslaugung“ meist flache, muldenförmige Senkungen, welche in der Landschaft kaum auffallen.

Die „irreguläre Salzauslaugung“ erfasst dagegen die Lagerstätte innerhalb des geschlossenen Salzgebietes kleinräumig an einzelnen Punkten oder Linien durch lokales Eindringen von Wasser an Störungs-, Zerrüttungszonen oder an durch Menschenhand erschaffenen Auslaugungszonen und reichen in der Regel bis in größere Tiefen als die „regulären“ Subrosionsflächen. Der Mechanismus der Salzlösung ist hier grundsätzlich der Selbe, doch bilden sich bei der „irregulären Salzauslaugung“ im Allgemeinen ausgeprägte trichter- und kesselförmige Senken an der Erdoberfläche aus (PRINZ, 1997). Im Untergrund sind diese Subrosionssenken von steilwandigen, lokalen Salzhängen umgeben. Eine „irreguläre Ablaugung“ kann ebenso von paläogeographischen Bedingungen der verschiedenen Randbecken während der Eindampfungsphase der Evaporite abhängen. Die verschiedenen Randbecken des Zechsteinmeers mit 100 - 300 m mächtigen Steinsalzablagerungen (z.B. Zechstein 1) werden von Schwellen mit Sulfatfazies begrenzt. In diesen teilweise sehr breiten Übergangsbereichen von der eigentlichen Beckenfazies zu der dann weit verbreiteten Sulfatfazies, verzahnen sich die Chlorid- und Sulfatfazies schichtweise (RICHTER-BERNBURG, 1985). In diesen Verzahnungszonen unterschiedlicher Evaporite setzt später eine lokale Auslaugung unterschiedlicher Intensität ein und führt zu punktuell auftretenden Lösungs- oder Versturzscloten, welche sich bis an die Erdoberfläche fortsetzen können.

Die absolute Tiefenwirkung der Verkarstung ist abhängig von der Art und der Mächtigkeit des Karstgesteins, sowie regionalgeologischen Faktoren wie der Lage zur Vorflut und den Strömungsverhältnissen unterhalb der Grundwasseroberfläche. In Abhängigkeit von der Art des Auslaugungsgesteins zeigen die Karstformen charakteristische Unterschiede. Den klimatischen Verhältnissen in Europa entsprechend sind hauptsächlich Chloride (meist Steinsalz), Sulfate (Gipsstein bzw. Anhydrit) und Karbonate (Kalkstein, Dolomitstein) von der Auslaugung betroffen. Die Löslichkeit dieser Gesteine verhält sich annähernd einem Verhältnis von 10000:100:1 (BÜCHNER, 1991; PRINZ, 1997).

### 3.2.2 Verkarstung - Chloritkarst

Die natürliche Löslichkeit von NaCl beträgt bis zu 356 g/l (HUNDT, 1950). Aufgrund dieser hohen Löslichkeit tritt Steinsalz im humiden Klima Mitteleuropas heute nirgends an der Erdoberfläche als nackter Chloridkarst auf. Im bewegten Grundwasser liegt zumeist nur eine Teilsättigung von etwa 100 g/l vor. Die oberflächennah anstehenden Salze werden durch Regenwasser, Sickerwasser oder Grundwasser rasch gelöst, so dass die Mächtigkeit des Deckgebirges über anstehendem Steinsalz mindestens einige zehner Meter beträgt, meist erheblich mehr. Die Auslaugung reicht in Abhängigkeit von der Durchlässigkeit des Deckgebirges mindestens 200 m tief, häufig bis etwa 500 m und in Ausnahmefällen bis etwa 1000 m Tiefe. Da Steinsalz für Gase und Flüssigkeiten generell undurchlässig ist, kann die Auslaugung nur von außen ansetzen. Eine „reguläre Auslaugung“ an Ablaugungsflächen, Salzhängen oder Salzspiegeln ist zunächst die Folge. Salzspiegel, welche bis in die Nähe der Erdoberfläche reichen, sind häufig an ihren oberen Partien der Korrosion ausgesetzt. Durch Wechsellagerungen und Verzahnungsbereiche werden zunächst die leicht löslichen Chloritsalze (Tab. 3.1) aus den salinaren Zyklen herausgelöst. Dabei kommt es zu Lösungsmetamorphosen (HERRMANN, 1981). Es bleiben zunächst die weniger leicht löslichen Evaporite wie z.B. Kainit ( $\text{KMgClSO}_4$ ), Anhydrit ( $\text{CaSO}_4$ ), Gips ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) und Salzton zurück. Der Bereich des umgewandelten ehemaligen Salzspiegels wird als Hutgestein (*caprock*), Kainit- bzw. Gipshut bezeichnet und stellt ein wassererfülltes, hohlraumreiches Gebirge dar, welches unter besonderen Umständen weitere Sulfatkarstphänomene zeigt.

Chloride		
<b>Halit</b>	-	NaCl
<b>Sylvin</b>	-	KCl
<b>Carnallit</b>	-	$\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
<b>Bischofit</b>	-	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
<b>Tachhydrit</b>	-	$\text{CaMg}_2\text{Cl}_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
<b>Rinneit</b>	-	$\text{K}_3\text{NaFeCl}_6$
<b>Rokühnit</b>	-	$\text{FeCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

**Tab. 3.1:** Übersicht über die wichtigsten Chloride der salinaren Zyklen.

Neben internen, durch tektonische Prozesse entstandene Zermürbungsflächen (z.B. Kluftsysteme, Verwerfungen) entwickeln sich an großflächigen Salzhängen auch Zerrungserscheinungen. Durch gravitatives Zergleiten der Salzhänge bilden sich intensive Hangzerreißen, Spaltenbildungen oder grabenartige Einsenkungen im Gebirge aus. Dieses Spaltensystem unterschiedlicher Dimensionen führt zu weiteren Wasserwegsamkeiten, die zu lokaler, also irregulärer Auslaugung führen können.

### 3.2.3 Verkarstung - Sulfatkarst

In der Natur tritt Kalziumsulfat in zwei Modifikationen auf, wasserfrei als Anhydrit ( $\text{CaSO}_4$ ) und hydratisiert als Gips ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Unterscheidungskriterien von Anhydrit und Gips sind z.B. Dichte und Ritzhärte (Tab. 3.2) oder sie sind durch Anfärben mit Bleinitrat und Kaliumchromat (ANRICH, 1958) deutlich zumachen. In der Natur treten auch Zwischenwerte auf, die auf ein entsprechendes Mischungsverhältnis der Modifikationen zurückzuführen sind. Anhydrit bildet sich bei Wassertemperaturen ab  $42^\circ\text{C}$ , darunter wird Gips ausgeschieden. Dadurch kann es primär zu Wechsellagerungen von Anhydrit und Gips im cm-Bereich kommen (EISBACHER, 1991; SCHETELIG, 1994).

Kalziumsulfat (Modifikation)	Dichte ( $\text{g/cm}^3$ )	Ritzhärte (Mohshärte)
<b>Anhydrit</b>	~2,9	3,0 - 3,6
<b>Gips</b>	~2,3	1,5 - 2,0
<b>Steinsalz</b>	~2,2	2,0

**Tab. 3.2:** Unterschiede der Modifikationen des natürlichen Kalziumsulfats und Steinsalz

Bei der Auslaugung von Sulfaten greifen verschiedene physiko-chemische Prozesse ineinander. Der Hydratisierungsprozess von Anhydrit zu Gips wird als ein Lösungs-Fällungsprozess angesehen (REIMANN, 1984). Dieser ist mit einer theoretischen Volumenvergrößerung um etwa 17% in jede Richtung, insgesamt 61%, verbunden (WITTKÉ, 1978). Im offenen System der Natur ist die Volumenvergrößerung meist erheblich kleiner (BÜCHNER, 1991). Während über der Grundwasseroberfläche allgemein eine Volumenzunahme stattfindet, diese ist abhängig von der Verfügbarkeit von Wasser sowie dem allseitigen Druck, geht das Sulfat unter Grundwasser in Lösung und wird weggeführt. Der gesamte Hydratisierungsprozess steht somit in Abhängigkeit von der Exposition des Sulfatlayers, der Verfügbarkeit von Wasser und den vorhandenen Wasserwegsamkeiten des Gebirges. Die so entstehenden Mächtigkeiten des Hydratisierungsraumes variieren zwischen wenigen Metern und Zehnermetern, in einigen Fällen liegen umgewandelte Gipslager mit Mächtigkeiten bis zu 60 m vor. Der Gips- bzw. Anhydritspiegel gibt die Obergrenze des jeweiligen Vorkommens an, deren Oberfläche sehr unregelmäßig ausgebildet sein kann. Oberhalb des Gipsspiegels ist das Gestein frei von Gips, zwischen Gips- und Anhydritspiegel liegt das Sulfat als Gips, und unterhalb des Anhydritspiegels als Anhydrit und zum Teil als Gips vor, da hier der Umwandlungsprozess in der Regel noch anhält.

Die Löslichkeit von Gips beträgt in reinem Wasser rund 2,3 g/l. Generell liegt jedoch eine Teilsättigung im Grundwasser von lediglich 700 bis 800 mg/l  $\text{SO}_4^{2-}$  vor (PRINZ, 1997). Durch Chloride als Lösungsgenossen kann sie bis auf 10 g/l PRIESNITZ, (1972)

zunehmen. Auch hier kann es beim Zusammentreffen zweier  $\text{SO}_4$ -gesättigter Lösungen mit unterschiedlichem NaCl-Gehalt nach REUTER & KOCKERT (1971) zu dem Effekt der Mischungskorrosion kommen.

Flächenhafte Korrosion spielt im Sulfatkarst nur eine untergeordnete Rolle. Tabelle 3.3 zeigt eine Übersicht über die wichtigsten Sulfate der salinaren Zyklen. Ausgehend von Spalten und Klüften erfolgt die Auslaugung bevorzugt von innen her, durch Kluff- und Störungssysteme. Der Gips zeigt ein ausgeprägtes Relief von Karren, Schlotten und tiefreichenden Orgeln. Die Verkarstung endet meist am Anhydritspiegel, nur selten reichen die Schlotten tiefer in den Anhydrit hinein.

Sulfate		
Gips	-	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Anhydrit	-	$\text{CaSO}_4$
Kieserit	-	$\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Kainit	-	$\text{KMgClSO}_4 \cdot 2,75\text{H}_2\text{O}$
Langbeinit	-	$\text{K}_2\text{Mg}_2(\text{SO}_4)_3$
Polyhalit	-	$\text{K}_2\text{MgCa}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

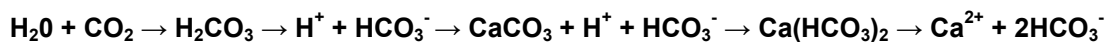
**Tab. 3.3:** Übersicht über die wichtigsten Sulfate der salinaren Zyklen

Entscheidend für den Auslaugungsvorgang und deren Folgeerscheinungen sind die Dicke der Sulfatlagen und die Kompetenz der nichtlöslichen Bankfolgen. Wechselfolgen von dünnen Sulfatlagen mit tonigen Gesteinen führen bei der Lösung des Sulfates meist zu einem brucharmen, flächigen Nachsacken des Gebirges. Es kommt zur Ausbildung von dünnen Auslaugungszonen mit Residualtonen, z.T. nur in Form von dünnen Schlufflagen. Mit zunehmender Dicke der Sulfatlagen entstehen dabei nachgesackte und in sich zerbrochene Mürbezonen im Gebirgsverband. Bei Wechsellagerung von Sulfaten und kompetenten Gesteinen entstehen primär verbruchartige, nahezu regellose Gemenge von Gesteinsbrocken in einer tonig-schluffigen Grundmasse, ohne größere Hohlräume (PRINZ, 1997). Bei dickbankigen, massigen Sulfatlagern entstehen einerseits als unlösliche Reste der Sulfat- und Nebengesteine tonig-schluffig-stückige Residualbildungen, welche die Lösungshohlräume weitgehend ausfüllen. Außerdem schreitet die Verkarstung bei bankiger Ausbildung von Gips bevorzugt in horizontaler Richtung fort. Dabei ist auch ein Ansetzen der Auslaugung von (druck)wasserführenden Liegendschichten her festzustellen (PRINZ, 1997). Durch Ausweitung der Hohlräume werden die Materialbrücken im Gips immer dünner und brechen schließlich zusammen. Dieses führt zu einem Nachsacken der Hangendschichten (REUTER et al., 1979). Andererseits können sich bevorzugt am Top oder an der Basis der Sulfatlager, bzw. in Kluffzonen größere Lösungshohlräume bilden, in die das überlagernde Gebirge nachbricht und dann als Residualbrekzie vorliegt. Die Auslaugung von Gips bzw. Anhydrit reicht

generell in Tiefen bis etwa 100 m. Unter günstigen Voraussetzungen bilden sich Auslaugungshohlräume bis in 250 m Tiefe. Bei noch tiefer reichender Subrosion ist eine Trennung der Auswirkungen auf die Erdoberfläche von Sulfatkarst und Chloridkarst meist nicht möglich.

### 3.2.4 Verkarstung - Karbonatkarst

Die Auslaugung von Karbonatgesteinen (Kalkstein, Kalkmergelstein, Dolomitstein) ist eine durch zahlreiche Gleichgewichte gesteuerte chemische Reaktion, bei der dem freien Kohlendioxid (CO<sub>2</sub>) im Wasser eine große Bedeutung zukommt:



Das Kohlendioxid wird z.T. von Regenwasser aus der Luft aufgenommen und gelöst, und zwar biogenes CO<sub>2</sub> der Bodenluft oder aus dem Abbau organischer Substanzen (SIMON, 1980). Immer mehr Bedeutung scheint auch dem CO<sub>2</sub> (post-)vulkanischer Herkunft zuzukommen, welches aus der Tiefe aufsteigt. Die Löslichkeit von Karbonaten ist im Wesentlichen abhängig vom CO<sub>2</sub>-Gehalt des Wassers und vom Gehalt an Sulfationen und Huminsäuren. Unter der Grundwasseroberfläche kommt es nach BÖGLI (1964) zur Lösung von Karbonatgesteinen durch Mischkorrosion. Beim Vermischen zweier Wässer mit unterschiedlichen Kalkgehalten oder verschiedener Temperatur tritt freies CO<sub>2</sub> auf, das sofort wieder Kalkstein löst. Durch Mischkorrosion können Karsthohlräume tief unter der Grundwasseroberfläche entstehen, wo sie sonst nicht vermutet werden. Unter natürlichen Verhältnissen beträgt die Löslichkeit von Kalkstein (durch Regenwasser) etwa 40 mg/l bis 200 mg/l (mit hohem CO<sub>2</sub>-Gehalt aus Bodenluft). Die Löslichkeit von Dolomit liegt unter natürlichen Verhältnissen bei lediglich 2,5 mg/l (HEIDFELD & KRAPP, 1991). Mit steigendem CO<sub>2</sub>-Partialdruck nimmt die Löslichkeit von Kalkstein zu, mit steigender Temperatur hingegen ab (DREYBRODT, 1988).

Carbonate		
Calzit	-	CaCO <sub>3</sub>
Dolomit	-	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
Magnesit	-	MgCO <sub>3</sub>

**Tab. 3.4:** Übersicht über die wichtigsten Carbonate der salinaren Zyklen

Wegen der geringen Lösungsgeschwindigkeit und der hohen Standfestigkeit dieser Gesteine über geologische Zeiträume treten Karsthohlräume im Kalkgestein in allen Größenordnungen auf. Trotz der großen Verbreitung von Karbonaten sind schlagartige Erdfälle als Folge der Karbonatverkarstung im Gegensatz zu dem Auftreten von Lösungsdolinen, bei denen die Lösung von der Kalkoberfläche her abläuft, relativ selten. Erdfälle im Karbonatkarst wie sie im wohl bekanntesten Erdfallgebiet dieser Art, der Paderborner Hochfläche, entstehen führen zu ähnlichen Erscheinungsbildern wie



jene, die durch Auslaugung von Sulfatgesteinen entstehen (PRINZ et al., 1973; KEESE 1985). Tabelle 3.4 zeigt eine Übersicht über die wichtigsten Carbonate der salinaren Zyklen.

### 3.2.5 Subsidenz und Ausbildung unterschiedlicher Erdfall-Typen

Die Bedeutung des Wortes Subsidenz wird in der Geologie allgemein für den Vorgang einer morphologischen Absenkung benutzt. Neben der tektonischen, thermischen und Subsidenz durch erhöhte Auflast (z.B. Eismassen oder Lavamassen) wird der Begriff im ingenieurgeologischen Bereich im Zusammenhang mit Setzungserscheinungen benutzt. Diese können durch Auflast von Bauwerken und resultierender Kompaktion des Untergrundes, Grundwasserabsenkung oder eine allgemeine Volumenverringerng (z.B. des Porenraumes) entstehen. Ebenso kommt es zu Subsidenz durch Stoffabtransport (z.B. durch Gas- oder Ölförderung) aber auch durch Lösung von Festgestein im Untergrund. Im Folgenden sollen Subsidenzerscheinungen der Erdoberfläche beschrieben werden, welche bedingt durch Lösungsprozesse und Materialabtransport im Untergrund auftreten.

#### Klassifikation von Erdfällen und Nomenklatur

Erdfälle entwickeln sich durch das Zusammenspiel bzw. die Wechselbeziehung verschiedener geologischer Prozesse unter verschiedenen geologischen Gegebenheiten, die an der Erdoberfläche und in unterschiedlichen Tiefensektionen im Untergrund herrschen. Zu den wichtigsten Faktoren gehören die jeweilige Beschaffenheit des löslichen Gesteines und des Deckgebirges, den hydrogeologischen und hydraulischen Verhältnissen sowie den klimatischen Bedingungen.

Die Einteilung der Erdfälle in sechs Haupttypen (Tab. 3.5) wird anhand des charakteristischen Entstehungsprozesses jedes Typs vorgenommen. Da sich jeder Erdfall unter unterschiedlichen lokalen Bedingungen entwickelt, soll klargestellt sein, dass es ein weites Spektrum zwischen den sechs Haupttypen gibt, in welche sich Erdfälle einordnen lassen. Die Zuordnung wird anhand der Kombination von zwei oder mehreren Prozessen vorgenommen, durch die der Erdfall und sein Erscheinungsbild geprägt wurden.

In dem geologischen Sprachgebrauch ist weltweit eine Vielzahl an Termini und Beschreibungen von Absenkungs-, Erdfall- und Kollapsstrukturen bekannt. Diese entstammen meist dem lokalen Sprachraum des entsprechenden Subsidenzereignisses oder veralteter Literatur. Für eine weniger verwirrende Klassifikation der Erdfälle wird in dieser Arbeit eine Zuordnung nach WALTHAM et al. (2005) vorgenommen. Die Terminologie wird also mit den Begriffen in englischer Sprache vorgenommen (kursiv), die entsprechenden Definitionen und Beschreibungen erfolgen in deutscher Sprache. Tabelle 3.5 zeigt eine Übersicht der gängigen Bezeichnungen verschiedener Erdfalltypen.

Waltham et al. (2005)	Solution-Typ	Collapse-Typ	Caprock-Typ	Dropout-Typ	Suffosion-Typ	Buried-Typ
				Subsidence-Typ		
Williams (2004)	Solution-Typ	Collapse-Typ	Caprock-Collapse	Dropout-Typ	Dropout-Typ	Buried-Typ
Lowe & Waltham (2002)	Dissolution-Typ	Collapse-Typ	Caprock-Typ	Dropout-Typ	Dropout-Typ	Buried-Typ
Ford & Williams (1989)	Solution-Typ	Collapse-Typ			Suffosion-Typ	—
White (1988)	Solution-Typ	Collapse-Typ	—	Cover Collapse	Cover Subsidence	—
Culshaw & Waltham (1987)	Solution-Typ	Collapse-Typ	—	Subsidence-Typ		Buried-Typ
Beck & Sinclair (1986)	Solution-Typ	Collapse-Typ		Cover Collapse	Cover Subsidence	—
Jennings (1985)	Solution-Typ	Collapse-Typ	Subjacent-Collapse	Subsidenz-Typ		—
Bögli (1980)	Solution-Typ	Collapse-Typ (schnell)	Subsidence-Typ (langsam)	Alluvial		—
Sweeting (1972)	Solution-Typ	Collapse-Typ	Solution-Subsidence	Alluvial		—
weitere verwendete Klassifikationen	Cockpit	Cave Collapse Tiankeng Tumour Cenote	Interstratal Collapse Breccia Pipe		Shakehole Ravelling	Filled Compaction Pipe

**Tab. 3.5:** Auflistung der Nomenklatur für verschiedene Erdfalltypen (modifiziert nach WALTHAM et al., 2005).

### Erdfalltypen und ihre Entstehung

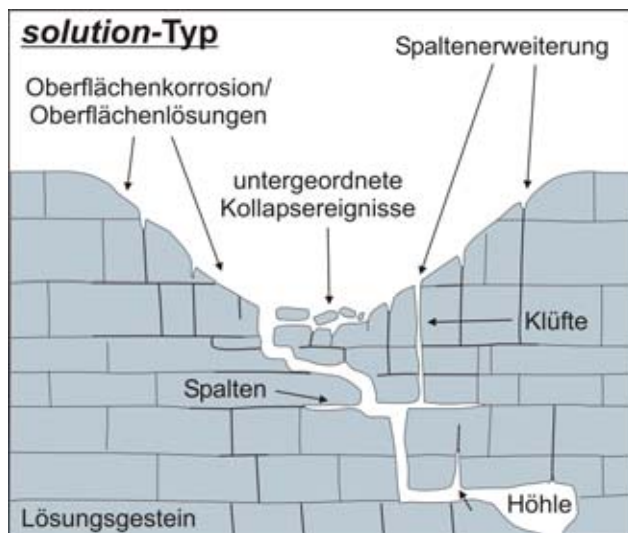
- *solution-* (*dissolution-*) Typ

Die Nomenklatur für den Erdfall des *solution*-Typ entstammt dem technisch korrekten englischen Wort für Lösung von Gesteinen „*dissolution*“. Durchgesetzt hat sich das Wort *solution* jedoch aus modischen Gründen und der Tendenz zu Abkürzungen im US-Amerikanischen Sprachraum.

Erdfälle des *solution*-Typs treten in Gebieten auf, in denen wasserlösliche Gesteine ohne nennenswerte Überdeckung von Fest-, Lockergesteinen oder Bodenbildung vorkommen. Diese Oberflächendepressionen variieren in ihrem Durchmesser zwischen 1 m und 1000 m, die maximale Tiefe kann zwischen 1 m und mehr als 100 m liegen. Großformen werden auch als (Lösungs-) Doline oder Lösungsbecken beschrieben.

Während der Entstehung dieses Erdfall-Typs kommt es zunächst zur flächenhaften Lösung des mehr oder weniger anstehenden Gesteins. Dabei folgt das Oberflächenwasser der natürlichen Neigung der Oberfläche und richtet sich dann nach dem Vorhandensein von Spalten und anderen Wegsamkeiten in das Festgestein hinein. Der Durchfluss von Wasser und die entsprechende Lösungsrate des Festgesteins erhöhen sich durch die Abflussmöglichkeit in das Lösungsgestein hinein. Es bildet sich dabei eine Hohlform mit zentripetal gerichteter Oberflächenentwässerung aus. Die große Menge feinsten Spalten und Risse, die sich über die gesamte Fläche der Doline verteilen, können dazu führen, dass die zentripetale Oberflächendrainage von der diffusen Infiltration überdeckt wird. Durch die Lösungsprozesse innerhalb des

Spaltensystems wird das Festgestein nahezu ausgehöhlt, es entwickelt sich eine Schüsselform. Ist das Drainagesystem lediglich in dem zentralen Bereich der Hohlform ausgeprägt, kommt es zu flächenhafter Oberflächenlösung des Gesteins und weiterer Lösung innerhalb des zentralen Spaltensystems. Dadurch entsteht ein eher konisches Profil mit steileren Wänden (Abb. 3.4). Die Lösungsdolinen wachsen in ihrem Durchmesser um ein Vielfaches der Größenordnungen der durchschnittlichen Spaltenbreite innerhalb des Lösungsgesteins.



**Abb. 3.4:** Vereinfachter Vertikalschnitt durch einen *solution*-Typ Erdfall (modifiziert nach WALTHAM et al., 2005).

Durch die Zirkulation aggressiver Bodenwässer entsteht Epikarst (KLIMCHOUK, 2000) oder subkutaner Karst (WILLIAMS, 1983). Über den Verlauf der Zeit wird der Epikarst in alle Richtungen von Rissen durchzogen, bis es zur Ausbildung von Lagen separierter Blöcke kommt. Diese Blöcke im Metermaßstab stürzen in kleinen Kollapsereignissen in die Spalten und Höhlen. Daher zeigen auch die Dolinen des *solution*-Typs das Element des Kollapses in ihrer Entwicklung, wodurch sie letztlich den Erdfällen zugeordnet werden.

Typisch für den Epikarst ist eine dendritische Drainagestruktur. Im oberen Bereich treten hier weit geöffnete Spalten auf, die sich durch starke Regenfälle stark vertiefen und eine zinnenartige Oberfläche des Lösungsgesteins verursacht. Der Epikarst erreicht in Extremfällen die vierfache Tiefe des Oberflächenreliefs. Unterhalb des Epikarstes treten nur noch vereinzelt Drainagekanäle auf.

Oberflächennah anstehendes Salz wird im Allgemeinen rasch gelöst. Besteht Wechsellagerung von Salz und Tonen, bleibt der Ton residual zurück und kann eine wasserundurchlässige Schicht über dem Epikarst des zerklüfteten Salzgesteins ausbilden. Ist so der Kontakt zwischen Salz und zirkulierenden Wässern unterbunden, kommen die Salzlösung und die Absenkung der Geländeoberfläche zum Erliegen. Dieses gilt auch, wenn sich eine gesättigte Sole ausbilden kann, die den weiteren Lösungsprozess hemmt oder völlig zum Stillstand kommen lässt. Ist die Tonschicht jedoch gestört und kommt es hier zu lokalen Lösungsprozessen des Salzes, sind entsprechend punktuell hohe Absenkungsraten zu erwarten.

Die weltweit bekanntesten Lösungsdolinen in Gipsgestein sind über 100 m im Durchmesser, jedoch nur wenige Meter tief (SAURO, 1996). An der Gesteinsoberfläche und im Epikarst bildet sich ein intensiv verzweigtes Netzwerk aus Lösungsspalten und kleinen Hohlräumen in den oberen Metern aus. Diese Art der Verkarstung ist zwar aus der Kalklösung bekannt, jedoch ist die Intensität im Gips sehr viel höher und erfolgt in

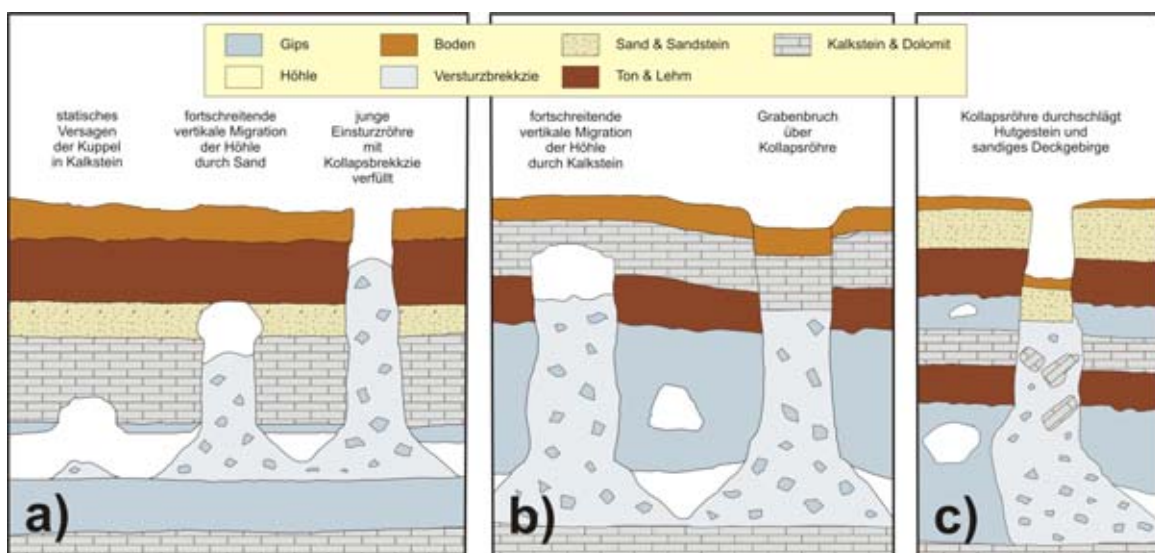
signifikant kürzeren Zeiträumen. Zusätzlich führen die im Vergleich zu Kalkstein schlechten statischen Eigenschaften von Gips zu einem frühen Kollabieren von Hohlräumen geringerer Größe. Typisch ist die Funktion aus diffuser Infiltration und Gipslösung über den gesamten Dolinenbereich mit der Folge eines weniger konzentrierten Absinkens der zentralen Bereiche als es in Kalkdolinen der Fall ist.

In feuchten Klimaten kann Gips als anstehendes Gestein nicht bestehen, und auch nur in eingeschränktem Umfang als Festgestein mit geringer Überdeckung. In diesem Fall bildet sich kein Dolinenkarst aus und der Gips wird von unlöslichen Residualbrekzien ersetzt. Innerhalb dieser Residualbrekzien, einem meist tonigen Gestein, kommt es jedoch langfristig zu weiteren Lösungserscheinungen lokal auftretender Gipsreste. Dieser Prozess führt dann zu weiteren Einstürzen von Lösungshohlräumen (COOPER AND SAUNDERS, 2002).

Zur Ausbildung elongierter Hohlformen oder zu einer kettenartigen Aneinanderreihung von Lösungsdolinen kann es entlang von Verwerfungen kommen. Diese führen dann zu gerichteten Wasserwegsamkeiten und erhöhten Lösungsraten. Als Polygonalkarst wird ein Dolinenfeld oder eine Dolinenlandschaft bezeichnet.

- *collapse-* und *caprock-*Typ

Sowohl der *collapse-* als auch der *caprock-*Typ ist charakterisiert durch Bruchbildung, statisches Versagen und schließlich dem Kollaps von ungestützten Decken, Firsten und Gewölben, welche die Lösungshohlräume umgeben. Diese Erdfalltypen variieren zwar in ihrer Größe deutlich, die meisten sind jedoch kleiner als 100 m im Durchmesser. Kennzeichnend sind die steilen Randprofile der Versturzhohlräume und Schächte.



**Abb. 3.5:** Entwicklung und Reifung von verschiedenen *caprock*-Typen oberhalb von Gipskarst durch progressives vertikales Höhlenwachstum durch Dachaufstimmung (*roof stoping*): **a)** durch Kalkstein und Deckgebirge mit nichtbindigen sowie bindigen Sedimenten; **b)** durch Wechselfolgen von bindigem Sediment, Kalkstein und Boden; **c)** durch Wechselfolgen von bindigen Sedimenten, Kalkstein, Gipslagen und nichtbindigen Sedimenten (modifiziert nach WALTHAM et al., 2005).

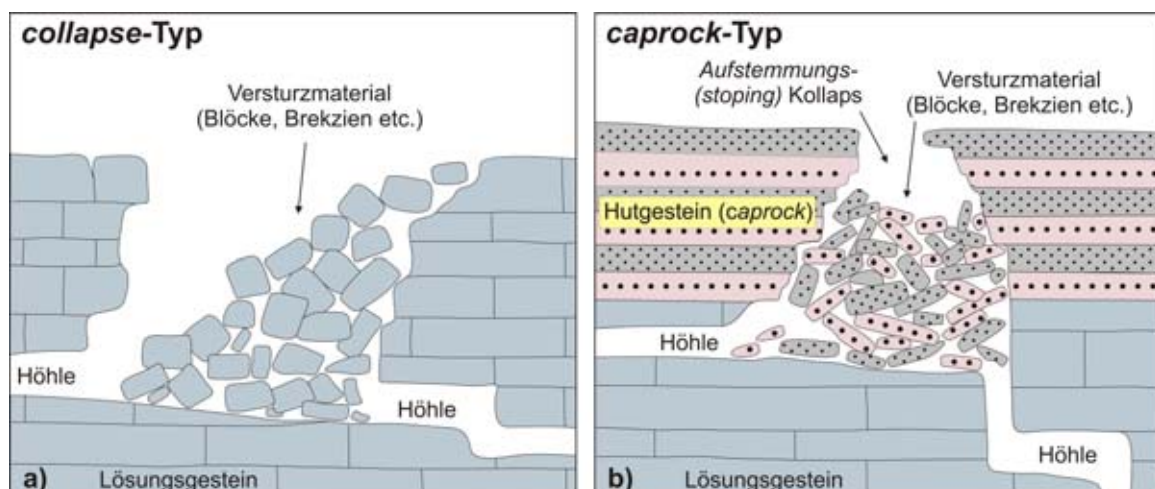
Der Lösungsprozess läuft zunächst kleinräumig ab und findet lediglich an den Lösungsflächen der offenen Risse, Spalten, Klüfte und anderen Bruchmustern statt. Eine Vergrößerung der Wasserwegsamkeit führt zu einem größeren Wasserdurchfluss und zur Erhöhung der Lösungsrate. Ab einer bestimmten Hohlraumgröße sind aber nicht nur Lösungsprozesse an der Vergrößerung des Hohlraumes beteiligt, sondern es kommt auch durch mechanische Eigenschaften und statisches Versagen der Wand- und des Kuppelbereiches zu einer räumlichen Erweiterung. Wandinstabilitäten und gravitative Kräfte führen dabei zum mechanischen Abstemmen und dem Herausbrechen von Nebengesteinsteilen (Aufstimmungshypothese). Dadurch kommt es zu einer Erweiterung (Migration) des Hohlraumes besonders nach oben (*roof stoping*), die sich auch durch wasserunlösliche Gesteine hindurch fortsetzt. Das Herunterbrechen von Spänen, Platten und Gewölbeschalen und letztlich die vertikale Migrationsgeschwindigkeit der Höhlenerweiterung hängt von unterschiedlichen Faktoren der Umwandlung und des Dachbereichs ab: von Lösung bzw. Ausdünnung massiger Gesteine, von den Schichtmächtigkeiten sowie den Bankungen, von Inhomogenitäten innerhalb des sedimentären Lagenbaus, von Wechsellagerungen verschiedener Sedimente, vom Deformationsgrad und der allgemeinen Lagerung des Daches und der Wände. Entgegen der Höhlenerweiterung wirkt die Kohäsion, ein Verkannten einzelner Dachblöcke, statisch gute Eigenschaften des Höhlendaches und der Umlagerungsdruck, welcher die Höhle stabil halten kann. Wird jedoch der kritische Punkt erreicht, kommt es schließlich zum völligen statischen Versagen der Dachkuppel und der tragenden Strukturen. Die Höhle stürzt ein und wird zum Teil durch das Versturzmateriale verfüllt. Ist das Volumen des verstürzten und somit aufgelockerten Dachmaterials geringer als das der Höhle selbst, so paust sich die Kollapsstruktur in Form einer Röhre oder eines Schachtes bis an die Erdoberfläche durch. Abbildung 3.5a-c zeigen Beispiele für die Entwicklung verschiedener Einsturzzöhlen des *caprock*-Typs.

Erdfälle des *caprock*-Typ (Abb. 3.6b) entwickeln sich typischer Weise eher in Gips und Salz als in statisch stabilen massigen Kalken. Die hohe Lösungsrate und das frühe statische Versagen von Gips führen in der Regel zur Ausbildung kleinräumiger Kollapsstrukturen mit einem Durchmesser von 60 m und 20 m Tiefe. Selten sind Strukturen mit einem Durchmesser von 400 m und Tiefen von 50 m, wie sie in der Türkei zu Tage treten. Hier wurde der Gips unter massigen Kalken weggelöst, so dass das Dach des Lösungshohlraumes über lange Zeit stabil bleiben konnte. Ein wichtiger Prozess in diesen Gesteinen ist die natürliche Unterspülung (*undermining*) des Gesteins durch einen verborgenen Flusslauf. Im Gipsgestein kommt es zur Akkumulation vieler kleiner Erdfälle, welche durch blockartige Verstürze eine Großstruktur an der Erdoberfläche bilden. Durch die Aneinanderreihung von Kollapsstrukturen oder eines elongierten Lösungsraumes, der durch einen unterirdischen Flusslauf entstanden ist, kann eine Versturzkamm bzw. -schlucht entstehen. Während Gipsgestein in geringen Tiefen lagernd zur Ausbildung zahlreicher Kleinstrukturen neigt, entstehen tiefreichende Brekzienschächte durch die Lösung von Gips aus größeren Tiefen.



Allgemein erfolgt die Salzlösung eher flächenhaft, und führt entsprechend zu flächenhaften Subsidenzen an der Erdoberfläche. Dort wo im Salz jedoch lokale Schwächzonen durch Verwerfungen, Zerrungen oder anthropogene Eingriffe existieren, kann es lokal zu sehr rascher Lösung des Salzes kommen und zu punktuellen Einbrüchen des Deckgebirges führen. Auch hier können sich Einsturzhöhlen und Brekzienschächte entwickeln, an deren Rändern häufig Ringstörungen durch Nachbrüche an der Erdoberfläche zu Tage treten. Die Unberechenbarkeit dieser Einstürze liegt in der fortdauernden Lösung des Salzes und in der hohen Lösungsgeschwindigkeit, welche auf kleinem Raume wirkt. Aus Russland sind Kollapsröhren mit einem Durchmesser von 40 m x 60 m bekannt, die durch intensive Salzlösung und dem Prinzip der Aufstimmungshypothese entstanden sind. Diese erreichen Tiefen von 150 m (ANDREJCHUK, 2002).

Die Ausbildung des primären Versturzkaters hängt letztendlich von der Beschaffenheit des Lösungsgesteines und des kollabierten Deckgebirges ab. Während die Kollapsröhre im Festgestein auch an der Erdoberfläche erhalten bleibt, wird diese Erscheinungsform in Lockersedimenten oder Böden durch Erosion und einen langfristigen Reliefausgleich stark verändert. Dabei weitet sich der Durchmesser des obersten Bereichs des steilen Schachts zu einer Trichterform, die Böschung verflacht und die Einsturzhöhle wird nach und nach verschüttet.



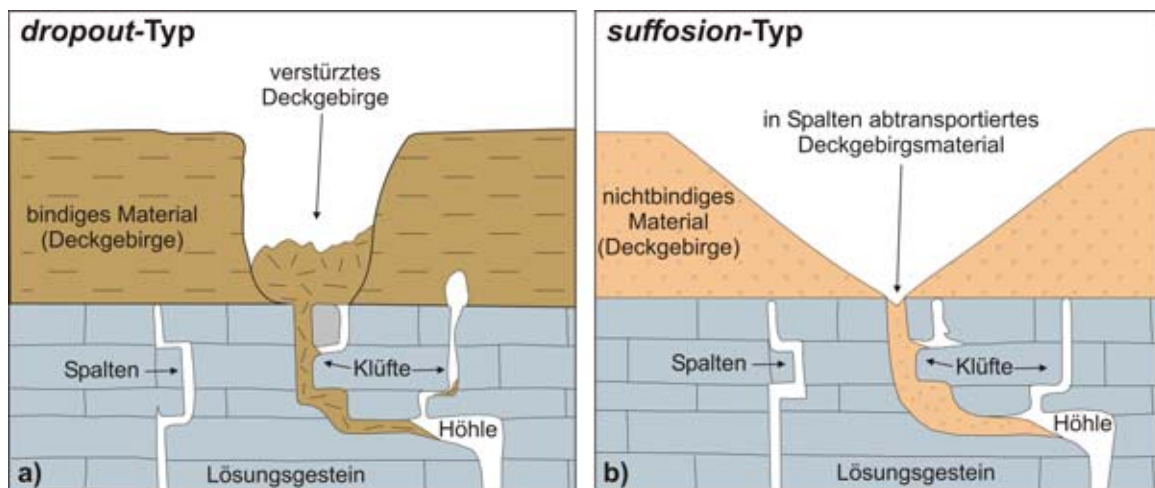
**Abb. 3.6:** Vereinfachter Vertikalschnitt durch **a)** einen *collapse*-Typ Erdfall, und **b)** einen *caprock*-Typ Erdfall (modifiziert nach WALTHAM et al., 2005).

Der *collapse*-Typ (Abb. 3.6a) kommt in der Natur eher selten vor. Hier bildet sich ein Hohlraum innerhalb des Lösungsgesteines und massigen Kalken. Darüber befindet sich kein *Caprock* oder Deckgebirge eines anderen Festgesteins oder Lockersediments, so dass hier das Dach des Hohlraums eines Lösungsgesteins direkt bis an die Geländeoberkante verstrützt. Aufgrund der flächenhaften Überbauung in schnell wachsenden urbanen Bereichen werden die Einstürze jedoch immer häufiger auch durch die Auflast von neuen Bauwerken oberhalb unerkannter Hohlräume provoziert. Der wohl größte *collapse*-Typ Erdfall weltweit liegt in China nahe der Stadt

Chongqing. Der Xiaozhai gehört zu den „sky holes“ und erreicht einen Durchmesser von 625 m x 535 m und ist 662 m tief.

- *subsidence*-Typen

Das wesentliche Merkmal von Erdfällen des *subsidence*-Typs (Abb. 3.7a, b) ist Suffosion, also der Abtransport von disaggregierten Böden oder Sedimenten durch Spalten- und Kluftsysteme innerhalb des darunter befindlichen Festgesteins. Der Transport geht fast ausnahmslos in Verbindung mit Wasser von statten, obgleich theoretisch ein rein gravitativer Transport von sandigen Wüstenböden denkbar wäre. Das abtransportierte Material wird entweder in Höhlen abgelagert, dort kommt es dann als aus Spalten oder Klüften rieselnde Schuttmasse oder als Ablagerungsfächer vor. Oder es verschwindet in einem unzugänglichen Netzwerk aus Spalten und Klüften. Das Material kann ebenso durch einen Aquifer abgeführt und später abgelagert werden. Im Gegensatz zu anderen Erdfalltypen verstürzt jedoch nicht ein Hohlraum innerhalb des Lösungsgesteins, sondern es wird ein Massendefizit innerhalb des Deckgebirges ausgeglichen.



**Abb. 3.7:** Vereinfachter Vertikalschnitt durch **a)** einen *dropout*-Typ Erdfall, und **b)** einen *suffosion*-Typ Erdfall (modifiziert nach WALTHAM et al., 2005).

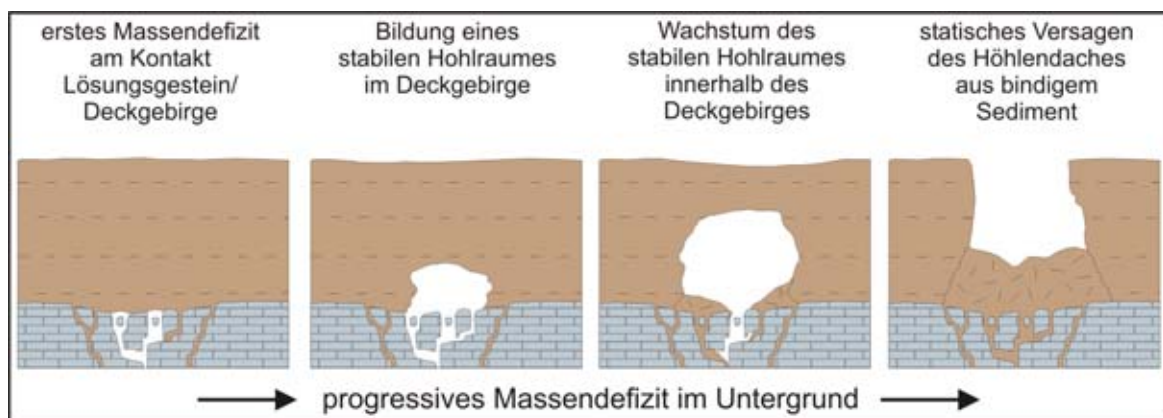
Zur Unterscheidung verschiedener *subsidence*-Typen wird die Zeit herangezogen, welche zur Ausbildung der Kollapsstruktur benötigt wird. Man unterscheidet zwischen dem schlagartigen Einbrechen des Deckgebirges - dem *dropout*-Typ (Abb. 3.7a), und dem reinen *suffosion*-Typ (Abb. 3.7b), bei deren Entwicklung eine langsame, mehr oder weniger kontinuierliche Absenkung der Oberfläche mit dem Abtransport des Materials oder der Lösungsrate im Untergrund einhergehen. Der Unterschied in der Entwicklung der beiden *subsidence*-Typen beruht weitgehend auf den lithologischen Eigenschaften des Deckgebirges. Beide Strukturen bilden mehr oder weniger kreisrunde Strukturen an der Erdoberfläche aus. Dieses hängt damit zusammen, dass sich diese Erdfallstrukturen um einen sehr kleinen, zentralen Bereich des Massenschwundes ausbilden. Diese Bereiche sind entweder lösungsbedingt, durch



Verwerfungen, oder durch Kreuzungspunkte von Verwerfungen oder Klüften gekennzeichnet.

- *dropout*-Typ

Erdfälle des *dropout*-Typs entwickeln sich nur dort, wo das Deckgebirge aus bindigen, tonreichen oder verhärteten Sedimenten besteht (Abb. 3.8). Diese Materialeigenschaften ermöglichen die Ausbildung eines stabilen Höhlendaches. Wird der kritische Punkt in dem Verhältnis zwischen Dachstabilität und Hohlraumgröße überschritten, kommt es unweigerlich zum statischen Versagen des Gewölbes und zum Einsturz. Häufig verstürzen erst die steilen Wände, es kommt zu einer schlagartigen Vergrößerung des Hohlraumes und erst dann zum Versagen der Dachstatik. Dieses Ereignis paust sich durch das Deckgebirge hindurch, bis auch die Erdoberfläche in einer Versturzhöhle kollabiert. Die Auswirkungen und das morphologische Erscheinungsbild eines Erdfalles des *dropout*-Typs sind denen des *collapse*-Typs meist sehr ähnlich.



**Abb. 3.8:** Vereinfachte Darstellung der Entwicklung eines *dropout*-Typ Erdfalls (modifiziert nach WALTHAM et al., 2005).

- *suffosion*-Typ

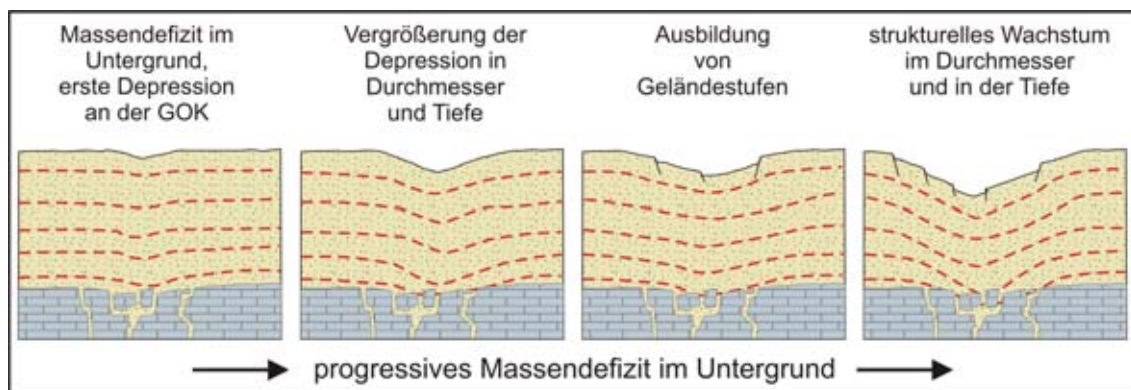
Im Gegensatz zum *dropout*-Typ entwickelt sich der idealisierte Erdfall des *suffosion*-Typ durch partikularen „rieselnden“ Abtransport des nichtbindigen, sandigen Materials in Spalten und Klüften unter gleichzeitiger Deformation des Deckgebirges (Abb. 3.9). Durch den Abtransport und letztendlich durch den Verlust des Sedimentes im Untergrund kann es neben der Subsidenz an der Geländeoberkante auch zu internen Rutschungen, Ausbildung morphologischer Stufen durch gravitatives Zergleiten und Ausbildung horizontaler sowie vertikaler Versätze kommen. An der Erdoberfläche entstehen zunächst seichte Trichter oder konische Profile.

Strukturen, die in Ihrer zeitlichen Entwicklung zwischen dem idealisierten *dropout*- und *suffosion*-Typ stehen, sind die Regel. Die Übergänge sind fließend oder es kommt zu einer Kombination beider Typen, wenn aus einer langsamen Subsidenz ein schlagartiges Ereignis zum endgültigen Kollabieren der Geländeoberfläche führt.

Letztendlich hängt dieses von dem Anteil an kohäsiven Komponenten des Deckgebirges ab.

Die Unterscheidung zwischen den beiden Erdfalltypen wird besonders dann erschwert, wenn das Kollapsereignis schon längere Zeit zurückliegt. Die ursprüngliche Versturzhöhle des *dropout*-Typs wird an den ehemals steilen Flanken stark abgeböschert. Dabei wird erodiertes Material ins Erdfallinnere befördert, während sich der Durchmesser der ehemaligen Röhre nach außen hin signifikant erweitert. Schließlich verfüllen die oberflächennahen Sedimente die Hohlform. Eine Unterscheidung zu der schüsselförmigen Morphologie eines *suffosion*-Typ Erdfalls kann in diesem Falle nicht vorgenommen werden.

Die unterschiedlichen *subsidence*-Typen können sich innerhalb jedes Sediments im Deckgebirge ausbilden. Besonders häufig treten sie allerdings dort auf, wo pleistozäne Gletscher Till abgelagert haben. Der Till ist meist ausreichend wasserdurchlässig und enthält einen hohen Anteil an bindigen Komponenten. Feine nichtbindige Sedimente wie Löss und feiner Sand lassen sich besonders leicht in dem Spaltensystem des verfestigten oder bindigen Gesteins mit Hilfe des Wassers transportieren.



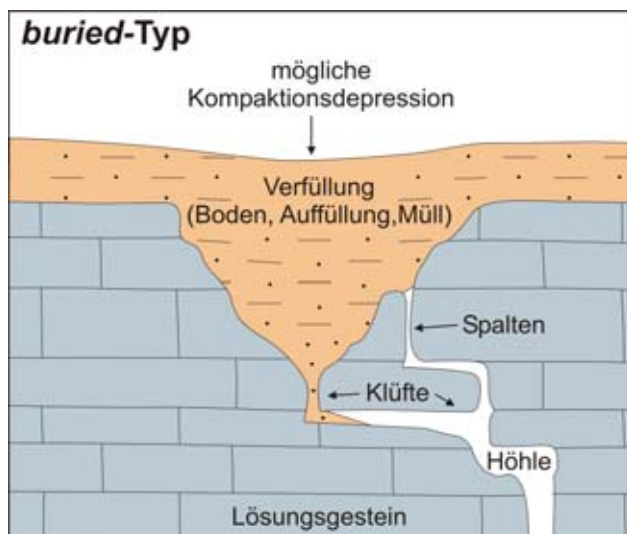
**Abb. 3.9:** Vereinfachte Darstellung der Entwicklung eines *suffosion*-Typ Erdfalls (modifiziert nach WALTHAM et al., 2005).

- *buried*-Typ

Zu dem *buried*-Typ (Abb. 3.10) gehören zunächst alle sekundär und mehr oder weniger vollkommen verfüllten Erdfälle jedes Typs, jeder räumlichen Dimension und morphologischen Gestalt. Das Füllmaterial sowie der Verfüllungsprozess spielen zunächst keine Rolle, können allerdings zu einer späteren Charakterisierung des *buried*-Typs herangezogen werden. Anhand der Analyse des Füllmaterials, durch die Art der Verfüllung, die Gestalt des Erdfalls und die Kenntnis über die regionalgeologische Situation im Untergrund, kann versucht werden, den maskierten Ursprung der Subsidenzstruktur zu rekonstruieren. Die primäre Umwandlung eines Erdfalls ist bei jedem Erdfall unterschiedlich steil. Im Verlaufe der Zeit bildet sich eine stabile Böschung aus. Der ursprüngliche Öffnungsbereich der Hohlform an der Erdoberfläche wird sich im Durchmesser weiten, um auch hier durch eine Böschung

oder einen Reliefausgleich ein stabiles Gleichgewicht an der Geländeoberkante zu erreichen. Letztendlich werden viele Strukturen in urbanen Bereichen einfach verschüttet oder überbaut und sind somit an der Erdoberfläche nicht mehr erkennbar.

Typische sekundäre Veränderungen eines Erdalles sind erosionsbedingt. Das brekziöse Versturzmateriale verwittert, es wird neues Material von den Böschungen oder von der Umgegend in die Depression geschüttet oder es kommt zur Füllung der Hohlform mit Wasser. Auch Verlandungsprozesse wie Versumpfung oder Torfbildung sind nicht selten. Letztlich kommt es zu Verfüllungen von Menschenhand mit Sedimenten oder Müll.



**Abb. 3.10:** Vereinfachter Vertikalschnitt durch einen *buried*-Typ Erdfall (modifiziert nach WALTHAM et al., 2005).

Die Ausprägung eines *buried*-Typ ist genau so individuell, wie die Entstehung jedes anderen Erdfalltyps, und unter ingenieurgeologischer Betrachtung von gleicher Wichtigkeit. Allein die Erkenntnis über das Auftreten eines verborgenen Erdfalls signalisiert, dass es hier im Untergrund zu Lösungsprozessen und nachfolgender Subsidenz gekommen ist. Dieser Prozess kann möglicherweise reaktiviert werden und die ältere Struktur überprägen. Aber auch ohne weitere Lösungsprozesse im tiefen

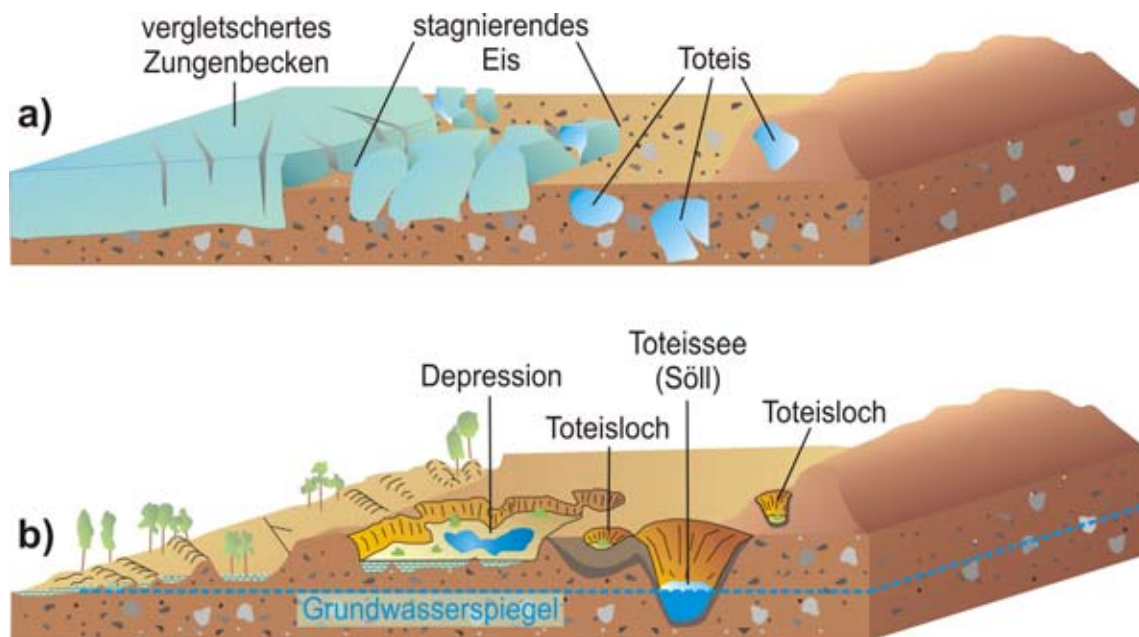
Untergrund kann ein Erdfall des *buried*-Typs aktiv sein. Innerhalb der Verfüllung kann es zu Materialschwund durch Suffosionsprozesse kommen. Dabei werden Hohlräume innerhalb der Versturzbrekzie mit Sediment kleiner Korngrößen verfüllt. Das darüber liegende Verfüllungsmaterial sackt nach, oder wird aufgelockert, was zur Ausbreitung von Schwächezonen innerhalb der Verfüllung führt. Besonders an den Randbereichen können Rutschungen oder stufenartige Abbrüche entstehen. Biogene Verfüllungen lassen sich leicht kompaktieren. Schon bei geringer Auflast oder Austrocknung kommt es zu Setzungserscheinungen. Im Übergang zwischen den biogenen Füllungen und randlich auftretenden mineralischen, kolluvialen Böden kommt es zu unterschiedlichen Setzungsraten, welche bei einer Überbauung unbedingt berücksichtigt werden müssen.

### 3.3 Glazigen, postglazial und anthropogen gebildete Hohlformen

#### 3.3.1 Toteis

Als Toteis bezeichnet man vom aktiven Gletscher abgetrenntes und bewegungslos gewordenen Eis, welches von Sedimenten überdeckt ist. Somit steht der Begriff des Toteises dem Begriff des stagnierenden Eises gegenüber, welches noch Kontakt zum

Gletscher besitzen kann, aber noch nicht von Sedimenten überdeckt wurde (Abb. 3.11a). Toteisblöcke werden entweder durch die Gletscherbewegung in die End- oder Grundmoräne eingepresst und überdauern zunächst in der Geschiebemasse, oder sie entstammen einer Gletscherzunge, welche durch rasches, unregelmäßiges Abtauen und Rückzug des Gletschers in viele Einzelblöcke zerfallen ist. Die Eisblöcke verbleiben weiträumig verteilt in den ehemals vergletscherten Gebieten und treten vor allem dort gehäuft auf, wo es lokal zu erhöhter Eismächtigkeit gekommen ist. Dieses sind in den Randbereichen eines sich zurückziehenden Gletschers die Zungenbecken oder glaziale Rinnen.



**Abb. 3.11:** Entwicklung von Toteislöchern und Todeisseen: **a)** Skizze einer Eisrandlage mit Zungenbecken, stagnierendem Eis und von Sediment überdecktem Toteis, **b)** Skizze einer heutigen Toteislandschaft mit glazigen gebildeter Depression, Toteislöchern und einem Toteissee (modifiziert nach GAREIS, 1978).

Eingebettet in der Grund- oder Endmoräne werden die Toteisblöcke bei den jahreszeitlichen oder auch langfristig klimabedingten Vor- und Rückzügen des Gletschers immer tiefer in den Untergrund eingedrückt. Nachströmende Schmelzwässer des aktiven Gletschers lagern später neben und schließlich auch über den Eisblöcken transportierte Sedimente, vor allem Schmelzwassersande ab. Die überlagernden Sedimente bilden eine Isolationsschicht und schützen das Eis vor direkter Sonneneinstrahlung, Wind und langfristiger Klimaerwärmung. Das initiale Abschmelzen einer etwa 10 m mächtigen Eisschicht reicht aus, um eine Decke von Ablationsmoräne zu erzeugen, die das Eis vor weiterem Abschmelzen schützt (EHLERS, 1994). So wird das Eis entsprechend lange im Untergrund konserviert. In Permafrostgebieten kann das verborgene Eis über einige tausend Jahre im Boden überdauern. Aus dem nördlichen Kanada sind Reste weichseleiszeitlichen Eises

bekannt, welche heute noch den Kern der *Sandhills Moraine* bilden (FRENCH AND HARRY, 1988). Bei heutigen Beobachtungen von Gletschern in Klimabereichen ohne Dauerfrostboden hängt die Zeit bis zum endgültigen Abschmelzen des Toteises von den kurzfristigen klimatischen Veränderungen, von möglicher Beschattung in tiefen Tälern und von der Menge und der Art der überlagernden Sedimente ab. Das Abschmelzen kann auch heute Jahre bis Jahrzehnte andauern.

#### Ausbildung von Toteiskesseln, Toteislöchern und Söllen

Der Prozess des Austauens von Toteis ist signifikant langwieriger als das Abschmelzen von selbst mächtigen Gletschermassen, die der direkten Sonneneinstrahlung und dem Wind ausgesetzt sind. Mit dem Abschmelzen des Toteises im Untergrund sacken die überlagernden Sedimente nach. Dabei bildet sich eine oberirdische Hohlform aus. Diese Toteislöcher oder Toteiskessel sind häufig kreisrund oder oval (Abb. 3.11b). Trotz ihrer geringen Größe (meist kleiner als 1 ha) können sie Tiefen von mehr als 10 m erreichen.

Die den Eisblock unterlagernde, konkave Basis und deren Flanken werden durch die andauernde Eisaufast stärker komprimiert und verdichtet als die umlagernden und neu abgelagerten Sedimente. Die allseitig verschlossene Hohlform selbst wird in der Regel nicht deformiert. Sedimentlagen, welche den Eisblock überdeckten, sacken während des postglazialen Austauens nach und bilden die primäre Verfüllung. Diese Sedimentlagen werden deformiert und dabei flexurartig konkav nach unten verbogen. Bei intensiver Deformation können sich auch Dehnungsstrukturen innerhalb der Sedimentlagen ausbilden. Diese Bewegungsflächen sind pseudotektonischen Ursprungs und zeigen sich als gravitativ bedingte Abschiebungsstrukturen, Rutschungen und Gleitflächen, welche jedoch die verfestigte Basis der Hohlform nicht durchschneiden. Das vollständige Austauen des Eisblockes geht also als einmaliges, oft sehr langwieriges Kollapsereignis einher zusammen mit der Anlage von verschiedenen Deformationsstrukturen, welches sich ausschließlich innerhalb der Hohlform und der Primärverfüllungen abspielt.

Besteht der ehemalige Untergrund des Toteises aus nicht bindigem Material, so kann Regen- oder Grundwasser im Toteiskessel versickern, die oberflächlich abflusslose Senke bleibt trocken. Häufig besteht die Primärverfüllung aus tonreichem Material, welches dem abschmelzenden Eisblockes entstammt. Lagern sich diese bindigen und wasserundurchlässigen Sedimente flächig über der Basis ab, so wird die Hohlform abgedichtet. Oft besteht die Basis der Hohlform selbst aus bindigem Geschiebelehm, -mergel oder Till. Auch dann kann Wasser in dem Kessel nicht versickern. Diese zu- und/oder abflusslosen Senken fallen in den niederschlagsarmen Sommermonaten nicht selten temporär trocken.

Je nach Klima, Größe und Morphologie des Einzugsgebietes, Lage des Grundwasserspiegels und den lokalen Wasserhaushaltskomponenten (Niederschlag, Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss, Abfluss in das Grundwasser und Evapotranspiration) entstehen in den Hohlformen Stillgewässer, so genannte

Toteisseen bzw. Sölle, Versumpfungsgebiete oder Moore. Außerdem können die morphologischen Kessel teilweise oder vollkommen verschüttet oder durch einsetzende Soliflukationsprozesse eingeebnet werden.

Den lokalen Gegebenheiten entsprechend bildet sich also zunächst eine typische Sedimentation und Vegetation in den Senken aus, die über lange Zeiträume durch Torfbildungsprozesse, Verlandung oder Sedimentschüttungen die Sekundärverfüllung ausbildet. Da die Sekundärverfüllung erst nach dem vollkommenen Austauen des Toteisblockes einsetzt, wird diese nicht wie die Primärverfüllung deformiert, zumindest nicht durch Prozesse, welche zur eigentlichen Ausbildung der Hohlform beigetragen haben. Die Sekundärverfüllung unterliegt jedoch sehr wohl einer Kompaktion.

#### Ausbildungsbedingungen für Toteisstrukturen

Zunächst ist die Bildung von Toteis und Toteislöchern überall dort möglich, wo die klimatischen Bedingungen gegeben sind, um einen Eisblock auszubilden. Kleinmaßstäblich und auf kurze Zeitspannen bezogen kann dieses bereits bei winterlich gefrorenem Schmelzwasser oder Aufeis, welches später übersandert wird, der Fall sein (GALON, 1965; KOZARSKI, 1975; EHLERS, 1994). Nach dem Abtauen des Eises bleibt nur kurzzeitig ein unruhiges Relief zurück, welches rasch wiederverfüllt oder eingeebnet wird.

Größere Toteiskessel bilden sich im Allgemeinen innerhalb der Gebiete glazialer Serien der Eiszeiten oder Gebirgsvergletscherungen aus. Die kreisrunden oder ovalen Hohlformen treten dann vermehrt innerhalb der basalen Bereiche glazialer Rinnen, Zungenbecken oder in Trogtälern auf. Prägen die Hohlformen ganze Landschaften, so werden diese auch als Toteisfluren bezeichnet. Diese Toteisfluren sind meist Jungmoränenlandschaften und entstanden nach der Weichsel- bzw. Würm-Eiszeit. Häufig wurde die ältere Geest von erneuten Eisvorstößen geomorphologisch stark überprägt. Dabei kann der strukturelle Bestand eines älteren Glazials zu großen Anteilen verschwinden. Bleiben weitere Eisvorstöße aus oder sind diese von geringerem Ausmaß, so kann der strukturelle Bestand der älteren Eiszeit möglicherweise erhalten bleiben. Dieser ist jedoch über lange Zeiträume der Erosion ausgeliefert. Durch gravitative Bodenverlagerungen (Solifluktion, Gelifluktion), Flugsande, Verlandung und Neubildung organischer Bodenarten kommt es dabei zur Einebnung des Reliefs. Die Überlieferung dieser alten Strukturen ist also sehr viel seltener gewährleistet als der Erhalt des strukturellen Anteils der jüngsten Vergletscherung und des letzten Eisrückzuges. Verfüllungen der Eem-Warmzeit belegen jedoch immer wieder auch den Erhalt von Toteiskesseln in den Altmoränenlandschaften älterer Glaziale. Kesselstrukturen, welche auf Sanderflächen und in Urstromtälern vorkommen, lassen sich plausibel durch ehemals vorhandene Toteisblöcke erklären. Normalerweise würden die sedimentreichen Schmelzwässer diese Kessel verschütten, ein ehemals verborgener Toteisblock erhält jedoch die Hohlform.



### Verbreitung von Toteis und Toteiskesseln heute

Rezente Toteisbildung ist aus den jüngst vergletscherten Gebieten Grönlands, Islands und dem weiteren Skandinavien, aus Nordamerika, Südamerika und aus Nordasien bekannt. Aufgrund der derzeitig kontrovers diskutierten Klimaerwärmung wird die rezente Toteisbildung bzw. die anschließende Austauung der Eisblöcke in den vergletscherten Regionen der Hochgebirge im Himalaja, besonders aber der der Alpen beobachtet. Dabei kommt dem verzögerten Abschmelzen des Toteises gegenüber dem sich rasch zurückbildenden Gletscher eine zunehmend tragende Rolle in der Geogefahrenabschätzung zu.

### Verbreitung von Toteis in Deutschland

Rezente Vergletscherung und Toteisvorkommen im Bereich der Gletscherzungen sind aus dem deutschen Alpenraum vom Schneeferner, Höllentalferner, Watzmanngletscher und dem Blaueisgletscher am Hochkalter bekannt. Sehr viel weiträumiger sind die Gebiete ehemaliger Vergletscherungen innerhalb Norddeutschlands verbreitet. Als weit verbreitetes Phänomen des Eistrückzuges kann man für viele Seen, Moore und die Förden Norddeutschlands eine Konservierung ihrer Becken durch Toteisblöcke annehmen. Im Berliner Raum (z.B. Müggelsee, Langer See, Rummelsburger See), Nordbrandenburg und Mecklenburg-Vorpommern liegen diese innerhalb von Urstromtälern oder Sanderflächen. Auch in Süddeutschland entstanden kleinere Seen, z. B. die Osterseen südlich des Starnberger Sees oder die Eggstätter Seen nordwestlich des Chiemsees in Oberbayern.

In Schleswig-Holstein schnitt das Eis tiefe Rinnen von der Ostsee her in das Festland und hinterließ die Förden und viele dicht beieinander liegende Seen, welche reliktsch auf ehemalige Toteisblöcke in der Grundmoränenlandschaft hinweisen.

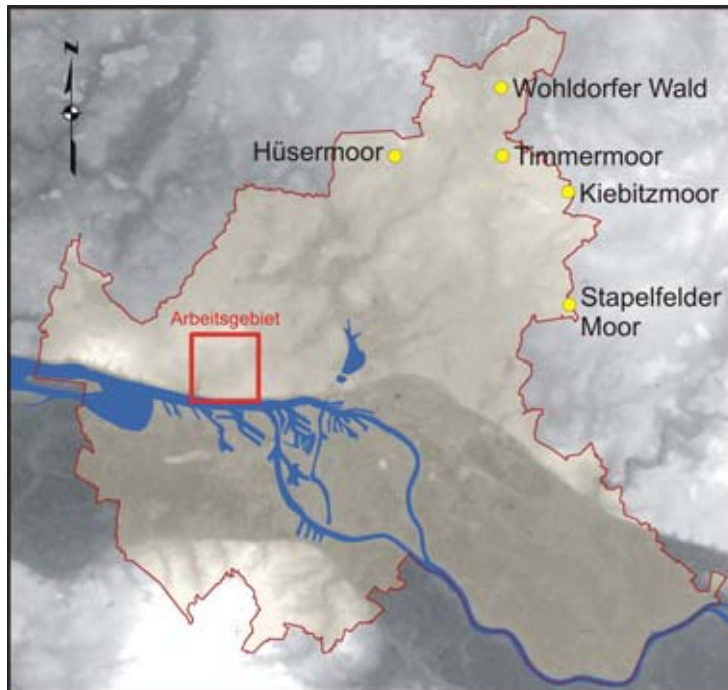
### Verbreitung von Toteisstrukturen in Hamburg

Im Hamburger Stadtgebiet befinden sich Moore und Moorseen an der nördlichen und östlichen Stadtgrenze (Abb. 3.12). Bei dem Hüsermoor, vermutlich auch bei dem Ohlkuhlenmoor, dem Wildemoor und dem Raakmoor im Nordwesten Hamburgs handelt es sich um kleine, vermoorte und mit Mudde und Torf verfüllte Senken auf einer Sanderfläche der Saale-Eiszeit. Diese geschlossenen Hohlformen sind nur schwer erkennbar, weil sie durch die periglazialen Einflüsse während der Weichsel-Eiszeit überprägt wurden (Quelle: Geologisches Landesamt Hamburg, [www.geologie.hamburg.de](http://www.geologie.hamburg.de)). Ein geologisches Profil durch das Hüsermoor befindet sich in Anhang A.

Das Kiebitzmoor ist eine kleine vermoorte Senke auf einem Geestplateau in der Randzone der Weichselvereisung. Sie liegt in unmittelbarer Nachbarschaft der Stauchmoräne Tonradskoppel. Bisherige Untersuchungen lassen vermuten, dass bei der Entstehung der Stauchmoräne Eisblöcke in die Stauchung einbezogen worden sind. Beim Tauen des Eises ist dann die Hohlform des Kiebitzmoores entstanden,



welche später durch Mudde und Torfbildung verfüllt wurde (GRUBE, 1968). Ein geologisches Profil durch das Toteisloch befindet sich in Anhang A.



**Abb. 3.12:** Geographische Übersicht über einige bekannte Vorkommen von Toteiskesseln innerhalb des Stadtgebietes von Hamburg.

Eine ähnliche Genese ist auch bei dem Timmermoor, einem abflusslosen Söll im Nordosten Hamburgs, anzunehmen. Nur an wenigen Stellen hat die Weichselvereisung innerhalb Hamburgs deutlich ausgeprägte Endmoränen hinterlassen. Die Höhen des Wohldorfer Waldes sind einige der wenigen Ausnahmen. Dieser Endmoränenzug markiert ein Rückzugsstadium, welches ca. 5 km von der Maximalposition des Eisrandes entfernt liegt. Geschlossene Hohlformen zeigen an, dass bei der

Gletscherstauchung auch größere Mengen Toteis erfasst worden sind. Als dieses später auftaute, blieben wassergefüllte Senken zurück. In Anhang A ist ein geologisches Profil durch die Struktur abgebildet.

Das Stapelfelder Moor ist die größte von drei kleinen vermoorten Senken auf einem Geestplateau, die durch Sackungen über Toteis entstanden sind. Das Stapelfelder Moor erstreckt sich zur Hälfte über Hamburger Gebiet; zwei weitere Hohlformen liegen bereits in Schleswig-Holstein. Dieses Gebiet liegt außerhalb der Grenze der Weichselvereisung. Es wird von Geschiebelehm und -mergel der saale-eiszeitlichen Grundmoräne unterlagert (HAACKS et al., 1999). Ein geologischer Profilschnitt hierzu befindet sich in Anhang A.

Auch innerhalb des intensiv überbauten Stadtgebietes finden sich zahlreiche zirkulare oder subzirkulare Torf- bzw. Muddevorkommen unterschiedlichen Alters sowie kreisrunde Seen (Abb. 4.2). Da das Stadtgebiet lediglich an den nördlichen und östlichen Randgebieten von der Weichsel-Kaltzeit erreicht und überprägt wurde, kann es sich bei den Hohlformen innerhalb des weiteren Stadtgebietes auch um Strukturen saaleiszeitlichen bzw. eemzeitlichen Ursprungs handeln. Ob es sich allerdings bei diesen verdeckten bzw. Oberflächenstrukturen tatsächlich um Toteiskessel handelt, ist weitgehend unbekannt.

### Bedeutung der Toteisstrukturen

Heutzutage ist besonders das Einwirken des Menschen an dem Verschwinden der glazigen gebildeten Hohlformen beteiligt. Dieses liegt unter anderem an der intensiven landwirtschaftlichen Nutzung des ehemaligen Naturraums. Die jungpleistozänen Landschaften mit ihren fruchtbaren Böden werden ackerbaulich intensiv bewirtschaftet. Durch Überdüngung (Eutrophierung) kommt es zu Verlandungs- und Verschlammungserscheinungen beispielsweise von Söllen. Algenblüten führen zur Sauerstoffzehrung und zum "Umkippen" des Gewässers oder zum Absterben der sensiblen Moore, welche sich innerhalb der weiträumigen Senken bilden können. Werden die Senkenbereiche direkt in die beackerten Flächen integriert, sind sie morphologisch kaum noch zu erkennen. Wegen des verdichteten Untergrundes neigen solche Stellen weiterhin zur Vernässung und erlauben hier oft keinen geregelten Ackerbau. In Luftbildern sind die durchfeuchteten Bereiche ehemaliger Sölle häufig noch als anomale und kreisrunde Verfärbungen des Bodens oder durch intensiv grüne Vegetation in trockenen Sommermonaten erkennbar.

Ein weiterer Grund für das Verschwinden der Sölle ist die intensive Bebauung urbaner Bereiche im Bundesgebiet. Bis Mitte des 20. Jahrhunderts wurden vermoorte oder versumpfte Bereiche von der Bebauung weitgehend verschont und als Grünflächen oder Parks in das Stadtbild integriert. Heute hingegen werden auf Grund des Mangels an Bauland und steigender Grundstückspreise auch diese Flurstücke zur Bebauung freigegeben.

#### 3.3.2 Weitere glazigen und postglazial gebildete Hohlformen

Neben dem Auftreten von zahlreichen Toteiskesseln in Eiszerfallslandschaften entstehen weitere Hohlformen, welche eine vollkommen andere Genese durchlaufen. Durch ihre ebenfalls kreisrunde oder subzirkulare Oberflächenausprägung sind diese Hohlformen nicht immer direkt von den Toteisstrukturen im Gelände zu unterscheiden.

Vergleichsweise einfach lassen sich so genannte Schlatts von Hohlformen anderer Genese differenzieren. Äolische Prozesse führen hier zur Entstehung dieser abflusslosen Senken. Die Sedimente werden lokal durch Wind ausgeweht, bis an der Basis nur noch „nicht verwehbares“ Grobmaterial zurück bleibt. Außerdem verbleibt bindiges Material, welches nicht ausgeweht werden kann und dichtend wirkt, so dass das Oberflächenwasser in der Hohlform angestaut wird. Die flachen Ausblasungswannen stehen häufig in Vergesellschaftung mit Dünen. Diese Hohlformen liegen südlich der Elbe in Form von flachen Schüsseln in der Vorgeest am Elbrand vor. Ablagerungen der Eem-Warmzeit erwiesen, dass diese Formen zumindest die Weichsel-Kaltzeit überdauert haben. Die erhaltenen Strukturen liegen fast ausnahmslos auf flachem Gelände mit weniger als 2° Hangneigung wo es nicht zur Fließerbildung gekommen sein konnte (EHLERS, 1978). Nach älterer Interpretation ist der Krupunder See durch Ausblasung von Sanden auf Saale-eiszeitlicher Grundmoräne entstanden. Gegen eine Deutung als Ausblasungswanne spricht allerdings die Tiefe des Sees mit über 10 m.

Pingos können ebenfalls zur Entstehung geschlossener Hohlformen führen. Durch Gefrieren von oberflächennahen Wässern kommt es zum starken Anwachsen einer Eislinse. Schließlich reißen die Deckschichten des entstandenen Hügels über dem Eiskern auf und rutschen seitlich ab. Der Schutz des Eises vor Sonneneinstrahlung ist damit beseitigt. Das Eis schmilzt, und ein von einem ringförmigen Wall umgebener See bleibt zurück (EHLERS, 1994). Aus dem Hamburger Stadtgebiet sind solche Hohlformen nicht nachzuweisen, welche durch einen zumindest reliktsch erhaltenen Teil des Ringwalls als Pingo interpretiert werden könnten.

Durch Auskolkung entstandene Strudellöcher, Strudeltöpfe oder auch Gletschermühlen sind Hohlformen, die durch den Schmirgeleffekt kreiselnder Wasserstrudel und durch transportiertes Suspensionsmaterial in den Untergrund erodiert wurden. Typisch für die kreisrunden, ovalen oder auch spiralförmigen Strukturen ist das Verhältnis zwischen ihrem Durchmesser und ihrer Tiefe. Bohrlochähnliche Strukturen sind bekannt, welche einen Durchmesser von gut 1 m aufweisen, allerdings eine Tiefe von 15 m erreichen. Auskolkungen finden auch an der der Strömung zugewandten Seite eines nur zum Teil begrabenen Eisblockes statt. In der Regel steht diese Hindernismarke in Vergesellschaftung mit einem Wall von abgelagertem Sediment im Strömungsschatten. Einige Hohlformen der Neuenwalder Geest südlich von Cuxhaven wurden als Auskolkungen interpretiert, im Hamburger Stadtgebiet sind keine Auskolkungen bekannt.

Beim Auftauen eines Dauerfrostbodens entstehen oft zahlreiche wassergefüllte Senken (Alasse). Diese als Thermokarst oder Kryokarst bezeichneten Vorgänge können möglicherweise zur Entstehung eines unruhigen Kleinreliefs und zur Bildung geschlossener Hohlformen beitragen (GARLEFF, 1968).

### 3.3.3 Anthropogen gebildete Hohlformen

Neben der natürlichen Ausbildung von Hohlformen gibt es zahlreiche anthropogen geschaffene Depressionen im Landschaftsbild. Dabei handelt es sich beispielsweise um Mergelgruben, Tonkuhlen und andere Abbaustätten von Sanden, Kies und Kreidesedimenten. Bombenrichter, künstlich angelegte Seen und Teiche können ebenfalls über eine kreisrunde Geometrie verfügen. Im Zuge der Rekultivierung, Überbauung oder Integration dieser Strukturen in das Landschafts- bzw. in das Stadtbild ist der Ursprung anthropogener zirkularer oder subzirkularer Formen anhand des Erscheinungsbildes nicht immer von Hohlformen geologischen Ursprunges zu unterscheiden.

## 4 Das Arbeitsgebiet

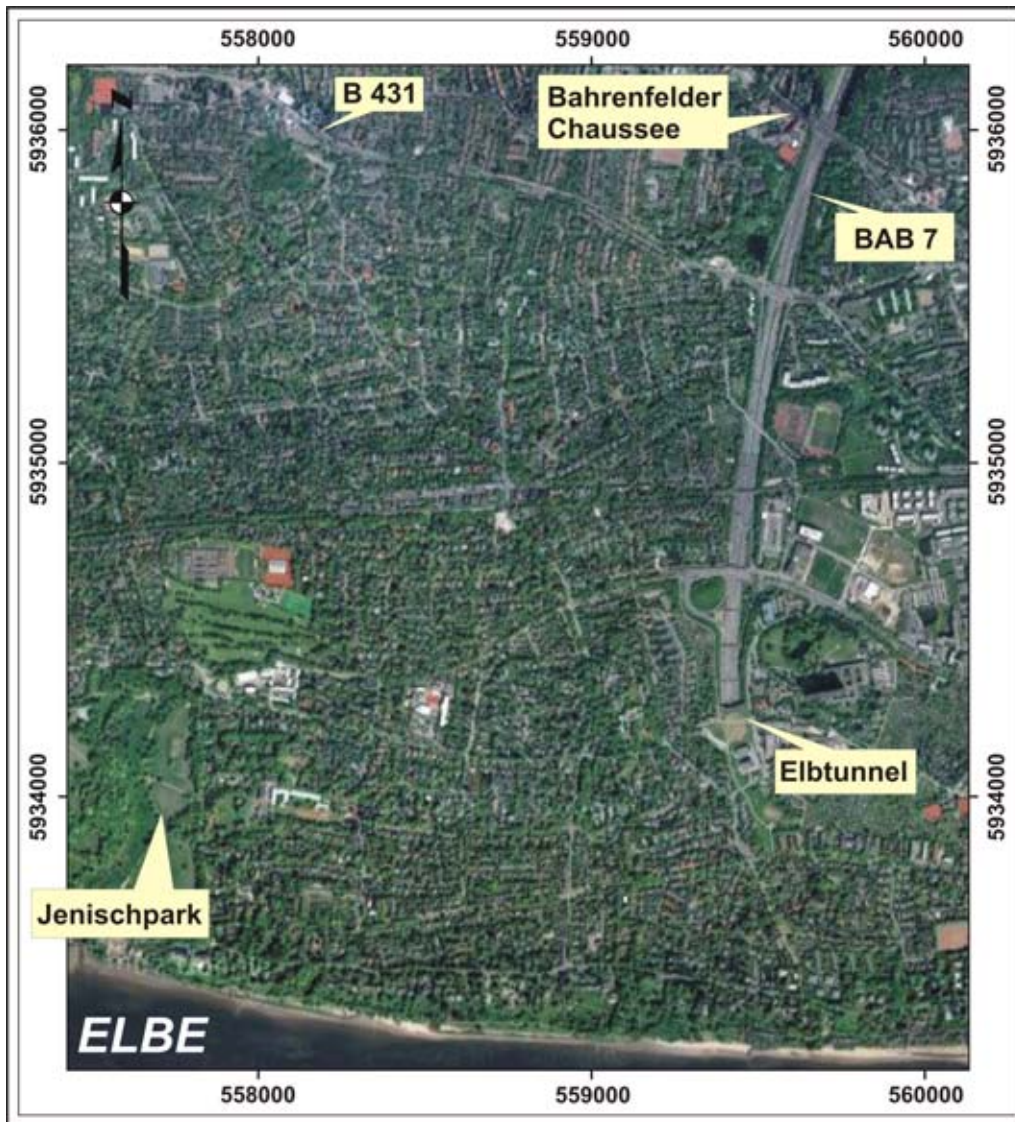
Die Beschreibung des Arbeitsgebietes beginnt mit einer kurzen geographischen Beschreibung der generellen Lage und infrastrukturellen Situation in Bereich Bahrenfeld, Flottbek und Othmarschen innerhalb des Bezirks Altona. Geomorphologisch charakteristische Zonen wurden anhand eines hier entwickelten Höhenmodells herausgearbeitet und definiert. Zur Klärung und Rekonstruktion von Gewässern und Gewässerverläufen innerhalb des intensiv überbauten Stadtgebiets war eine historische Recherche erforderlich. In Kooperation mit dem Geologischen Landesamt Hamburg wurde dem HADU-Projekt eine geologische Karte des Arbeitsgebietes zur Verfügung gestellt. Anhand dieser Karte wird eine kurze Beschreibung der oberflächennahen, geologischen Verhältnisse vorgenommen. Eine weitere historische Recherche fasst verschiedene Hinweise auf Verkarstungsprozesse innerhalb des Arbeitsgebietes sowie Bewegungen im Hamburger Höhenpunktnetz zusammen.

### 4.1 Geographische Beschreibung des Arbeitsgebiets

Das Arbeitsgebiet befindet sich in der Freien und Hansestadt Hamburg innerhalb des Bezirks Altona. Das Gebiet umfasst eine Fläche von ca. 10 km<sup>2</sup>, wird im Südwesten von der Elbe bzw. dem Jenischpark, und im Nordosten nahe der Bahrenfelder Chaussee begrenzt. Die Geländearbeiten wurden in den Stadtteilen Bahrenfeld, Groß Flottbek und Othmarschen durchgeführt. Die Lage des Arbeitsgebiets ist dem Luftbild (Abb. 4.1) und weiteren Übersichtskarten zu entnehmen.

Diese Stadtteile, welche sich aus ursprünglich dörflichen Strukturen entwickelt haben, sind in erster Linie durch ausgedehnte Wohngebiete mit größeren Einzelhäusern, Villen der Zeit um 1900 sowie neueren Reihenhaussiedlungen geprägt. Neben zahlreichen privaten Gärten gibt es größere Parkanlagen (z.B. Jenischpark, Hindenburg Park, Volkspark, Bonnepark, Park am Bahrenfelder See, Lise-Meitner-Park) und einige Friedhöfe. Trotz des noch heute bestehenden Eindruckes eines grünen Wohngebietes sind seit dem Beginn des 20. Jahrhunderts viele Grünanlagen und Gewässer dem Bevölkerungszuwachs und einem daraus resultierenden Mangel an Baugrund und entsprechenden städtebaulichen Maßnahmen zum Opfer gefallen.

Bahrenfeld, Groß Flottbek und Othmarschen sind als Stadtteile einer Großstadt infrastrukturell weit erschlossen. Durch Bahrenfeld führt von Nord nach Süd die Autobahn BAB 7, die durch den Bau des Elbtunnels zu einer der wichtigsten Verkehrsadern der Stadt zählt. An ihrer Ausfahrt Nr. 28 schneidet sie die Bundesstraße B 431, welche Bahrenfeld und Flottbek von West nach Ost durchquert. Alle Ortsteile verfügen über den Anschluss an das Hamburger S-Bahnnetz und den öffentlichen Busverkehr. Neben den Wohngebieten und dem engen Straßennetz sind hier auch namhafte Firmen ansässig. Als bekannte Forschungsstätte liegen im Norden des Arbeitsgebietes das Deutsche Elektronen-Synchrotron (DESY) sowie wichtige Sport- und Veranstaltungsstätten (Color Line Arena, HSH Nordbank Arena, Trabrennbahn sowie der Altonaer Volkspark).



**Abb. 4.1:** Übersichtskarte des Arbeitsgebietes (Quelle: Hamburgs amtliche Karten; Hamburg aus der Luft, Behörde der Freien und Hansestadt Hamburg – Baubehörde / Amt für Geoinformation und Vermessung).

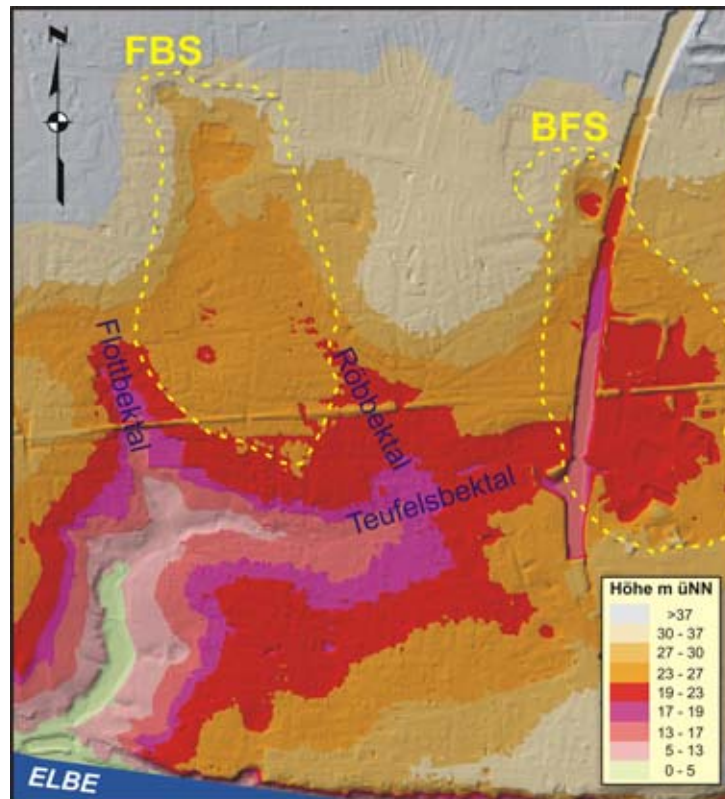
## 4.2 Geomorphologie des Arbeitsgebietes

Zur Beschreibung der morphologischen Eigenschaften des Arbeitsgebietes wurde aus 125650 Höhenpunkten ein Höhenmodell generiert. Die hierfür verwendeten Daten entstammen der digitalen Stadtgrundkarte, welche seit Mitte des Jahres 2001 für die Fläche der Freien und Hansestadt Hamburg vorliegen. Die Daten wurden mittels flugzeuggestützter Laserscanvermessung erhoben und in reduzierter Form (Abstand der Höhenwertpunkte in x- und y-Richtung = 10 m) in dieser Arbeit verwendet. Abbildung 4.1 zeigt das Höhenmodell des Arbeitsgebietes.

Die Höhenmaxima erreichen im äußersten Norden des Arbeitsgebietes ca. 50 m üNN. (hellgrau), die morphologisch tiefstgelegenen Bereiche im Flottbektal, im Jenischpark und am Elbstrand im Süden befinden sich bei ca. 1 m üNN (rose quarz). Die meisten Flächenanteile des Arbeitsgebietes liegen im Mittel zwischen 19 m und 29



m üNN. Anhand des angegebenen Farbbalkens lassen sich die verschiedenen Höhenbereiche des Arbeitsgebietes abschätzen (Abb. 4.2).



**Abb. 4.2:** Höhenmodell des Arbeitsgebietes mit Erosionstälern und Bereichen von Großsenken; FBS = Flottbeker Senke, BFS = Bahrenfelder Senke; Quelle der verwendeten Höhenpunkte: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

Bei der Betrachtung des Geländemodells des Arbeitsgebietes fällt zunächst die unruhige, anthropogen stark veränderte Geländeoberfläche auf. Im Osten verläuft der tiefe Einschnitt der Bundesautobahn BAB 7 in N-S Richtung und mündet im Süden in den Elbtunnel. Von W nach E, ungefähr in Kartenmitte, kreuzt ein S-Bahnwall die A7. Weitere anthropogene Veränderungen wie Überbauungen und Gebäudeschluchten bzw. Straßenzüge pausen sich mit unregelmäßiger Intensität auf der Modelloberfläche durch.

Vernachlässigt man diese anthropogenen Veränderungen auf der Geländeoberfläche, so lassen sich trotz der vergleichbar schwach ausgeprägten Morphologie des Stadtbereiches bereits durch geringe (5-fache) Überhöhung Besonderheiten und Differenzen in der Höhenverteilung verdeutlichen. Die unterschiedlichen Farben definieren Hoch- und Tiefbereiche, geben Hinweise auf lokale Anomalien und helfen dabei die Morphologie des Arbeitsgebietes zu charakterisieren.

Im Norden definiert der farbliche Übergang zwischen den hellgrauen und sandfarbenen Flächen die 37 m üNN Höhenlinie. Diese streicht relativ konstant von Ost

nach West. Nahe des westlichen Kartenrandes biegt der Höhenverlauf für ca. 600 m um 90° nach Süden um und verfolgt dann wieder die Streichrichtung nach Westen. Östlich dieser Umbiegung kommt es zur Versteilung der Geländeoberfläche. Der Farbverlauf von Sandfarben bis hin in ein kräftiges Orange lässt eine weitläufige, N-S streichende morphologische Depression erkennen, deren tiefste morphologische Bereiche durch lokale rote Flächen dargestellt sind. Bei dieser Depression handelt es sich um die „Flottbeker Senke“. Diese Senke zeigt im Norden einen subzirkularen Tiefbereich (orange) sowie zwei lokale, zentral gelegene Tiefenmaxima (rot). Während es von den nördlichen und zentralen Bereichen der Senke nach Westen hin zu einem deutlichen Geländeanstieg kommt (oberer und mittlerer Kartenbereich), wird die Flottbeker Senke im SW von den tiefen Geländeeinschnitten des Flottbektals und im S und SE von dem ehemaligen Bachverlauf der Teufelsbek begrenzt. Der Geländeanstieg der östlichen Flanke der Flottbeker Senke erstreckt sich von ca. 20 m üNN bis zu den Hochbereichen (sandfarben), von im Mittel 34 m üNN. Östlich bzw. südöstlich dieses Hochbereiches befindet sich eine weitere N-S streichende morphologische Depression, die „Bahrenfelder Senke“. An deren Nordende, unmittelbar westlich der Autobahn, liegt eine tiefe, kreisrunde Struktur (rot), welche ein von der eigentlichen Senke separiertes Tiefenmaximum zeigt. Hier liegt der Bahrenfelder See. Die Bahrenfelder Senke selbst erreicht ihre Tiefenmaxima (rot) östlich der Autobahn mit ca. 19 m üNN und wird in ihrer Mitte in E-W Richtung von dem S-Bahnwall durchschnitten. Während es rund um die Bahrenfelder Senke zu einem Geländeanstieg kommt, ist die weitläufige Depression nach SW hin offen und bildet einen Übergang zu dem nach Westen streichenden Taleinschnitt der Teufelsbek. Im Verlauf der beiden Bachläufe Flottbek und Teufelsbek kommt es nach Süden bzw. nach Westen zu einer deutlichen Zunahme des Gefälles bis in den Mündungsbereich der beiden Bachläufe am NW Rand des Jenischparks. Ab hier bildet die Flottbek einen tiefen Geländeeinschnitt nach Süden und fließt schließlich bei Teufelsbrück in die Elbe. Östlich dieses Mündungsbereichs steigt der Elbhang rasch an und streicht linear in östlicher Richtung. Diese markante Geländestufe weist Höhendifferenzen vom Top bis zum Elbstrand von über 30 m auf und bildet das südliche Ende des Arbeitsgebietes.

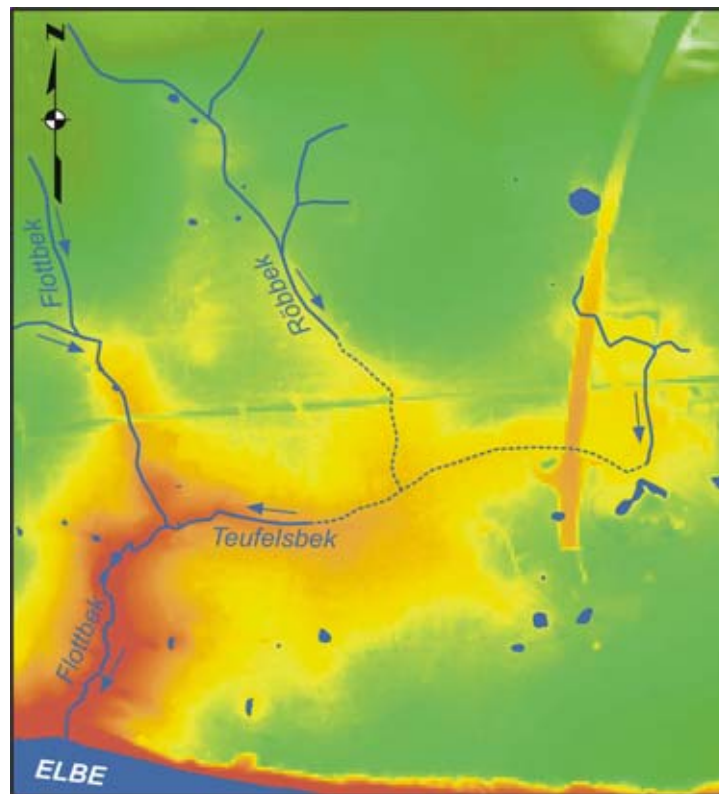
### 4.3 Rekonstruktion von fließenden und stehenden Gewässern

Fließende Gewässer suchen sich häufig entlang von Störungszonen ihren Weg zum nächstgelegenen Vorfluter. Ebenso sammeln sich Oberflächenwässer vorzugsweise in nach unten abgedichteten Hohlformen. Daher erscheint es wichtig eine Zusammenfassung der heutigen und historischen Lage bzw. den heutigen und historischen Verlauf der Gewässer zur Vervollständigung der Analyse des anthropogen stark veränderten Arbeitsgebietes zu rekonstruieren.

Für diese Rekonstruktion der Gewässer dient aktuelles sowie historisches Kartenmaterial von Groß- und Klein-Flottbek, Bahrenfeld und Othmarschen. Die nutzbare geographische Dokumentation reicht teilweise bis ins 17. Jahrhundert zurück. Als weiteres wurden geologische Detailkarten von Flottbek verwendet, welche



aufgrund von erbohrten Flussablagerungen den ursprünglichen Verlauf des Drainagesystems demaskieren. Diese Daten wurden mit der geomorphologischen Beschaffenheit des Arbeitsgebietes verknüpft und in der Gewässerkarte (Abb. 4.3) zusammengefasst. Bei den gestrichelten Linien handelt es sich um rekonstruierte Flussabschnitte, welche einzelne Flussfragmente unter Einbezug der heutigen Morphologie miteinander verbinden.



**Abb. 4.3:** Rekonstruktion und Darstellung der historischen und aktuellen Gewässer über dem morphologischen Modell des Arbeitsgebietes; Quelle der verwendeten Höhenpunkte: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

#### 4.3.1 Oberflächendrainage

Wichtige Oberflächendrainagen der genannten Stadtteile waren der Röbbek, der Teufelsbek und der Flottbek (Flutbach). Letzterer verleiht den Stadtteilen Groß- und Klein-Flottbek ihren Namen. Teilbereiche der Bäche sind heute verrohrt und suchen ihren Weg in die Elbe oder durch die städtische Kanalisation abseits ihres ursprünglichen Verlaufs.

Der Flottbek entspringt im Bereich des heutigen Botanischen Gartens und strömt in südliche Richtung ab. Der nördliche Bachabschnitt in Groß Flottbek fließt größtenteils in einer Rohrleitung. Der ursprüngliche Flusslauf jedoch hatte sich einst intensiv in den nördlich der Elbe gelegenen Geesthöhenzug, das "Flottbektal", eingeschnitten. Ab dem Golfplatzgelände nördlich des Jenischparks verfolgt der Bach seinen ursprünglichen

oberirdischen Verlauf und speist hier zwei Teiche. Schließlich mündet er bei Teufelsbrück in die Elbe.

Der Teufelsbek (oder Teufelsau) hatte seine Quelle einst südlich des Bahrenfelder Sees und ist heute überwiegend verrohrt bzw. trocken gefallen. Vom Ursprung des Teufelsbeks nahm der Bach zunächst einen südöstlichen Verlauf bis zum heutigen Tiefpunkt der Bahrenfelder Senke. Von hier aus verlief der Bach bis nahe der heutigen Behringstraße am Südrand der Bahrenfelder Senke in Richtung Süden. Hier kam es zu einer signifikanten Änderung der Abflussrichtung um ca. 90° nach Westen (Abb. 4.2). Der Teufelsbek hat im weiteren Verlauf ein deutliches Flusstal („Teufelsbektal“) ausgebildet, welches sich in westlicher Richtung (entlang der heutigen Walderseestraße) erstreckt. Bis um das Jahr 1968 flossen der Teufelsbek und der Flottbek nördlich des Jenischparks an der Oberfläche zusammen.

Der Röbbek hat seinen Ursprung im Sumpf südlich des heutigen Flottbeker Marktplatzes. Paluska (2002) zeigt in einer geologischen Detailkarte von Flottbek anhand von erbohrten Bachsedimenten eine weitere Verzweigung des ursprünglichen Baches auch nördlich des Marktplatzes. Weitere Zuflüsse kommen von Osten. Diese Auen sind historisch nicht eindeutig dokumentiert, passen jedoch genau in die elongierten morphologischen Oberflächeneinschnitte. Das südliche Ende des Röbbeks, bis hin zur Mündung in den Teufelsbek, wurde entlang heutiger morphologischer Tiefenbereiche des wohl ursprünglichen Bachbettes sowie durch geologische Informationen rekonstruiert.

#### 4.3.2 Teiche und Seen

Einst gab es im Dorf Flottbek mehrere Teiche. Der Dorfteich an der Groß Flottbeker Straße (heute Kinderspielplatz) hieß „Börn“. Beim Spritzenhaus in Flottbek befand sich ein Teich der Röbbek, der „Grouw“ genannt wurde. Im Garten des Schäferhauses (neben der Kirche) gab es einen dritten Teich (Wendt, 2005).

In den Jahren 1880 – 1914 wurden, einer Mode folgend, in zahlreichen Gärten der Villenvororte Gartenteiche angelegt. Gewöhnlich geschah dieses durch Bodenaushub oder das Aufstauen eines Baches. Es gibt jedoch Hinweise darauf, dass einige der Teiche und Seen in diesen Ortsteilen durch natürliche Einsenkungen der Erdoberfläche entstanden sind, die sich später mit Wasser füllten. So befand sich bis 1910 der Groß Flottbeker See (auch Wobbe See) am Nordende der Seestraße (heute Nr. 29 bis 33, früher „Seetwiet“). Nicht weit von dort in östlicher Richtung, ungefähr am westlichen Rand des heutigen Flottbeker Marktplatzes befand sich noch 1927 ein Teich, der zum Garten des Staudinger Hauses in der heutigen Seestraße 32-34 gehörte. Er hatte einen Abfluss Richtung Süden durch das Moor, den „Moorwisch“ (auch „Dübbels“ genannt), und bildete die Quelle der Röbbek.

In Bahrenfeld, nahe der Autobahnausfahrt ist eine Parkanlage gelegen. Hier befindet sich der sagenumwobene Bahrenfelder See. Dieser misst ungefähr 90 m im Durchmesser und soll durch einen Erdfall entstanden sein. Ungefähr 300 m südlich des

Bahrenfelder Sees, an der Ecke Giesestraße/Bauerstraße soll es am 24. Januar 1834 ebenfalls zu einem Erdrinbruch gekommen sein, aus dem sekundär durch partielle Verfüllung ein Gartenteich gestaltet wurde. Heute liegen hier ein ebenes Gartengrundstück, welches nach bereits geringen Niederschlägen eine Kreisrunde Vernässung zeigt. In einem ähnlichen Abstand zum Bahrenfelder See in Richtung Westen liegt historisch überliefert ein weiterer kleiner Teich. Dieser ist heute von einem Schulgelände überbaut.

Aus historischen Überlieferungen sind neben dem Othmarscher Dorfteich weitere abflusslose Gewässer aus der Ernst-August-Straße, Ansorgestraße, Agathe Lasch Weg und Borchlingweg dokumentiert, die durch städtebaulichen Umgestaltungen der Ortsteile der Infrastruktur zum Teil gewichen sind. In Abbildung 4.3 ist die Lage historisch dokumentierter, heutiger und rekonstruierter Gewässer aufgeführt.

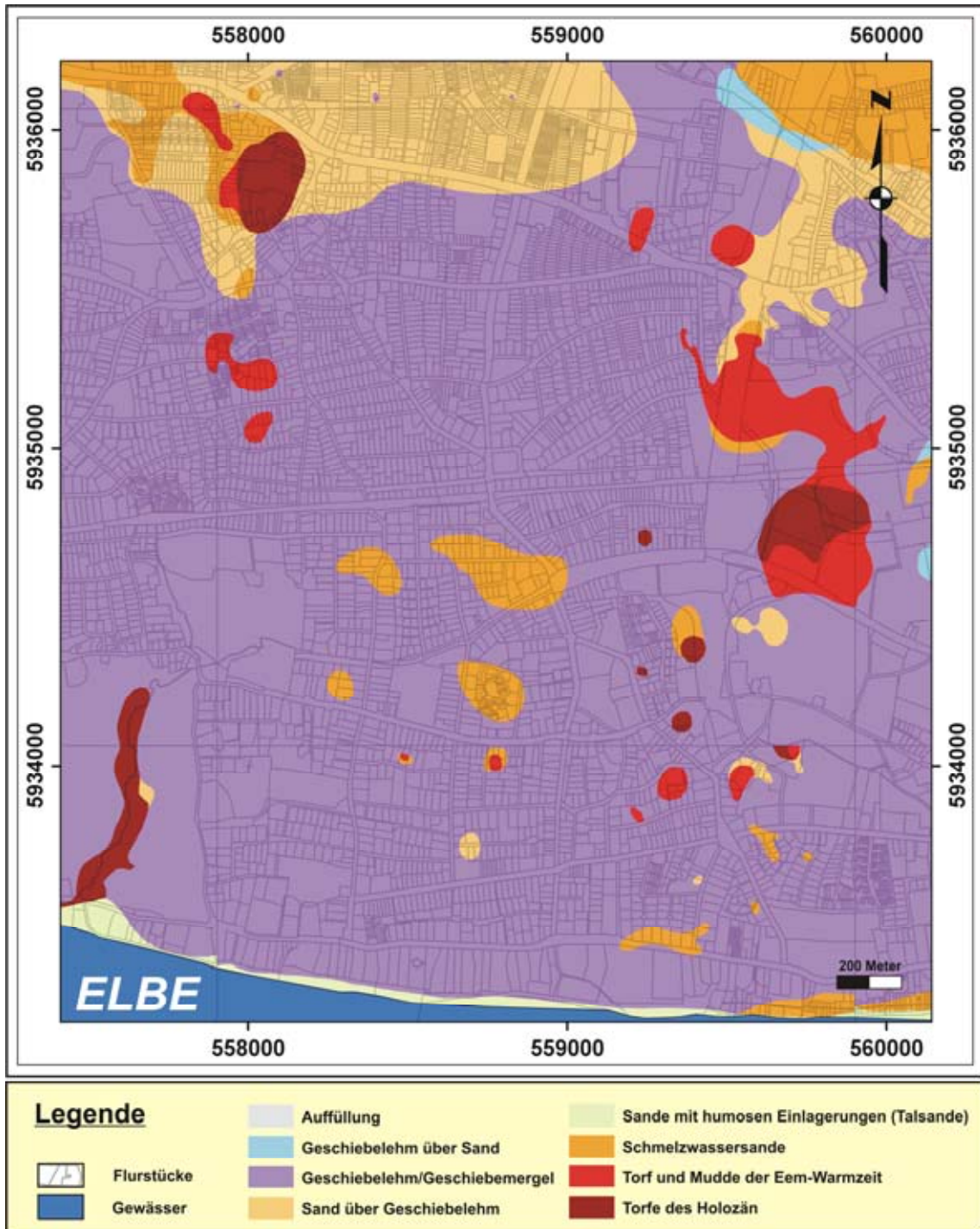
#### **4.4 Beschreibung der oberflächennahen geologischen Verhältnisse**

Die hier dargestellte geologische Karte des Arbeitsgebietes (Abb. 4.4) zeigt die geographische Verteilung unterschiedlicher oberflächennaher Sedimente innerhalb des Arbeitsgebietes. Zur besseren Orientierung wurden die Flurstücke als thematische Graphik ergänzend hinzugefügt. Diese Daten entstammen dem Archiv des geologischen Landesamtes Hamburg und wurden dem HADU-Projekt zur Verfügung gestellt.

Die nördlichsten Bereiche des Arbeitsgebietes sind durch das flächenhafte Auftreten von Schmelzwassersanden größerer Mächtigkeit und geringmächtigen Sanden über Geschiebelehm gekennzeichnet. Zum Zentrum hin erstreckt sich ein weites Gebiet aus Geschiebelehm, Schluff und Geschiebemergel bis hin zum Elbhang im Süden. Diese Sedimente gehören in den Bereich einer Grundmoräne und sind, wie auch die Sande im Norden, Saale-eiszeitlichen Alters. Innerhalb der Sande sowie auch in Bereichen bindiger Sedimente der Grundmoräne treten lokal Mudde- und Torfbildungen auf.

Diese erscheinen entweder als zirkulare oder subzirkulare kleinräumige Füllungen innerhalb der großen Senkenbereiche in Flottbek und Bahrenfeld oder sie treten flächenhafte innerhalb der zentralen Bereiche der Bahrenfelder Senke auf. Genetisch sind dieses wohl Fluss- und Verschwämmungsablagerungen sowie durch Versumpfung oder Vermoorung entstandene biogene Sedimentfüllungen. Bis heute wurde noch keine flächendeckende Datierung dieser Torfe (und Mudden) vorgenommen. Es gibt jedoch Hinweise darauf, dass es sich sowohl um eemzeitliche als auch um Bildungen des Holozäns handelt. Dieses wird im Weiteren noch diskutiert werden. Ebenfalls finden sich innerhalb der bindigen Sedimente des Bereichs der Grundmoräne lokale Ablagerungen von Schmelzwassersanden und Sanden über Geschiebelehm. Bei der Betrachtung aller kleinräumigen Torf- und Muddevorkommen sowie lokal auftretender Sande im Arbeitsgebiet fällt auf, dass deren geographische Verteilung entlang einer weitläufigen „U-Form“ ausgerichtet ist (Abb. 4.4).

Im NE und E ist vereinzelt auch Geschiebelehm über Sanden abgelagert. Im äußersten Süden des Arbeitsgebietes kommen unterhalb des Elbhangs Talsande mit humosen Einlagerungen vor. Diese bilden einen schmalen Streifen entlang des Elbufers und sind, wie auch Flussablagerungen der Teufelsbek, holozänen Alters.



**Abb. 4.4:** Geologie oberflächennaher Sedimente innerhalb des Arbeitsgebietes; (Quelle geologischer und topographischer Informationen: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg).

#### 4.5 Nachweis und Dokumentation von Verkarstung

Trotzdem verschiedene Bereiche des Hamburger Stadtgebiets von Salzstrukturen unterlagert werden, sind Verkarstungserscheinungen in Form von kreisrunden Oberflächenformen, einer messbaren Absenkung der Geländeoberkante und Kollapsbeben lediglich aus dem Arbeitsgebiet oberhalb des südlichen Strukturbereiches des Othmarschen-Langenfelde Diapirs bekannt. Das nördliche Strukturende liegt außerhalb des Stadtgebietes im schleswig-holsteinischen Quickborn. Ähnlich der Struktur in Othmarschen überdecken auch hier nur wenige Zehner-Meter quartärer Sedimente das Hutgestein. Ebenfalls sind hier Oberflächenabsenkungen bekannt (z. B. der Prophetensee), welche auf Lösungsprozesse im Untergrund zurückgeführt werden.

Der Nachweis und die Dokumentation für die Ablaugung lösungsfähiger Gesteine an den Hochbereichen des Othmarschen-Langenfelde Diapirs beginnen mit einem Kollapsereignis vom 22. Januar 1760 und einer weiteren Erschütterung vom 8. August 1771. Das letzte Einsturzbeben in Hamburg, dessen Intensität bis zum Zerspringen von Glasscheiben reichte, erfolgte am 8. April 2000. Weitere Kollapsbeben geringerer Intensität wurden bis ins Frühjahr 2009 registriert. Eine kurze Aufstellung historischer Kollapsereignisse findet sich in Anhang E.

Neben messbarer Subsidenz und dem Auftreten von Einsturzbeben konnten die Lösungsprozesse im Untergrund auch durch Bohrungen belegt werden. Im Zuge von Bodenuntersuchungen für eine geplante Elbe-Hochbrücke entstand 1938 nach einer Bohrlochsprengung südlich des ehemaligen Christianeums eine ca. 2000 qm große Erdsenke, als Folge eines verstürzten Hohlraumes (GRUBE, 1973). NIEDERMAYER<sup>1</sup> (1962) berichtet von erbohrten Hohlräumen in einer Teufe zwischen 123,5 m und 125,4 m sowie zutage geförderten Höhlensedimenten zwischen 135,5 und 167,2 m Teufe. Diese Hohlräume sind durch Gipsverkarstung entstanden und wurden bei Kernbohrungen (z.B. Nr. 42) im Zuge des Bauvorhabens des Krankenhaus Altona erbohrt. Bei diesen Vorerkundungen wurde mehrfach auch die Gipsoberfläche erbohrt (ab 36 m bzw. 52 m). Während der Bauarbeiten des Elbtunnels südlich des ehemaligen Othmarscher Dorfteichs riss ein Kernrohr samt Diamantkrone ab, nachdem es in einer Teufe zwischen 53,75 m und 65,75 auf „keinen nennenswerten Widerstand“ gestoßen war (GRUBE, 1973). Bei einer weiteren Bohrung nahe der Sternwollspinnerei konnten Gips in einer Teufe von 77 m und Steinsalz in einer Teufe von 183 m unter Geländeoberkante erbohrt werden (NIEDERMAYER<sup>1</sup>, 1962).

#### 4.6 Bewegungen im Höhenpunktnetz

Die Gründe für Bewegungen in dem Höhenpunktnetz von Hamburg können unterschiedlichen Ursprunges sein. Geologische Prozesse, welche zu Hebungen bzw. Senkungen der Flur führen sind beispielsweise tektonischen Ursprungs (WOLFF, 1909; ZIMMERMANN (1838), sie können durch isostatische Ausgleichsbewegungen, durch Hebungen der Salzkörper im Untergrund oder durch Verkarstung löslicher Gesteine bzw. Kompaktion von biogenen Sedimenten hervorgerufen werden (FLEISCHHAUER,

1979). Aber auch Klimaänderungen oder künstliche Eingriffe durch Menschenhand können zu hydrogeologischen Prozessen führen, welche Bewegungen an der Geländeoberkante initiieren. Dieses ließ sich im Zuge des Elbtunnelbaus beobachten, für den eine signifikante Absenkung des Grundwassers erfolgte und so eine durch Porenraumverdichtung gesteuerte, weiträumige Absenkung der Geländeoberkante des Hamburger Stadtgebietes zur Folge hatte. Heute werden diese Bewegungen mittels herkömmlicher Vermessungsmethoden oder durch komplizierte geodätische Verfahren aus der Luft und aus dem All aufgenommen und erreichen dabei Genauigkeiten im Sub-Millimeterbereich.



## 5 Auswertung von Bohrdaten

Die Aufnahme eines Bohrkerns kann eine Vielzahl von Informationen zu Tage fördern, welche die geologischen Verhältnisse an genau dieser einen Lokalität widerspiegeln. Zusätzlich zu der geologischen Ansprache des erbohrten Gesteins können beispielsweise Angaben zur Lagerungstiefe und Orientierung, zu Schichtmächtigkeiten und zum faziellen Wechsel an einem Ort gemacht werden. Die Bohrkerns können auf strukturelle Eigenschaften hin, auf das Alter der Gesteine oder auch auf deren Ablagerungs- bzw. Bildungsmilieu hin analysiert werden. Außerdem lassen sich zusätzliche Informationen zum Porenraum und zur Permeabilität bestimmen. Diese wiederum können wichtige Informationen zur Füllung dieser Räume bzw. der Dynamik von unterschiedlichen Fluiden innerhalb des jeweiligen Mediums liefern. Neben der Bestimmung der Fluide selbst (z.B. süße und salzige Grundwässer, Kohlenwasserstoffe und Gase) kann auch der Spiegelstand der Fluide eine wichtige Hilfe bei der Interpretation einzelner geologischer Kompartments bieten. Die Analyse isolierter Bohrkerns dient zum einen der Konservierung des Probenmaterials und kann zum anderen zur Ermittlung von Druck- und Temperaturbedingungen in der entsprechenden Teufe herangezogen werden.

### 5.1 Das mehrdimensionale Bohrdatenmodell

Die großflächige oder auch räumliche Zusammenführung von geologischen Informationen zu einem plausiblen 2D<sup>+</sup>-, 3D- oder xD-Modell bietet zahlreiche Vorteile gegenüber der punktuellen Betrachtung von Bohrlochinformationen bzw. eines Zweipunkt-Interpolationsmodells (z.B. geologisches Profil). Ein zweidimensionales Modell bringt grundsätzlich die Möglichkeit der anschnittsbedingten Verfälschung (z.B. scheinbares Einfallen) mit sich. Dabei wird eine räumliche Struktur in der xz- bzw. yz-Ebene mit einem bestimmten Winkel durchschnitten. Der Vergleich dieses zweidimensionalen Anschnittes mit mindestens einem weiteren Datenpunkt entfällt. Ein räumliches Abbild des Untergrundes visualisiert hingegen eine komplexe geologische Situation durch einen bewertenden Vergleich einzelner Analysepunkte miteinander und macht die innere Plausibilität der geologischen Interpretationen prüfbar. Damit ist die Modellierung ein interaktiver und iterativer Prozess, dessen Ziel es ist alle Information in ein widerspruchsfreies Gesamtkonzept zu integrieren. Jedes Modell stellt immer einen Ist-Zustand aus den zur Modellierung gewählten Parametern dar. Die Schwächen jedes Modells gehen aus der zur Verfügung stehenden Datendichte, der entsprechenden Qualität der unterschiedlichen Parameter und der bewertenden Interpolationsmethode hervor. Die Motivation einer Modellierung besteht somit in der konstruktiven Umsetzung anfechtbarer Argumente in Form einer kontinuierlichen Verfeinerung der Modellstruktur.

#### 5.1.1 Quantität und Qualität

Aussagen bezüglich der Quantität eines Bohrdatenmodells beziehen sich nicht ausschließlich auf die Absolutzahl der Bohrungen pro Fläche mit x- und y-Koordinaten.

Dieses begründet sich darin, dass das räumliche Untergrundmodell zusätzliche Informationen mit der Teufe in z-Richtung betrachtet. Da die Anzahl der Beprobungen und die Teufen der einzelnen Bohrungen innerhalb eines Modellfeldes variieren, und (aus Kostengründen) die Anzahl der flacheren Bohrungen die der Tiefbohrungen überwiegt, nimmt im Allgemeinen die Quantität der nutzbaren Bohrungen innerhalb eines Analyserraums mit zunehmender Teufe hin ab. Ebenso kann die Quantität innerhalb eines Modellfeldes in der xy-Ebene der Geländeoberkante variieren. Dieses ist dann der Fall, wenn das geographische Verteilungsmuster der Bohrpunkte innerhalb des Modellfeldes dem einer inhomogenen Punktwolke entspricht. Die Bohrpunktdichte variiert hier zwischen Bohrpunkt-Clustern, einer Verteilung mittlerer Bohrpunktdichte, geringer Dichte sowie datenlosen Bereichen. Eine Bewertung zwischen den Bohrpunkten ist zwingend erforderlich. Einer inhomogenen Bohrpunktwolke steht eine Modellfläche mit homogener Bohrpunktverteilung (homogene Bohrpunktwolke) gegenüber. Bei der Erstellung eines Untergrundmodells aus einer homogenen Bohrpunktverteilung spielt die Gewichtung einzelner Bohrpunkte eine lediglich untergeordnete Rolle. Eine weitere quantitative Aussage lässt sich durch die Gesamtzahl der vorgenommenen Ansprachen aller Bohrkerne, sowie durch die Anzahl und „Probendichte“ bei der Befahrung jedes einzelnen Kerns treffen.

Da ein Modell durch die Inter- und Extrapolation von bewerteten Datenpunkten im Raum generiert wird, wirkt sich die Quantität zu einem Teil auch direkt auf den qualitativen Wert eines Modells aus. Generell ist eine möglichst hohe Anzahl an Datenpunkten im Raum erstrebenswert. Die Qualität jedes einzelnen Datenpunktes liegt zum einen in dem Analysespektrum, welches auf jede Probe angewendet wurde. Dieses könnten beispielsweise die geologische Gesteinsansprache, Altersdatierung, Porosität usw. sein. Auf der anderen Seite muss die Genauigkeit der jeweiligen Beprobung berücksichtigt werden. Als Beispiel kann angeführt werden, ob bei einer Beprobung feiner Sand von mittlerem und groben Sand unterschieden wird, oder ob lediglich Sand, Geschiebelehm und Geschiebemergel gegeneinander abgeglichen werden.

### 5.1.2 Bewertung eines Flächen- oder Raummodells

Die Bewertung eines Modells dient zunächst dazu, eine Vergleichbarkeit zwischen verschiedenen Modellen herzustellen. Hierfür können statistische Werte herangezogen werden. Dazu gehören beispielsweise Angaben zur Gesamtzahl der zur Verfügung stehenden Bohrungen, die Menge miteinander korrelierbarer Bohrungen gegenüber der Gesamtzahl aller Bohrungen oder die Anzahl der tatsächlich genutzten Bohrungen mit einer maximalen Teufenangabe. Diese Angaben werden in Bezug zur Modellfläche gesetzt. Dabei wird allerdings keine Aussage über die „reale“ lokal auftretende Bohrpunktdichte innerhalb einer geographisch unregelmäßig verteilten Bohrpunktwolke getroffen.

Eine weitere Möglichkeit der Bewertung eines Modells bietet der Vergleich mit einem Referenzmodell. Voraussetzung hierfür ist, dass das Referenzmodell eine

deutlich dichtere und genauere Datengrundlage bietet als das Bohrpunktmodell. Zur Berechnung des Bohrpunktmodells gibt es verschiedene Methoden zur Extra- und Interpolation zwischen den einzelnen Bohrpunkten. Jede Methode agiert mit unterschiedlichen Algorithmen und Bewertungskriterien zwischen den Punkten und Punktgruppen. Daher differieren die resultierenden Bohrpunktmodelle voneinander.

Im Folgenden muss geklärt werden, durch welche Interpolationsmethode das Bohrpunktmodell am besten an das Referenzmodell angenähert werden kann. Hierfür legt man über alle Bohrpunktmodelle sowie über das Referenzmodell ein identisches Messpunktnetz (*grid*). Da das Raster von Bohrpunktmodell und Referenzmodell nun einheitlich ist, unterscheiden sich die beiden Modelle in der Teufe, also in z-Richtung. Für den Vergleich der beiden Modelle werden die z-Werte identischer Modellbereiche oder auch die gesamten Modellflächen voneinander subtrahiert. Dadurch entsteht auf jedem *grid*-Punkt ein Differenzwert. Die Gesamtheit der Differenzpunkte ergibt ein Differenzmodell. Dieses kann entweder tabellarisch mit den Koordinaten und dem positiven oder negativen Differenzwerte in z-Richtung angegeben werden, oder in Form einer Karte. Hier werden die z-Werte als Farbe dargestellt, deren Wert oder Wertebereich durch einen Farbbalken definiert wird.

Die Güte der jeweiligen Interpolationsmethode kann beispielsweise durch die durchschnittliche Abweichung jedes einzelnen Messpunktes als Zahlenwert oder prozentual angegeben werden. Außerdem kann die Abweichung zwischen den Modellen als ganzer Zahlenwert oder Prozentangabe angegeben werden. Diese Angaben bieten die Möglichkeit eines schnellen Vergleichs zwischen den einzelnen Modellen. Der visuelle Vergleich der Modelle untereinander bildet hingegen quantitative sowie qualitative Schwachpunkte lokal ab. Das Modell der geringsten Abweichung zum Referenzmodell bestimmt gewöhnlich die Interpolationsmethode für die weiteren Analyseschritte.

### 5.1.3 Anforderungen an ein Modell und Auswahl des Interpretationsraumes

Die Anforderung an ein Bohrdatenmodell wird grundsätzlich durch die geologische Fragestellung definiert. Dabei liegt der minimale Anspruch an das Modell darin, eine Auflösung zu generieren, welche die Darstellung der kleinsten der geforderten Strukturen erlaubt. Das Auflösungsvermögen setzt sich aus den verschiedenen Parametern der Quantität und Qualität zusammen (s.o.). Im optimalen Falle ist das Auflösungsvermögen eines Modells sogar höher als gefordert. Wie bereits in Kapitel 5.1.1 erwähnt, werden Modelle häufig aus horizontal und vertikal inhomogen angelegten Datensätzen generiert. Entsprechend kann sich das Auflösungsvermögen, bedingt durch die variierende Datendichte, innerhalb eines Modells ändern. Die Auswahl des Interpretationsraumes beruht dann auf einem Kompromiss zwischen der maximalen Bohrpunktdichte und einer größtmöglich zu analysierenden Modellteufe. Das Auflösungsvermögen dieses Interpretationsraumes entspricht dem Bereich der geringsten Datendichte.

#### 5.1.4 Abschätzung von Volumen und Mächtigkeiten

Durch die räumliche Verbindung zweier Modellflächen unterschiedlicher Teufe lässt sich eine Abschätzung des Volumens und der Mächtigkeit des zwischen den Flächen befindlichen Raumes vornehmen. Bei diesen Flächen handelt es sich beispielsweise um Top und Basis eines Sedimentkörpers. Auch hier ist Voraussetzung, dass beide Flächen durch ein identisches *xy-grid* definiert werden. Geht man von einem homogenen Medium zwischen Top und Basis aus, so erhält man eine gute Annäherung an die Nettomächtigkeit dieses Sedimentkörpers durch einfache Subtraktion der Basis vom Top. Ist der Raum durch verschiedene teilweise Medien gefüllt (Bruttomächtigkeit), müssen zunächst die Volumina der Einzelkörper berechnet werden. Diese werden anschließend vom Gesamtvolumen subtrahiert um eine Annäherung an das Nettovolumen/Nettomächtigkeit des gefragten Sedimentkörpers zu erzielen. Die Darstellungsweise kann wiederum in Tabellenform mit x- und y-Koordinaten sowie einer punktuellen Mächtigkeitsangabe erfolgen. Auch hier ist die Kartendarstellung von Vorteil, da die Charakteristik der Mächtigkeitsverteilung über ein Gebiet durch farbliche Kennzeichnung erfolgt. Die Mächtigkeit oder Mächtigkeitsbereiche werden auch hier durch einen Farbbalken definiert.

### 5.2 Auswertung der Bohrdaten des Arbeitsgebietes

In dieser Arbeit werden die vom Geologischen Landesamt der Stadt Hamburg zur Verfügung gestellten Bohrdaten des Arbeitsgebietes zunächst so aufbereitet, dass deren Verwaltung im GIS flexibel gehandhabt, stetig ergänzt und unter verschiedenen Fragestellungen genutzt werden können. Während in später folgenden Kapiteln einzelne eindimensionale Bohrsäulen oder zweidimensionale Vertikalschnitte dieses komplexen Datensatzes hauptsächlich der Charakterisierung und Verifizierung geophysikalischer Messdaten dienen, werden in diesem Kapitel räumliche geologische Untergrundmodelle entwickelt. Diese umfassen entweder die Modellfläche des gesamten Arbeitsgebiets oder weiträumige Ausschnitte davon.

Die Analyse des Arbeitsgebiets mittels verschiedener Flächenmodelle dient der Darstellung genereller Lagerungsverhältnisse verschiedener Sedimente in unterschiedlichen Tiefensektionen, besonders aber der Identifizierung kleinräumiger Strukturen und Anomalien. Bei letzteren liegt zunächst ein Hauptaugenmerk auf der geographischen Verteilung von zirkularen oder subzirkularen Strukturen und Lagerungsanomalien, welche durch anthropogenes Einwirken an der Geländeoberfläche nicht erkennbar sind. Im Detail werden diese Zirkularstrukturen auf ihre Größe und Gestalt, Tiefenlage und Verfüllung sowie ihre internen strukturellen Verbindungen und Begrenzungen hin untersucht.

Der Wert einer solchen Modellierung liegt neben der geologischen Durchleuchtung des oberflächennahen Untergrundes in dem planerischen Vorteil für nachfolgende geophysikalische Untersuchungen. Der Bereich des gesamten Arbeitsgebietes kann auf diese Weise auf einen vergleichbar kleinen Flächenanteil der Zirkularstrukturen für nachfolgende Spezialuntersuchungen reduziert werden. Durch das georeferenzierte

Modell des Untergrundes sowie ebenfalls georeferenziertes Karten- und Luftbildmaterial lässt sich eine zeitsparende Strategie für die folgenden Messkampagnen entwickeln, ohne dass zuvor das Gelände betreten werden muss.

### 5.2.1 Aufbereitung der Bohrlochdaten

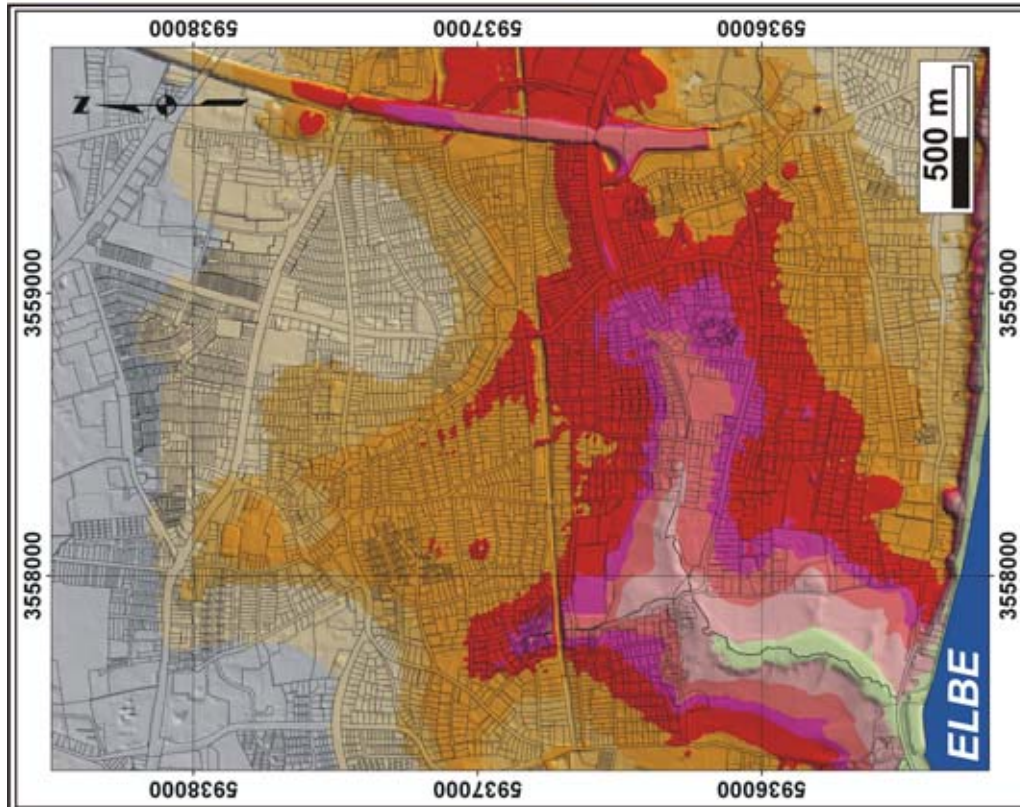
Die Datengrundlage zur Erstellung verschiedener Bohrdatenmodelle wird in einer Tabelle aufgeführt. Entscheidend für die Verwaltung dieser Daten ist die Tabellenstruktur. Aus praktischen Gründen wird das vom Geologischen Landesamt Hamburg übergebene Datenformat nicht übernommen. Der Datensatz selbst wird in modifizierten Tabellen neu angelegt. Diese Neustrukturierung wird unter folgenden Gesichtspunkten durchgeführt:

- große Übersichtlichkeit in der Anordnung unterschiedlicher Daten
- alle Daten sind direkt über ein GIS zu verwalten
- die Tabelle wird flexibel in Ergänzung, Verwaltung und Nutzung unter verschiedenen Fragestellungen gehalten
- geologische Ansprache der Sedimente (detailliert und vereinfacht für entsprechend genaue oder möglichst großflächige Modellierungen)
- Angaben zur Identifizierung jeder Bohrsäule (LocID), geographische Koordinaten
- verschiedene Tiefenangaben: mGOK sowie mNN.
- Mächtigkeitsangaben der angesprochenen Sedimente innerhalb jeder Bohrsäule

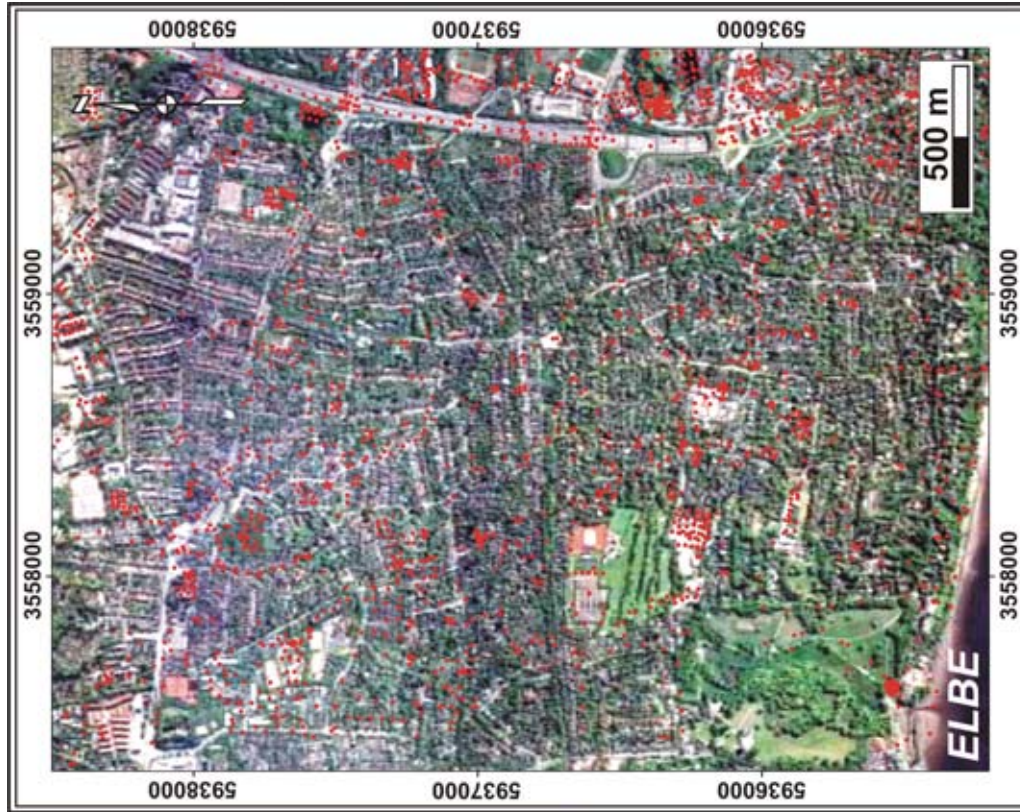
Innerhalb des Arbeitsgebietes werden 2515 Bohrsäulen mit einer Teufe von mindestens 20 m für die Erstellung von Flächenmodellen verschiedener Sedimente genutzt. Jedes Höhenmodell zeigt im Folgenden die geographische Verteilung und die absolute Anzahl der jeweils für die Berechnung der Flächen genutzten Bohrungen.

### 5.2.2 Bewertung des Datensatzes

Eine erste Bewertung des Datensatzes erfolgt durch die Angabe der Gesamtzahl der im Modell verwendeten Bohrungen in Bezug auf die maximale Modellfläche des Arbeitsgebietes und der Interpretationsteufe. Hieraus ergibt sich, dass aus dem zur Verfügung gestellten Datensatz 2515 Bohrsäulen mit einer Teufe von mindestens 20 m für die Erstellung von Flächenmodellen verschiedener Sedimente genutzt werden. Die nutzbaren Bohrungen erschließen eine maximale Modellfläche von ca. 9 km<sup>2</sup>. Die Abbildung aller nutzbaren Bohrpunkte auf einem Luftbild des Arbeitsgebietes verdeutlicht eine unregelmäßige Bohrpunktverteilung mit Punkt-Clustern, Bereichen mittlerer und geringer Bohrpunktdichte sowie wenigen großflächigen datenlosen oder bohrungsfreien Zonen (Abb. 5.1b).



**Abb. 5.1a:** Höhenmodell des Arbeitsgebiets mit Flurstücken; (Quelle der Höhendaten und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg).



**Abb. 5.1b:** Luftbild des Arbeitsgebiets (Quelle: Vermessungsamt Hamburg) und Verteilungsmuster aller analysierten Bohrungen in Form einer unregelmäßigen Punktwolke; (Quelle der Bohrlokationen: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg).



Für die spätere Generierung einzelner Sedimentmodelle unterschiedlicher Tiefenlagen treten bei der einfachen Betrachtung der geologischen Karte und den Bohrsäulen Bereiche auf, welche speziell hinterfragt werden müssen. Hier muss beispielsweise geklärt werden, ob das Ausbleiben eines Sediments in einer Bohrsäule als ablagerungsbedingte Schichtlücke erklärbar ist, oder ob hier die Lagerung des Sediments lediglich unter die betrachtete Modelltiefe von 20 m abtaucht. Ebenfalls gesondert müssen sehr lokal auftretende Verfüllungen (z.B. Torf oder Mudde) betrachtet werden. In diesem Fall darf nur geringfügig über die äußeren Bohrungen, welche diese Verfüllungen enthalten, hinaus extrapoliert werden. Gelegentlich treten auch gleiche Sedimente (z.B. mittlere Sande) in verschiedenen Tiefenlagen und mit unterschiedlicher Mächtigkeit innerhalb einer Bohrsäule auf. Die Zuordnung der einzelnen Horizonte innerhalb dieser Bohrsäule kann auch hier nur unter Einbezug weiterer, nahe gelegener Bohrungen vorgenommen werden. Dieses trifft vor allem für Torfbildungen in unterschiedlichen Teufen und mit entsprechend unterschiedlichen Bildungsaltern zu. Von diesen Überlegungen hängt ab, wie viele Einzelflächen pro Modell angelegt werden müssen.

Bevor es jedoch zur Erstellung individueller Modelle verschiedener Sedimente kommt, wird zunächst bestimmt, welche Interpolationsmethode sich hierfür am besten eignet. Dazu werden verschiedene Interpolationsansätze auf die unregelmäßige Punktwolke der Bohrungen angewendet. Die einzelnen Modelle werden anschließend einem Referenzmodell einer regelmäßigen Punktwolke mit einer sehr viel höheren Punktdichte gegenübergestellt. Die Interpolationsmethode mit dem höchsten „Vertrauenswert“ wird dann auf die Modellierung der Sedimente im Untergrund angewendet.

### 5.2.3 Interpolationsmethoden und Fehlerbetrachtung

Da für den oberflächennahen Untergrund des Arbeitsgebietes kein hochauflösendes Referenzmodell existiert, wird in dieser Arbeit ein hochauflösendes Oberflächenmodell der Geländeoberkante genutzt. Dieses Referenzmodell beruht auf der Digitalen Stadtgrundkarte (DSGK-3D) der Stadt Hamburg. Der vom Geologischen Landesamt Hamburg zur Verfügung gestellte Datensatz in Form einer regelmäßigen Höhenpunktverteilung erreicht eine geographische Auflösung von 10 x 10 m in x- und y-Richtung. Der Fehler in z-Richtung liegt im cm-Bereich (Abb. 5.1a). Diesem Referenzmodell wird ein Bohrpunktmodell der Geländeoberkante entgegengesetzt. Dieses ist möglich, da jede einzelne Bohrlokalisierung im Arbeitsgebiet sowohl eine geographische Beschreibung sowie einen Höhenwert der Geländeoberkante besitzt. Es ist somit möglich ein Höhenmodell der Geländeoberfläche des Arbeitsgebiets anhand der absoluten Anzahl von 2515 definierten Bohrpunkten zu erstellen. Diese Fläche wird durch Interpolation einer unregelmäßigen Punktwolke generiert. Für die Berechnung von Flächen aus einer Punktwolke gibt es verschiedene Interpolationsansätze. In dieser Arbeit werden zunächst drei Interpolationsmöglichkeiten verwendet: *Kriging*, *Natural Neighbor* und *Nearest*

*Neighbor*. Weiterführende Literatur zu den Interpolationsmethoden finden sich bei Armstrong (1998), Isaaks & Srivastava (1989) und Heinrich (1992). Die drei resultierenden Höhenmodelle werden miteinander verglichen und diskutiert. Als nächstes wird ein Vergleich bezüglich der morphologischen Ähnlichkeit zwischen dem Referenzmodell (im weiteren als TOPO10-Modell bezeichnet) und den unterschiedlich interpolierten Bohrpunkt-Modellen (BP-Modell) der Geländeoberkante angestellt. Übereinstimmungen und Differenzen in den Höhenangaben zwischen den *grid*-Punkten der jeweiligen Modelle werden errechnet und als Differenzmodell visualisiert. Die Differenzen werden als Farbpunkte in einer Karte des Arbeitsgebiets dargestellt und durch einen Farbbalken definiert. Abbildung 5.1a zeigt die Höhenverteilung des TOPO10-Modells. Die Abbildung der einzelnen Höhendatenpunkte des TOPO10-Modells des gesamten Arbeitsgebiets ist aufgrund der hohen Auflösung und des abgebildeten Maßstabs nicht sinnvoll. Die Beschreibung morphologischer Eigenschaften des TOPO10-Modells erfolgte bereits in Kapitel 4.2. Die unregelmäßige geographische Verteilung der 2515 Bohrpunkte der BP-Modelle ist in Abbildung 5.1b dargestellt. Für die weitere Erstellung von Elevationsmodellen der unterschiedlichen Sedimente im Untergrund wird diejenige Interpolationsmethode gewählt, welche die größte Annäherung zum TOPO10-Modell an der Geländeoberkante erreicht hat.

#### 5.2.4 TOPO10-Modell vs. BP-Modelle (*Nearest Neighbor, Kriging, Natural Neighbor*)

Die Darstellung der drei BP-Modelle wird anhand der farblichen Höhenzonierung des TOPO10-Modells vorgenommen. Der angegebene Farbbalken definiert jeweils Zonen gleicher Höhenbereiche mit einer Farbe. Die flächenhafte Verteilung jeder Farbe beruht in jedem Modell auf den errechneten Konturlinien (Abb. 5.2a, 5.3a, 5.4a).

Der genaue geographische Verlauf vieler Höhenzonierungen der drei unterschiedlich interpolierten BP-Modelle differiert zwar im Detail, jedoch sind Analogien zum TOPO10-Modell deutlich erkennbar. Alle drei BP-Modelle zeigen die morphologischen Charakteristika des Arbeitsgebietes, welche mit Hilfe des TOPO10-Modells bereits in Kapitel 4.2 dargestellt werden konnten: Flottbeker Senke im Westen, Bahrenfelder Senke im Osten, einen deutlichen Hochbereich zwischen den Senken sowie die markanten Talbereiche der Flottbek und der Teufelsbek. Ebenso finden sich kleinräumige Bereiche wie der Bahrenfelder See, Tiefstpunkte der Flottbeker Senke oder nahezu identische Höhenlinienverläufe in allen Modellen wieder. Dieses zeigt, dass der Interpolationsansatz hier zunächst eine untergeordnete Rolle spielt. Viel mehr zeigen alle drei BP-Modelle, dass die Anzahl der Bohrpunkte und die Bohrpunktverteilung ausreichen, morphologische Eigenschaften des Arbeitsgebiets flächenhaft und zum Teil auch im Detail abzubilden.

Augenscheinlich zeigt das BP-Modell „*Nearest Neighbor*“ in Abbildung 5.2a die deutlichsten Schwächen bei der Interpolation der unregelmäßigen Bohrpunktwolke. Dieses liegt an der sukzessiven Punkteverbindung bis hin zur Bildung eines *Hamiltonschen* Kreises. Von einem Knoten als Startpunkt ausgehend wird die minimal gewichtete benachbarte Kante zum nächsten Knoten als Verbindung gewählt. Für

dieses Modell einer unregelmäßigen Punktwolke hat das zur Folge, dass die Distanz zwischen Startpunkt und Endpunkt nicht berücksichtigt wird. Größere Freiflächen gegenüber Punkt-Clustern werden durch den *Hamiltonschen* Kreis „umrundet“, ohne dass eine Gewichtung mit weiteren benachbarten Punkten vorgenommen wird. Eine Interpolation außerhalb des Datenbereiches von z-max. (20 m) wird nicht vorgenommen.

Die beiden anderen BP-Modelle (interpoliert nach *Kriging*- und *Natural Neighbor-Methode*) zeigen eine große Analogie im Verlauf der Höhenkonturen gegenüber denen des TOPO10-Modells. Beide Verfahren interpolieren im weitesten Sinne durch ein gewichtetes Mittel zwischen den benachbarten Punkten. Auf diese Weise erhält der neue Interpolationspunkt einen durch die umliegenden Nachbarpunkte „geschätzten“ Wert.

Um die Stärken und Schwächen der unterschiedlichen Interpolationsansätze im Vergleich zum TOPO10-Modell genauer darzustellen, werden Differenzmodelle berechnet und visualisiert. Diese geschieht wie bereits in Kapitel 5.1.2 beschrieben. Die Differenzmodelle (Abb. 5.2b, 5.3b, 5.4b) bestätigen den augenscheinlichen Eindruck der BP-Modelle. Auch hier zeigt das Modell der *Nearest Neighbor-Methode* die höchsten Differenzwerte sowie den größten mit Differenzen behafteten Flächenanteil innerhalb des Arbeitsgebiets. Der Anteil fehlerbehafteter Flächen der beiden anderen Modelle ist nahezu identisch. Da die *Kriging-Methode* sowohl in x-, y- als auch in z-Richtung über den vorhandenen Datenbereich hinaus extrapoliert, sind zum einen die Differenzwerte häufig höher als die der *Natural Neighbor-Methode*. Zum anderen erstellt die Inter- bzw. Extrapolation durch *Kriging* in den westlichen und südwestlichen Randbereichen des Arbeitsgebietes rein synthetische Höhenwerte, da hier keine oder nur sehr wenige Bohrpunkte vorliegen. Die *Natural Neighbor-Methode* hingegen extrapoliert nicht außerhalb des Datenbereichs. Somit bestimmen die jeweils äußersten datenführenden Bohrungen jedes Modells den geographischen Analysebereich. Die Modellfläche ist dadurch in der Regel kleiner als die Fläche des gesamten Arbeitsgebiets, generiert aber weniger synthetische Werte in den Randbereichen.

Der Vergleich der drei Differenzmodelle miteinander verdeutlicht die Bereiche innerhalb des Arbeitsgebietes, welche in allen BP-Modellen flächenhaft mit einem großen Fehler behaftet sind. Ein grundlegender Unterschied zwischen den BP-Modellen und dem TOPO10-Modell ist der Zeitraum der Datennahme. Während der hochauflösende Datensatz einer Befliegung innerhalb weniger Tage erstellt wird, beruhen die Höhenwerte der Bohrpunkte auf einer flächendeckenden Datennahme, die einen Zeitraum von mehreren Jahrzehnten erforderte. Dies hat zur Folge, dass die Darstellung der Topographie durch Bohrpunkte selten den aktuellen Stand des Höhenpunktnetzes widerspiegelt. Man bedenke auch, dass Sondierungen an der Geländeoberkante vorgenommen und vermessen werden, bevor in unmittelbarer zeitlicher Nähe ein Großbauprojekt oberhalb des Bohrpunktes errichtet, oder beispielsweise eine tiefgründige Ausschachtung vorgenommen wird. Aus diesem

Grund treten die meisten der fehlerbehafteten Flächen des Arbeitsgebietes in den Modellen dort auf, wo Veränderungen der Geländeoberkante durch Menschenhand erfolgt sind. Dies ist zum einen die N-S verlaufende und stark vertiefte Trasse der Bundesautobahn an der Ostseite des Arbeitsgebietes. Zum anderen kreuzt ein erhöhter Bahndamm in E-W Richtung das Arbeitsgebiet ungefähr mittig.

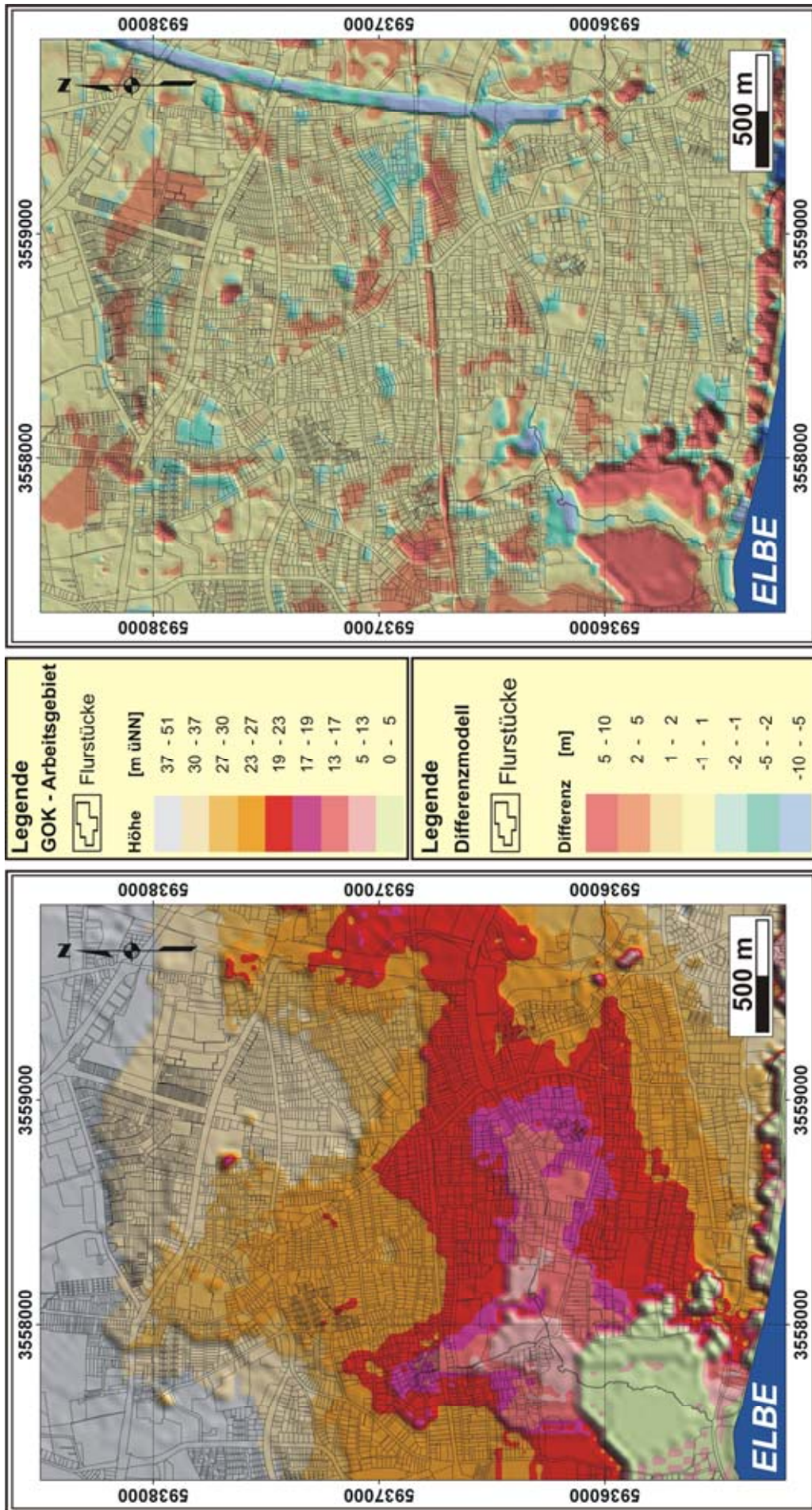
Eine geringe Anzahl an Bohrungen im südwestlich gelegenen Jenisch-Park sowie im Bereich des steilen Elbhanges im Süden führen zu hohen Differenzwerten, da die Bohrpunktdichte hier nicht ausreicht, um die extremen topographischen Verhältnisse realitätsnah nachzubilden.

Bei der Betrachtung der Verteilung kleinräumiger Differenzen fällt auf, dass diese häufig mit zirkularer oder subzirkularer Geometrie auftreten. Diese Differenzen können auf ursprüngliche Vermessungsungenauigkeiten, zwischenzeitliche anthropogene Eingriffe (Auffüllung, Überbauung, Aushub etc.) oder auf schlechte Interpolationsbedingungen zurückzuführen sein. Wird auch die zeitliche Komponente, welche zwischen den BP-Daten (Datensatz aus dem gesamten 20. Jh.) und den Befliegungsdaten (2001) liegt berücksichtigt, so besteht ebenfalls die Möglichkeit, dass es sich bei diesen Anomalien neben Auffüllungen oder Aushüben auch um die zeitliche Dokumentation lokaler Absenkungserscheinungen handelt. Diese Bewegungen an der Geländeoberkante lassen sich durch Kompaktion und einfache Setzung oberflächennaher Sedimente erklären, oder sind auf geologische Subsidenzprozesse im Untergrund zurückzuführen.

Eine abschließende Bewertung der einzelnen Modelle durch morphologische Vergleiche und mathematisch-statistische Betrachtungen führt zu dem Ergebnis, dass die Interpolationsmethode *Natural Neighbor* für die Bearbeitung der dichten unregelmäßigen Punktwolke der Bohrdaten als die am besten geeignete Methode angesehen werden kann. Für diese Methode sprechen:

- hohe morphologische Übereinstimmung zu dem TOPO10-Modell
- geringster mit Fehlern behafteter Flächenanteil
- geringste Differenzwerte
- geringste durchschnittliche Abweichung pro Bohrpunkt
- die Standardabweichung

Neben einer bevorzugten Interpolationsmethode für weitere Modellierungen mit Bohrdaten konnten bereits fehlerbehaftete Flächen bzw. Bereiche größerer Unsicherheit herausgearbeitet werden, welche in den weiteren Modellen berücksichtigt werden müssen. Um dem Ursprung der kleinräumigen Anomalien an der Geländeoberkante näher zu kommen, werden diese in direkten Bezug zu den Modellen des geologischen Untergrundes gesetzt.



**Abb. 5.2a:** Höhenmodell der Geländeoberkante des Arbeitsgebiets generiert aus den Höheninformationen von 2515 Bohrpunkten (Interpolationsmethode Nearest Neighbor); Quelle der Bohrdaten und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

**Abb. 5.2b:** Differenzmodell: Subtraktion der Fläche des BP-Modells (Interpolationsmethode Nearest Neighbor) vom TOPO10-Modell.



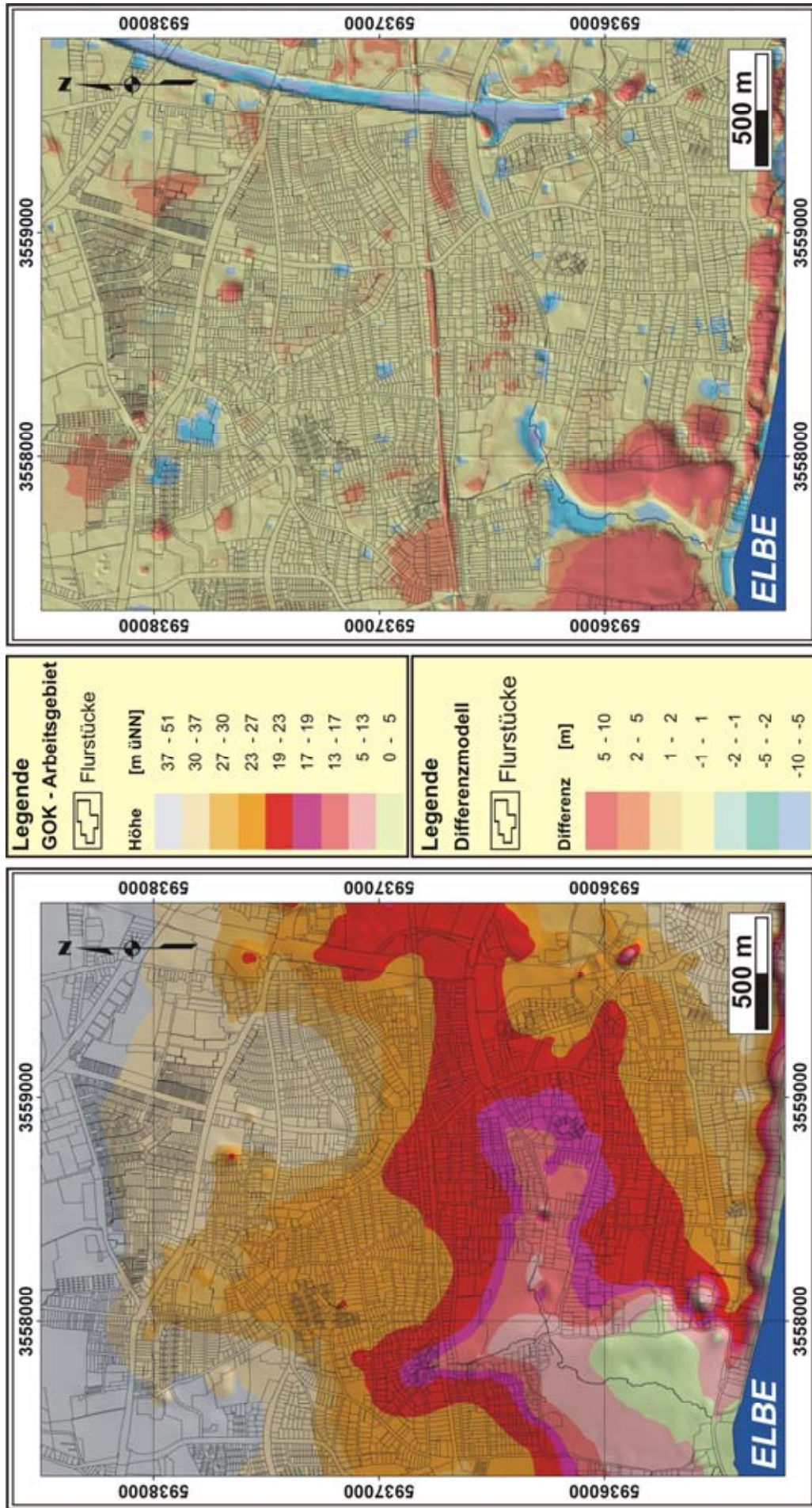
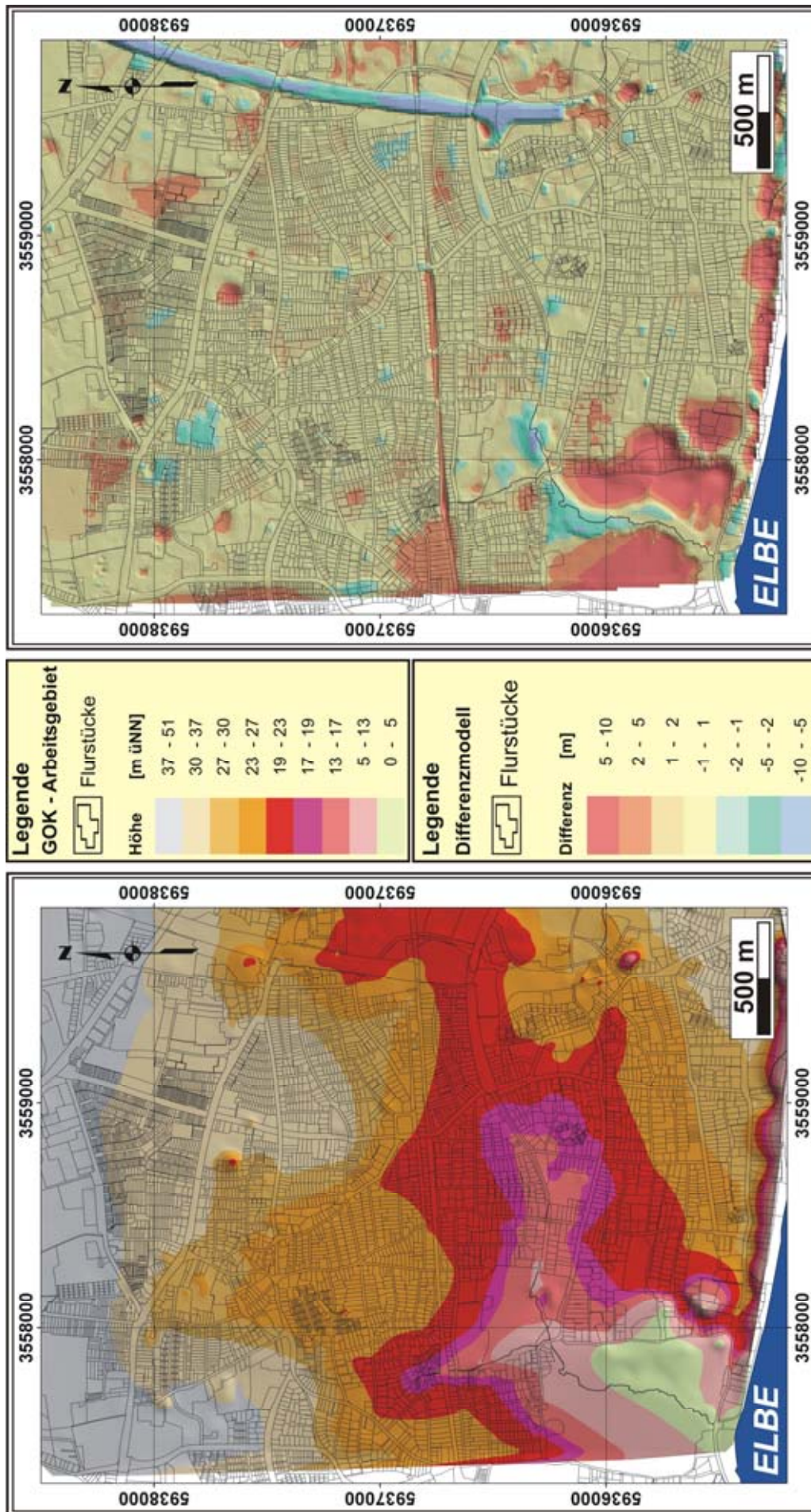


Abb. 5.3b: Differenzmodell: Subtraktion der Fläche des BP-Modells (Interpolationsmethode Kriging) vom TOPO10-Modell.

Abb. 5.3a: Höhenmodell der Geländeoberkante des Arbeitsgebiets generiert aus den Höheninformationen von 2515 Bohrpunkten (Interpolationsmethode Kriging); Quelle der Bohrdaten und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

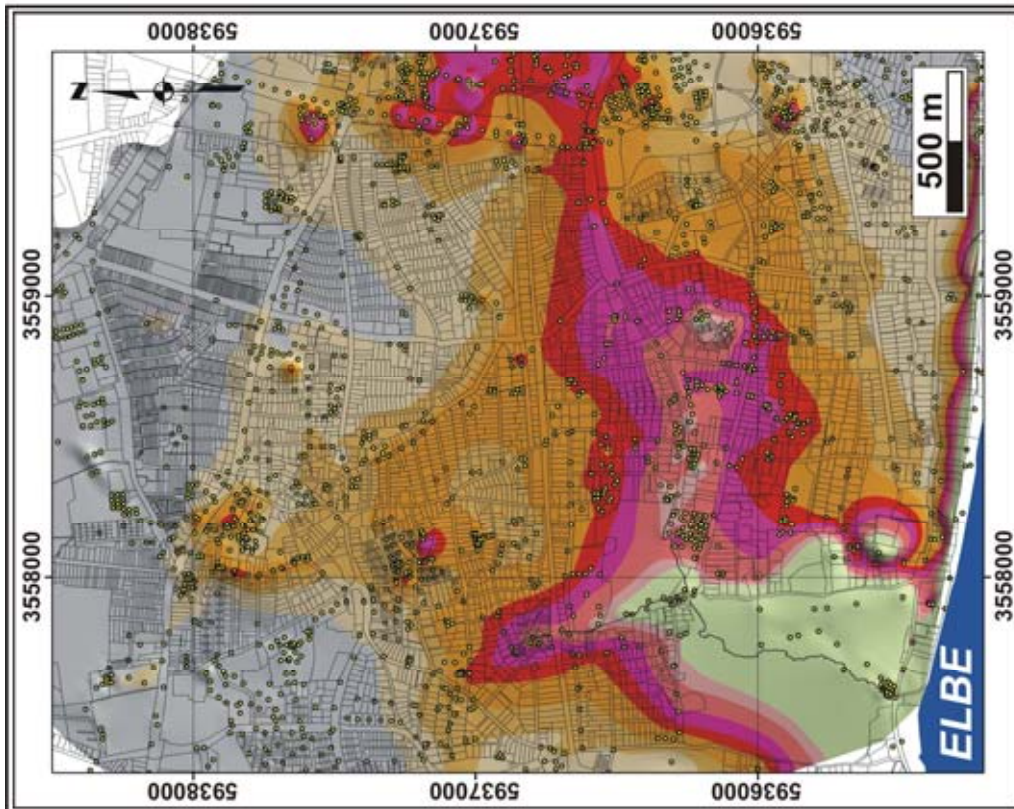
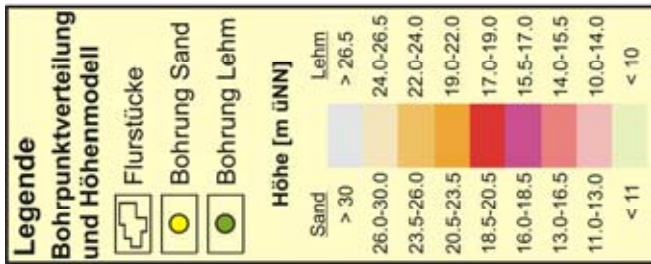
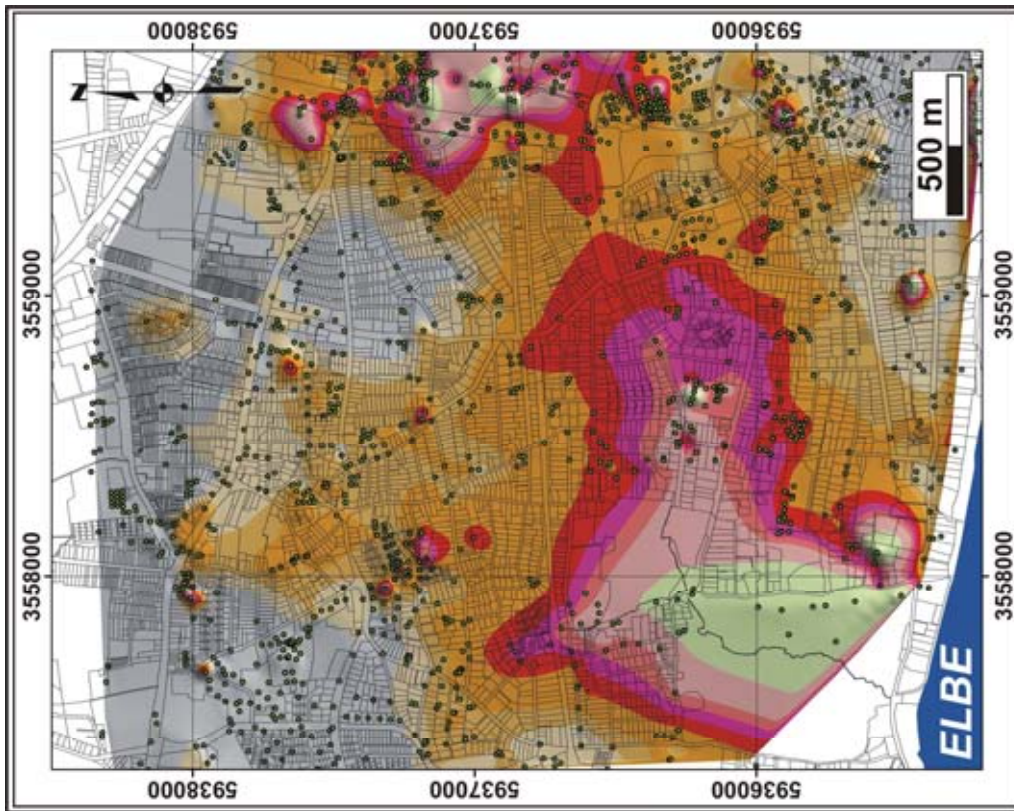




**Abb. 5.4b:** Differenzmodell: Subtraktion der Fläche des BP-Modells (Interpolationsmethode Natural Neighbor) vom TOPO10-Modell.

**Abb. 5.4a:** Höhenmodell der Geländeoberkante des Arbeitsgebiets generiert aus den Höheninformationen von 2515 Bohrpunkten (Interpolationsmethode Natural Neighbor); Quelle der Bohrdaten und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

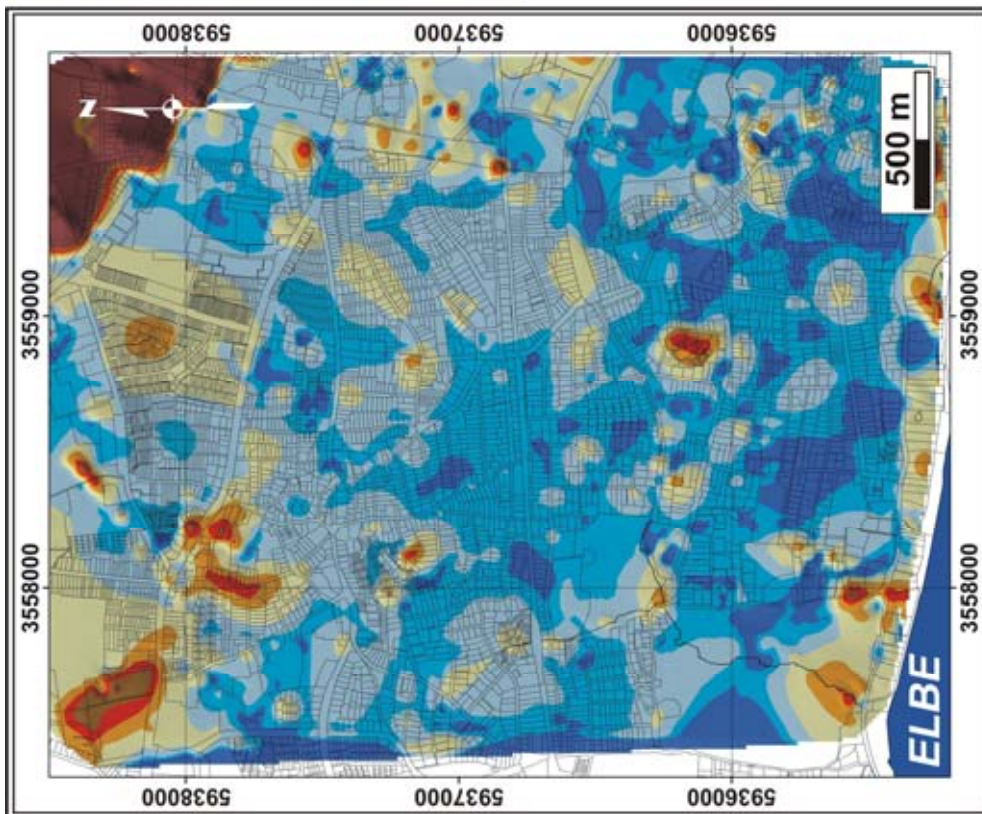
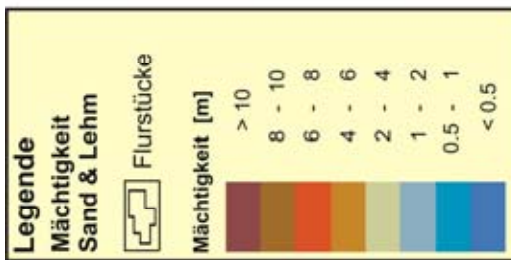
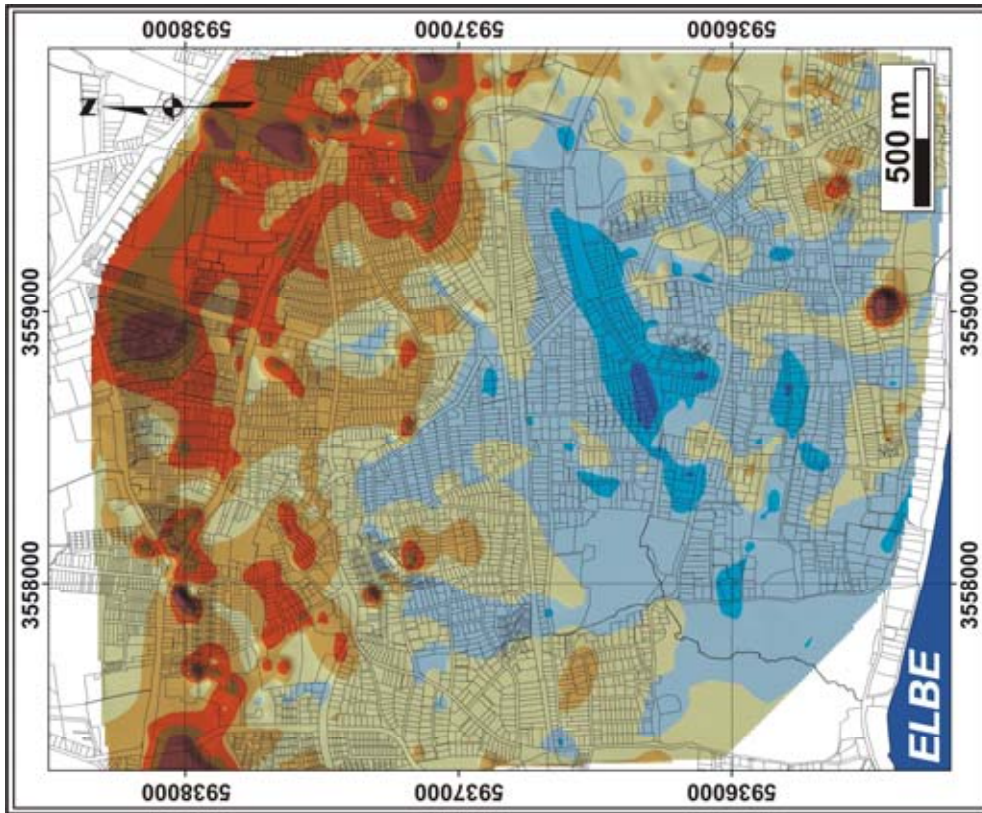




**Abb. 5.5b:** Bohrpunktverteilung und Höhenmodell des Geschiebelehms, generiert aus 1577 Bohrsäulen; Quelle der Bohrlkationen und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

**Abb. 5.5a:** Bohrpunktverteilung und Höhenmodell des Sandes, generiert aus 2275 Bohrsäulen; Quelle der Bohrdaten und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

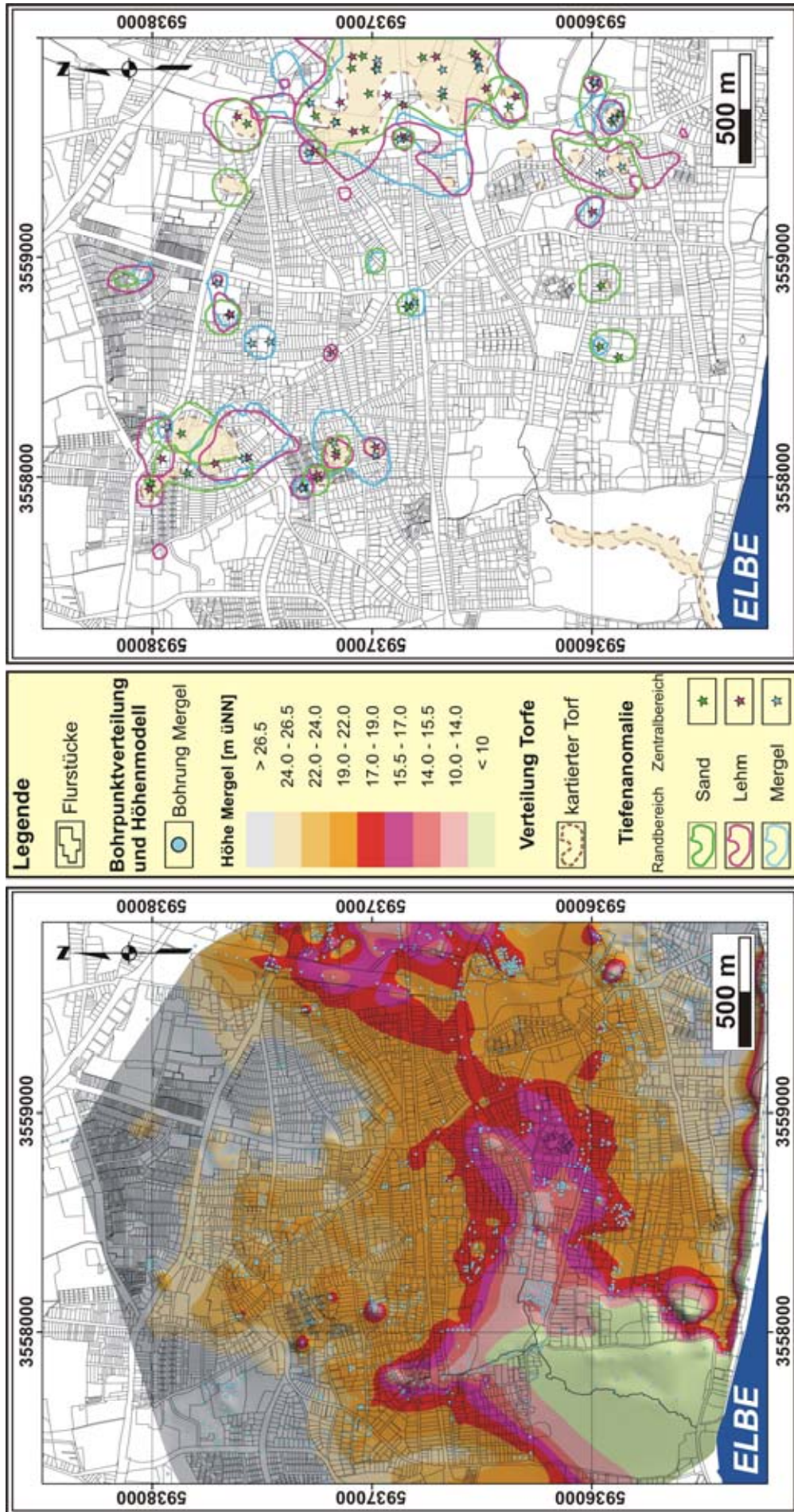




**Abb. 5.6b:** Modellmächtigkeiten des Geschiebelehms innerhalb des Arbeitsgebiets; Bohrdatenbasis und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

**Abb. 5.6a:** Modellmächtigkeiten des Sandes innerhalb des Arbeitsgebiets; Bohrdatenbasis und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.





**Abb. 5.7b:** Verteilung flächenhafter sowie isolierter Torfvorkommen des Arbeitsgebiets; Markierungen zentraler Tiefenanomalien und deren Randbereiche der verschiedenen Sedimentmodelle; Quelle der topographischen Informationen: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

**Abb. 5.7a:** Bohrpunktverteilung und Höhenmodell des Geschiebemergels, generiert aus 1479 Bohrsäulen; Quelle der Bohrdaten und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

### 5.2.5 Betrachtung von Flächenmodellen und Mächtigkeiten verschiedener Sedimente

Eine flächenhafte Modellierung von Sedimenten setzt immer voraus, dass gleiche oder vergleichbare Sedimente einzelner Bohrsäulen durch Interpolation miteinander verbunden werden. Diese ist dann möglich, wenn a) Leithorizonte vorhanden sind, b) wenn gleiche Sedimentationsbedingungen innerhalb eines kleinräumigen Gebiets angenommen werden können und c) wenn die entsprechenden Horizonte über das gesamte Interpolationsgebiet möglichst eindeutig anzusprechen sind.

Da die Höhenmodelle der verschiedenen Sedimente in der Anzahl der Bohrpunkte und deren geographischer Verteilung variieren, wird die Bohrpunktverteilung für jedes Modell zusätzlich zur geographischen Ausbreitung der jeweiligen Modellfläche mit abgebildet. Außerdem werden die Anzahl der verwendeten Bohrpunkte sowie die Größe der Modellfläche angegeben. Anthropogene Veränderungen der Geländeoberkante über die Zeit wirken sich nicht auf die Modellierung aus, da die Bohrungen mit Höhenangaben in mNN angesprochen werden. Um Analogien zwischen den einzelnen Modellen des Untergrundes darzustellen und Differenzen hervorzuheben, wurde der Farbbalken der Geländeoberkante beibehalten und lediglich die Höhenzuordnung verändert. Die Betrachtung von Anomalien innerhalb der ehemaligen Flussläufe der Flottbek und der Teufelsbek werden unter Vorbehalt vorgenommen, da diese Strukturen auch erosionsbedingt entstanden sein können. Aufgrund der geringen Anzahl an Bohrungen wird ebenso der Jenisch Park in der Analyse vernachlässigt.

Zur Vervollständigung der Beschreibung morphologischer Charakteristika flächenhafter Sedimentmodelle im Untergrund werden ergänzend Mächtigkeitsabschätzungen der Sedimentkörper vorgenommen. Diese Modellierungen werden großräumig für das Modell Sand und Geschiebelehm vorgenommen. Zusätzlich werden die Mächtigkeiten lokal auftretender Torfe berechnet und graphisch dargestellt.

#### Betrachtung der Modellfläche – Basis Sand

Für die Erstellung des Oberflächenmodells der Sandbasis wurden 2275 der 2515 Bohrsäulen verwendet. Dadurch konnte eine Fläche von 8,18 km<sup>2</sup> modelliert werden, was einer durchschnittlichen Dichte von 278 Bohrpunkten pro km<sup>2</sup> entspricht.

Das Höhenmodell der Sandbasis (Abb. 5.5a) zeigt im Vergleich zur Geländeoberkante deutliche Analogien in der geographischen Lage von Großsenken- und Hochbereichen. Im Detail betrachtet ist jedoch die lokale Höhenverteilung des Untergrundmodells innerhalb der Senkenbereiche sehr viel inhomogener. Auffällig sind dabei kreisrunde Tieflagen, welche im Durchmesser wenige zehner Meter betragen und in z-Richtung um 5 bis 10 Meter Tiefe von der allgemeinen Senkenmorphologie abweichen. In den meisten Fällen werden diese Höhenanomalien durch mehrere Bohrungen bestätigt. Auf diese Weise kann ausgeschlossen werden, dass es sich um

einen punktuellen Daten- oder Interpolationsfehler einer einzelnen Bohrung handelt, welcher sich dann als synthetische „Hohlform“ darstellen würde.

Innerhalb der Flottbeker Senke befinden sich Tiefenanomalien in den nördlichen und in den zentralen Bereichen. In N-S Richtung trennen hunderte Meter diese beiden Zonen der Tiefenmaxima durch einen seichten morphologischen Anstieg. In E-W Richtung liegen jeweils im Norden und im zentralen Abschnitt zwei dieser Strukturen so dicht beieinander, dass sich ihre Ränder überschneiden. Die einzelnen Tiefenzentren sind aber dennoch deutlich voneinander zu trennen.

Das Modell „Basis Sand“ der Bahrenfelder Senke zeigt im äußersten Norden eine separierte kreisrunde Depression von ca. 100 x 100 m im Durchmesser. Hierbei handelt es sich um den Bahrenfelder See. Weiter südlich wird die Bahrenfelder Senke durch einen breiten, sich Nord-Süd-Richtung erstreckenden Zentralbereich charakterisiert. Im Gegensatz zur Geländeoberkante zeigt die Sandbasis hier einen ungleichmäßigen Verlauf des Senkenrandes. Die zentralen Abschnitte sind durch eine morphologische Unruhe gekennzeichnet, die sich an der unregelmäßigen Verteilung einzelner Tiefenzentren zeigt. Überschneidungen von zwei oder mehreren dieser Tiefenzentren führen neben den kreisrunden Anomalien zur Ausbildung elongierter Strukturen.

Weitere von den Großenken separiert gelegene Hohlformen finden sich südlich der Bahrenfelder Senke am Südrand des Teufelsbek Tals sowie im Norden nahe dem zentralen Hochgebiet zwischen der Flottbeker Senke und der Bahrenfelder Senke. Die markanten Tiefenanomalien des Höhenmodells der Sandbasis werden für weitere vergleichende Analysen in Abbildung 5.7b in grüner Farbe dargestellt.

#### Betrachtung der Mächtigkeitsverteilung - Modell Sand

Die größten Sedimentmächtigkeiten von 13 m und mehr (braune Farben) wurden im äußersten Nordwesten sowie im Nordosten des Untersuchungsgebietes festgestellt (Abb. 5.6a). Den größten Flächenanteil beschreiben jedoch blaue Farben und definieren Sedimentmächtigkeiten von ca. 2 m. Von lokalen Ausnahmen abgesehen erhält sich diese homogene Mächtigkeitsverteilung von Norden über das gesamte Arbeitsgebiet bis zum südlich gelegenen Elbhang.

Charakteristisch für die Sande sind kleinräumige, zirkulare oder subzirkulare Mächtigkeitsmaxima. Diese Anomalien haben einen Durchmesser von wenigen 10er Metern, nur selten überschreiten sie im Durchmesser 100 m oder mehr. Unabhängig von ihrem Durchmesser steigt hier die Mächtigkeit der Sande von einem Meter auf vier bis acht Meter an und erreicht lokal die maximale Analysetiefe. Im Bereich der Bahrenfelder Senke bilden einige dieser kleinräumigen Anomalien eine clusterartige Anordnung, während im weiteren Arbeitsgebiet eine eher separierte Lage einzelner Sedimentmaxima festzustellen ist (Abb. 5.6a).



### Betrachtung der Modellfläche - Basis Geschiebelehm

Das Oberflächenmodell der Basis Geschiebelehm (Abb. 5.5b) wurde aus 1577 der 2515 Bohrsäulen generiert. Die modellierte Fläche entspricht  $7,33 \text{ km}^2$  und erreicht somit eine Bohrpunktdichte von 214 Bohrpunkten pro  $\text{km}^2$ .

Auch das Höhenmodell der Basis Geschiebelehm zeichnet die Morphologie der Geländeoberkante nach. Die datenfreien Zonen liegen im Norden und Nordosten sowie im Süden und Südwesten in den unmittelbaren Randbereichen des Arbeitsgebietes. Somit können sowohl die Senken und Hochbereiche als auch kleinräumige Tiefenanomalien abgebildet werden.

Die geographische Lage kleinräumiger Hohlformen innerhalb der Flottbeker Senke ist weitgehend identisch mit denen der Sandbasis. Im nördlichen Senkenabschnitt bilden sich ebenso zwei Tiefenzentren ab. Während die westliche der beiden Strukturen kleinräumiger und steilwandig ist, hat die östliche Depression einen schüsselförmigen flacheren Charakter. Innerhalb der schüsselförmigen Depression und auch südlich davon ist ein nahezu datenfreier Raum vorhanden. Keine der zahlreichen Bohrungen in diesem Gebiet hat innerhalb des betrachteten Tiefenbereiches von 20 m Geschiebelehm angetroffen. Die modellierte Fläche wird also durch Interpolation von den Randbereichen über die gesamte Fläche der Depression erzeugt. Im zentralen Bereich der Flottbeker Senke zeichnen sich vier Tiefenmaxima ab. Die nördlichste und die südlichste Struktur werden von jeweils nur einer Bohrung in deren Zentrum erzeugt, so dass es sich hier auch um einen Interpolationsfehler bzw. eine synthetisch erzeugte Anomalie handeln kann. Die beiden anderen Hohlformen werden von zahlreichen Bohrungen bestätigt und stimmen von ihrer geographischen Lage her mit den Tiefenmaxima des Modells der Sandbasis überein.

Die Bahrenfelder Senke zeigt im Norden analog zum Modell der Sandbasis die charakteristische Depression des Bahrenfelder Sees. In dem südlicher gelegenen zentralen Bereich der Großsenke bildet die Basis Geschiebelehm mehrere sich randlich überschneidende Tiefenanomalien aus. Durch die Aneinanderreihung der unregelmäßig verteilten und sich überschneidenden Hohlformen ist der Geschiebelehm der Bahrenfelder Senke an seiner Basis durch eine starke morphologische Unruhe gekennzeichnet. Ebenso unregelmäßig ist die äußere Gestalt des Senkenrandes der Basis Geschiebelehm.

Analog zum Modell der Sandbasis ist die Lage von Tiefenanomalien im Norden des Arbeitsgebietes nahe dem zentralen Hochgebiet zwischen der Flottbeker Senke und der Bahrenfelder Senke. Südlich der Bahrenfelder Senke und am Südrand des Teufelsbek Tals befinden sich drei weitere kleinräumige Hohlformen. Für den Vergleich der geographischen Lage einzelner Tiefenanomalien der einzelnen Modelle werden die Hohlformen der Basis Geschiebelehm in der Farbe Magenta dargestellt (Abb. 5.7b).

### Betrachtung der Mächtigkeitsverteilung - Modell Geschiebelehm

Im Gegensatz zu der überwiegend homogenen Mächtigkeitsverteilung der Sande zeigt der Geschiebelehm innerhalb des Arbeitsgebiets eine generelle Abnahme der Mächtigkeit von Nord nach Süd (Abb. 5.6b). Im Norden und Osten beschreiben die dunkelbraunen Farben Mächtigkeiten von mehr als 13 m. Die hohen Mächtigkeiten nehmen in der nördlichen Hälfte des Arbeitsgebietes relativ konstant ab und liegen dann zwischen vier und sechs Metern. Innerhalb der ehemaligen Bachläufe der Flottbek und der Röbbek ist die Mächtigkeit geringer. Hier, wie auch in der südlichen Hälfte des Arbeitsgebiets bis zum Elhang hin, werden bis auf wenige Ausnahmen relativ konstante Mächtigkeiten von 1 bis 2 m erreicht. Im ehemaligen Bachverlauf des Teufelsbek weist der Geschiebelehm mit höchstens 1 m die geringsten Mächtigkeiten auf (dunkelblauen Farben). Im äußersten Westen und im Osten nimmt die Sedimentmächtigkeit wieder zu.

Für die Bahrenfelder Senke sind kleinräumige Mächtigkeitsschwankungen zwischen 1 und 10 m charakteristisch. Lokale Mächtigkeitsexima der Flottbeker Senke entsprechen in ihrer geographischen Lage denen der Sande. Diese Übereinstimmung ist für den südlichen Abschnitt des Arbeitsgebietes nicht immer zu beobachten.

### Betrachtung der Modellfläche – Top Geschiebemergel

Für die Berechnung der Modellfläche des Geschiebemergels (Abb. 5.7a) wurden 1479 der 2515 vorhandenen Bohrsäulen verwendet. Mit einer Modellfläche von 7,17 km<sup>2</sup> entspricht dieses einer Beprobungsdichte von 206 Bohrpunkten pro km<sup>2</sup>. Anders als bei den bereits diskutierten Flächen wird bei diesem Modell nicht die Basis, sondern die Oberkante (Top) der Geschiebemergelablagerungen. Die Basis liegt zum größten Teil unterhalb der Analysetiefe von 20 m und würde somit nicht zur flächenhaften geometrischen Analyse des Untergrundes beitragen. Geschiebemergel tritt häufig in Bohrungen auf, in denen entweder kein Sand oder kein Geschiebelehm vorkommt. Dieses Modell beschreibt somit keine neue Tiefensektion, sondern ist als Ergänzung zu den bereits beschriebenen Modellen anzusehen. Das Top des Geschiebemergels ist weiträumig über das Arbeitsgebiet verteilt. Die Modellfläche dient somit nicht ausschließlich der Beschreibung einer neuen Tiefensektion, sondern ergänzt die flächenhafte Analyse geometrischer Anomalien im Untergrund des Arbeitsgebietes. Der Farbbalken in Abbildung 5.7a entspricht der Tiefenzuordnung der Basis Geschiebelehm.

Das Modell des Geschiebemergels bestätigt die anderen Modelle in Bezug auf ihre morphologischen Ähnlichkeiten mit dem Verlauf der Geländeoberkante. Die geringere Anzahl an Bohrungen auf Geschiebemergel im Norden des Arbeitsgebiets führt hier zu einem nahezu datenlosen Modellraum. Auch der nördliche Bereich der Flottbeker Senke kann nur mit wenigen Bohrungen modelliert werden. Auf diese Weise erklärt sich hier der seichte Senkencharakter dieses Modells ohne signifikante Tiefenzentren singulärer Strukturen. Im Nordosten der Großsenke zeichnet sich eine Tiefenanomalie ab, welche zwar nur durch eine einzige Bohrung belegt wird, von ihrer geographischen

Lage jedoch mit den Anomalien von Sand und Geschiebelehm zusammenfällt. Das gleiche gilt für die nördlichste Hohlform im zentralen Bereich der Flottbeker Senke. Während sich in diesen Modellbereichen geringer Datenpunktdichte nur wage Aussagen über den strukturellen Aufbau des Untergrundes treffen lassen, zeigen sich die besonderen Qualitäten an der südlichsten Struktur der zentralen Flottbeker Senke. In dem Modell der Basis Geschiebelehm wird hier eine Zirkularstruktur durch nur eine einzige Bohrung erzeugt und kann lediglich mit Vorbehalt bewertet werden. Das Modell der Geschiebemergeloberkante verwendet hier hingegen 21 Bohrsäulen zur Berechnung dieser zirkularen Tiefenanomalie.

Die markante Depression des Bahrenfelder Sees am Nordrand der Bahrenfelder Senke kann hingegen durch den Mangel an Daten nicht abgebildet werden. Im weiteren Verlauf von Nord nach Süd wird der morphologisch unruhige Charakter der Senke aufgrund der Aneinanderreihungen von Tiefenanomalien der zuvor beschriebenen Modelle bestätigt. Ebenso lassen sich die südlich der Senke gelegenen Hohlformen durch die modellierten Bohrdaten der Oberkante Geschiebemergel abbilden. In Abbildung 5.7b werden die Tiefenanomalien des Höhenmodells der Oberkante Geschiebemergel in blauer Farbe dargestellt. Da die Basis des Geschiebemergels weitgehend unterhalb des Analysebereichs von 20 m liegt, wird keine Abschätzung der Mächtigkeiten innerhalb des Arbeitsgebiets vorgenommen.

Der Vergleich zwischen dem Modell des Geschiebelehms und dem Modell Geschiebemergel zeigt auf, dass einzelne Hohlformen häufig nur durch eines der beiden Modelle mittels einer Vielzahl an Bohrdaten belegt werden. Das jeweils andere Modell generiert dieselbe Struktur dann durch nur wenige Datenpunkte. Bildet man die Basis Geschiebelehm und das Top des Geschiebemergels in einem Höhenmodell ab, sind die beiden Flächen in ihrer Tiefenlage häufig dort identisch, wo viele Bohrdaten für jeweils beide Modelle zur Verfügung stehen. Die Datenaufnahme wurde von einer Vielzahl an Bearbeitern durchgeführt, wodurch ein „subjektive Fehler“ innerhalb der beiden Modellflächen entstehen kann. Dieser Fehler lässt sich in der Interpretation dadurch vernachlässigen, in dem man beide Flächen und deren Anomalien gemeinsam betrachtet und der Modellfläche des Sandes gegenüberstellt.

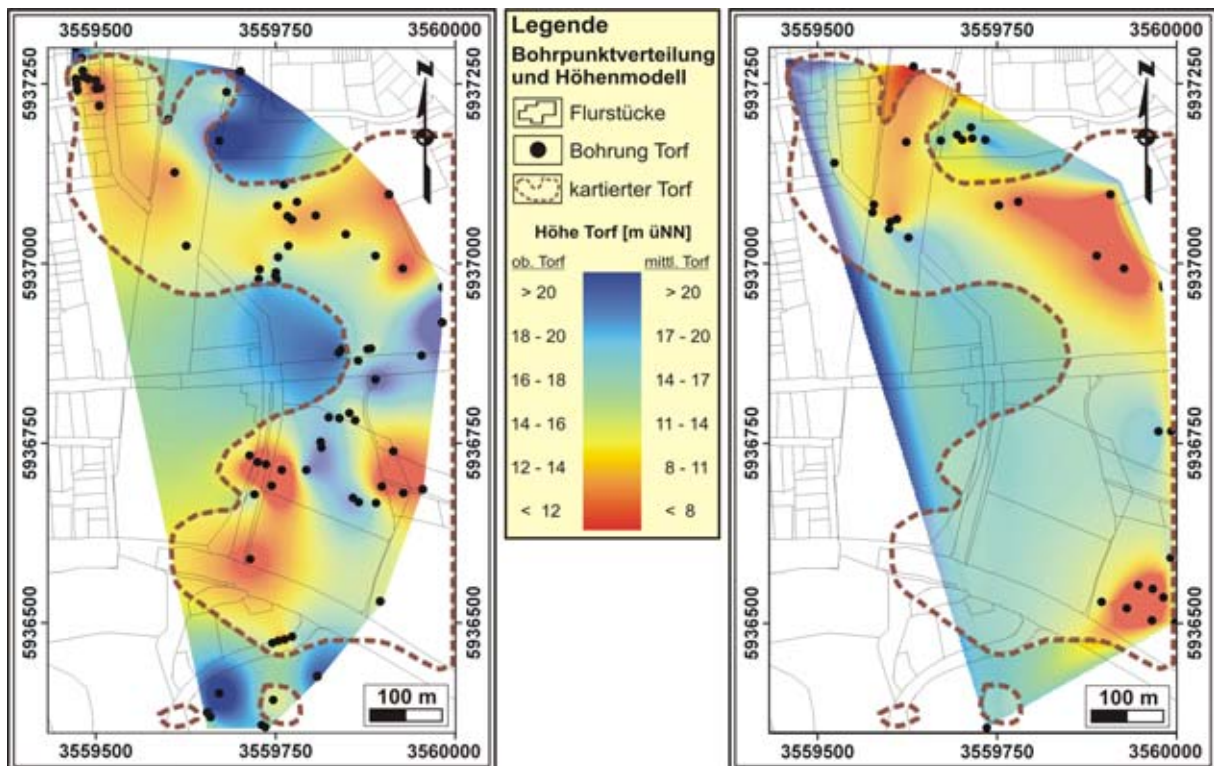
#### Betrachtung der Modellflächen und der Mächtigkeiten flächenhafter Torfvorkommen

Torfe treten innerhalb des Arbeitsgebiets überwiegend als lokale Füllungen einzelner Hohlformen auf. Die geringe Anzahl an Bohrungen, welche jede einzelne Torfzelle beschreiben, lässt zumeist nicht mehr als die Darstellung ihrer geographischen Lage zu. Diese lokalen Torfvorkommen sind der geologischen Karte (Abb. 4.3) und Abbildung 5.7b zu entnehmen. Auch wenn die Bohrpunktdichte häufig nicht ausreicht, diese isolierten Torfzellen als Flächen realistisch zu modellieren, so erhält man aus den Bohrdaten zumindest eine Tiefenangabe zur Ober- bzw. Unterkante des Torfes. Eine Mächtigkeit lässt sich entsprechend nur punktuell bestimmen. Weist man jedem einzelnen Torfvorkommen mindestens eine Tiefenangabe zu, so lässt sich abschätzen, oberhalb welcher Sedimentlage (Sand, Geschiebelehm oder Geschiebemergel) sich

der Torf bilden konnte. In einem 2D<sup>+</sup>- oder 3D-Modell können auf diese Weise verschiedene Torflagen voneinander unterscheiden werden. Zum anderen lassen sie sich von weiteren Sedimenten abgegrenzt darstellen.

Flächenhafte Torfvorkommen finden sich in der Bahrenfelder Senke. Hier werden in den Bohrdaten obere, mittlere und untere Torfe voneinander unterschieden. Obere und mittlere Torfe lassen sich als Flächen modellieren (Abb. 5.8a und 5.8b). Der untere Torf ist lediglich durch drei Bohrungen belegt und wird nicht als Höhenmodell dargestellt.

Der obere Torf ist in 74 Bohrungen der heutigen Bahrenfelder Senke (ca. 0,25 km<sup>2</sup>) belegt. Das entspräche einer Bohrpunktdichte von 288 Bohrungen pro km<sup>2</sup>. Die geographische Verteilung der Beprobungen ist durch schwarze Punkte in Abbildung 5.8a dargestellt. Die jeweilige Tiefenangabe der Basis des oberen Torfes wird durch den Farbbalken in der Legende beschrieben. Sowohl Hoch- als auch Tieflagen der Torfbasis können durch Bohrpunkt-Cluster berechnet werden. Nur in wenigen Fällen wird zwischen isolierten Bohrpunkten interpoliert.



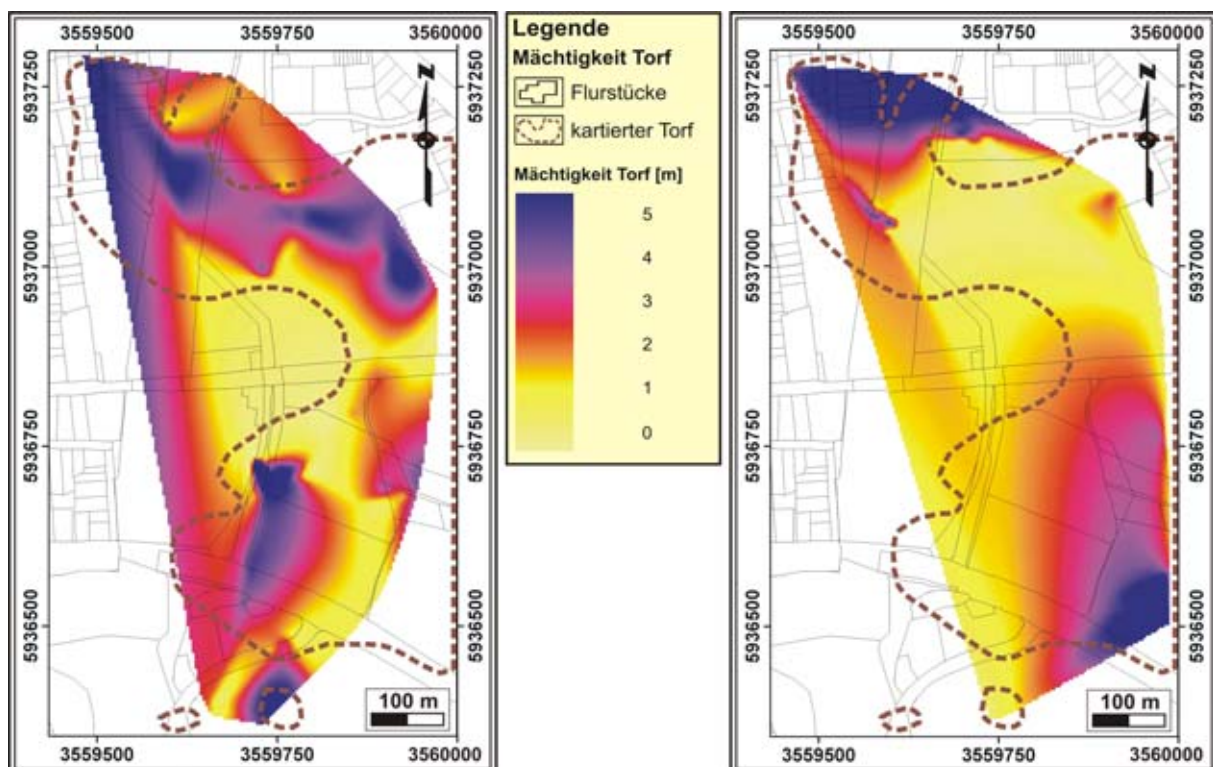
**Abb. 5.8a:** Höhenmodell Basis oberer Torf und die Verteilung der Bohrungen auf oberen Torf innerhalb der Bahrenfelder Senke.

**Abb. 5.8b:** Höhenmodell Basis mittlerer Torf und die Verteilung der Bohrungen auf mittleren Torf innerhalb der Bahrenfelder Senke.

Quelle der Bohrdaten und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

Die Basis des oberen Torfes der Bahrenfelder Senke ist durch vier Bereiche markanter Tieflagen charakterisiert, welche jeweils ein bis drei Tiefenzentren zeigen. Unterbrochen werden die Tieflagen durch rasche morphologische Anstiege. Somit spiegelt auch die Torfbasis die zuvor durch die weiteren Sedimentmodelle dargestellte morphologisch unruhige Charakteristik der Bahrenfelder Senke wider.

Abbildung 5.9a zeigt die Verteilung der Mächtigkeiten des Torfes. Hieraus ist ersichtlich, dass die Depressionen an der Basis mit den Zonen größter Torfmächtigkeiten übereinstimmen. Ebenso entsprechen geographische Bereiche größter Torfmächtigkeit morphologischen Depressionen der unter den Torfen befindlichen Sandbasis. Die Sande weisen hier nur eine geringe Sedimentmächtigkeit auf. Als Voraussetzung für die Bildung des Torfes muss gegeben sein, dass die Hohlformen zumindest teilweise unterhalb des Grundwasserspiegels gelegen haben. Zum anderen hat die Vermoorung bereits eingesetzt, bevor die Depression von den Randbereichen her zusedimentiert werden konnte. Diese Bedingungen sind unter natürlichen Umständen nur dann gegeben, wenn es zu einem Grundwasseranstieg oder zur lokalen Absenkung der Geländeoberkante unter den Grundwasserspiegel kommt. Die Torfkissen können dann lokal und kleinräumig anwachsen und die Depression verfüllen.



**Abb. 5.9a:** Modellmächtigkeit des oberen Torfs innerhalb der Bahrenfelder Senke.

**Abb. 5.9b:** Modellmächtigkeit des mittleren Torfs innerhalb der Bahrenfelder Senke.

Quelle der Bohrdaten und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

In Abbildung 5.8b ist die geographische Verteilung von 34 Bohrungen dargestellt, welche den mittleren Torf der heutigen Bahrenfelder Senke belegen. Dieses entspräche einer Bohrpunktdichte von 136 Bohrpunkten km<sup>2</sup>. Auch hier werden die Hoch- und Tieflagen der Torfbasis überwiegend durch Bohrpunkt-Cluster berechnet. Die Anzahl der Bohrpunkte reicht allerdings nicht aus, um ein flächendeckendes realistisches Bild dieser Torfbasis zu erzeugen. Ein Abschnitt der Senke jedoch, welcher sich von Nordwesten nach Südosten und anschließend nach Süden erstreckt, stellt einen interpretierbaren Datenbereich dar. Im Nordwesten, am östlichen Senkenrand sowie im Südosten werden drei markante Depressionen abgebildet. Die nördliche sowie die südliche Tiefenanomalie der Basis der mittleren Torfe weichen von Ihrer geographischen Lage deutlich von denen des oberen Torfes ab. Die mittlere Depression stimmt hingegen in ihrer geographischen Lage und der Ausbreitung mit den oberen Torfen überein und wird überwiegend von identischen Bohrungen belegt. Auffällig ist, dass sich hier das Relief der Basis der mittleren Torfe in diesem Bereich gegenüber der Morphologie der oberen Torfe wesentlich stärker versteilt.

Die Mächtigkeitsverteilung des mittleren Torfes ist in Abbildung 5.9b dargestellt. Hieraus wird ersichtlich, dass die Depressionen im Nordwesten und Südosten Torfmächtigkeiten bis ca. 5 m erreichen, während nur eine Bohrung der zentral gelegenen Depression eine Mächtigkeit von mehr als 2 m dokumentiert. Besonders für die Berechnung und die Interpretation der Mächtigkeiten sei hier auf die ungenügende Anzahl an nutzbaren Bohrungen hingewiesen.

Der untere Torf der Bahrenfelder Senke wird durch nur drei Bohrungen belegt (Abb. 5.10a und 5.10b). Ein aussagekräftiges Höhenmodell kann mit diesem Datensatz nicht erstellt werden. Die Torfmächtigkeiten der einzelnen Lokalitäten variieren zwischen 0,4 m und 1,2 m. Auch diese Mächtigkeitsangaben sollen zunächst keiner weiteren Analyse unterstellt werden, da diese vergleichsweise geringmächtigen Torfe auch der Verfüllung des Randbereichs einer Tiefenanomalie entstammen könnten.

### 5.3 Korrelation verschiedener Sedimentmodelle

#### 5.3.1 Korrelation der Tiefenanomalien unterschiedlicher Sedimentmodelle

Um die Tiefenanomalien der einzelnen Sedimentmodelle in einen Zusammenhang setzen zu können, werden die äußeren Bereiche jeder einzelnen Struktur eines jeden Sedimentmodells farblich umrandet. Außerdem wird jedes Tiefenzentrum mit einem Stern-Symbol versehen. Abbildung 5.7b zeigt die geographische Verteilung der Rand- und Zentralbereiche aller Anomalien der drei Sedimentmodelle. Die grünen Markierungen entsprechen den Tiefenanomalien des Sandmodells, Magenta steht für Anomalien des Modells Geschiebelehm und die blauen Strukturen ergeben sich aus dem Höhenmodell des Geschiebemergels. Durch die graphische Überlagerung der Markierungen lassen sich Zonen akkumulierender Anomalien, separiert gelegener Hohlformen sowie strukturlose Bereiche innerhalb des Arbeitsgebietes voneinander abgrenzen.



Akkumulationen von Anomalien aller Sedimentmodelle konzentrieren sich innerhalb der Flottbeker Senke, in der Bahrenfelder Senke und südlich der Bahrenfelder Senke. Zwischen den beiden Großsenken befinden sich räumlich isolierte Anomalien ohne Überschneidungsbereiche. Diese kleinräumigen Hohlformen sind entlang einer N-S streichenden Linie aufgereiht (Abb. 5.7b).

Bei der Betrachtung aller in der Flottbeker Senke abgebildeten Randbereiche der Anomalien wird deutlich, dass diese die zentrale Zone der Großsenke nachzeichnen. Die Tiefenzentren jedoch konzentrieren sich in einem nördlichen und in einem südlichen Gebiet. Während es im äußersten Nordwesten der Senke zu einem engen Überschneidungsbereich der Anomalieränder sowie zur Überlagerung der Anomaliezentren kommt, verteilen sich die weiteren Tiefenmaxima des nördlichen Senkenbereiches innerhalb der Umrandung der Sandanomalien mit einem Abstand von ca. 100 m oder mehr voneinander. Die Anomalien aller Sedimentmodelle im nördlichen Bereich der Flottbeker Senke sind großflächig und von unregelmäßiger Gestalt.

Im südlichen Gebiet der Flottbeker Senke zeigen die Strukturen hingegen eine zirkulare oder subzirkulare Gestalt und haben Durchmesser von einigen 10er Metern. Der Abstand zwischen den einzelnen Hohlformen ist so gering, dass es gerade hier zu randlichen Überschneidungen kommt. In jeder der vier Strukturen überlagern sich die einzelnen Anomaliezentren der verschiedenen Sedimentmodelle oder liegen sehr eng beieinander (Abb. 5.7b).

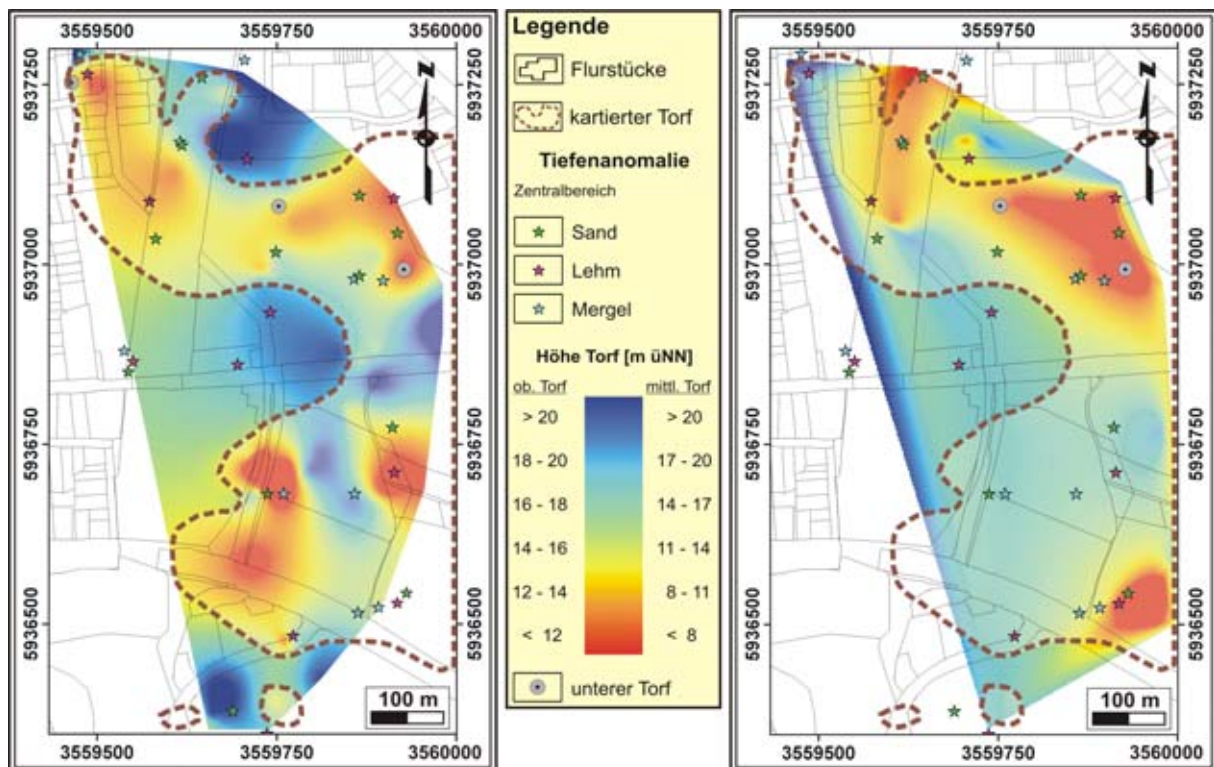
Am nördlichen Rand der Bahrenfelder Senke ist die großräumige und annähernd kreisrunde Tiefenanomalie des Bahrenfelder Sees durch die farbliche Darstellung des Geschiebelehm- sowie des Sandmodells markiert. Trotz eines Durchmessers der Gesamtstruktur von ca. 200 m liegen die Anomaliezentren der beiden Modelle sehr dicht beieinander. Südlich des Sees wird die unregelmäßige Gestalt der Bahrenfelder Senke durch die einzelnen Sedimentmodelle beschrieben. Aufgrund der Kleinräumigkeit jeder einzelnen Hohlform, der zahlreichen Vorkommen und der räumlichen Nähe der einzelnen Strukturen zueinander wurde hier darauf verzichtet, einzelne Hohlformen randlich zu kennzeichnen. Die geographische Anordnung der Sternsymbole, also der einzelnen Tiefenzentren der verschiedenen Sedimentmodelle, fasst die in den einzelnen Modellen zuvor beschriebene morphologische Unruhe der Großsenke zusammen. Neben einigen direkten Überlagerungen bilden die Symbole zahlreiche Cluster, welche über den gesamten Senkenbereich verteilt auftreten. Die räumliche Distanz zwischen den einzelnen Clustern zueinander beträgt selten mehr als 200 m.

Im Südosten des Arbeitsgebietes und südlich des Teufelsbek Tals zeichnet sich ebenfalls ein weiträumiger Überschneidungsbereich der Randmarkierungen von Anomalien der einzelnen Sedimentmodelle ab. Westlich davon schließen drei isoliert voneinander gelegene Hohlformen an. In den kleinräumigen Strukturen überlagern die Symbole der Tiefenmaxima aller Sedimentmodelle in einem Punkt oder bilden Cluster.

Auffällig ist, dass die sechs Anomalien entlang einer E-W streichenden Linie aufgereiht sind (Abb. 5.7b).

### 5.3.2 Korrelation von Tiefenanomalien der Sedimentmodelle mit Torfvorkommen

Neben den Tiefenmaxima und deren Randbereichen werden in Abbildung 5.7b auch die lokalen sowie die flächenhaften Torfvorkommen des Arbeitsgebietes dargestellt. Bringt man die Tiefenanomalien der weiteren Sedimentmodelle in einen Zusammenhang mit den isolierten sowie den flächenhaft verbreiteten Torfen, so wird deutlich, dass es bei einer großen Anzahl der Überschneidungsbereiche von Randmarkierungen aller Sedimentmodelle zu Torfbildungen kommt.



**Abb. 5.10a:** Höhenmodell Basis oberer Torf und Verteilung zentraler Tiefenanomalien der weiteren Sedimentmodelle innerhalb der Bahrenfelder Senke.

**Abb. 5.10b:** Höhenmodell Basis mittlerer Torf und Verteilung zentraler Tiefenanomalien der weiteren Sedimentmodelle innerhalb der Bahrenfelder Senke.

Quelle der Bohrdaten und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

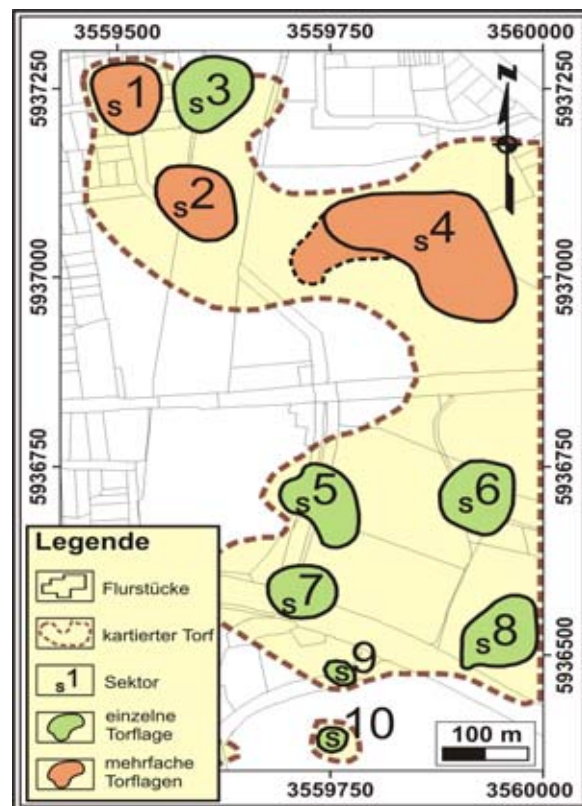
In den Großenkenen sowie im südlichen Gebiet des Teufelsbek Tals korrelieren die Symbole der Tiefenzentren fast ausschließlich mit Bereichen von Torfbildungen. Innerhalb der Bahrenfelder Senke zeichnet die Umrandung der flächenhaft kartierten Torfe die geographische Verteilung von Anomaliezentren aller Sedimentmodelle nach. Nur vereinzelt finden sich lokale Torfvorkommen im Arbeitsgebiet, welche von keiner Tiefenanomalie der Sedimentmodelle erfasst werden (z.B. südöstlich der Bahrenfelder Senke). Im Gegensatz hierzu stehen Tiefenanomalien, welche sich isoliert voneinander zwischen den Großenkenen in den höher gelegenen Bereichen befinden. Diese

Hohlformen zeigen keinerlei Torfverfüllungen. Es kann also davon ausgegangen werden, dass sich diese Strukturen weder durch Grundwasseranstiege noch durch intensive Subsidenz der Geländeoberkante über kontinuierliche Zeiträume hinweg unterhalb des Grundwasserspiegels befunden haben können.

#### 5.4 Analyse der unterschiedlichen Torfe innerhalb der Bahrenfelder Senke

Da mit Ausnahme von einigen Bohrungen nahe einer großräumigen Hohlform im Norden der Flottbeker Senke lediglich in der Bahrenfelder Senke flächenhaft und zudem mehrere Generationen von Torfbildungen erbohrt wurden, wird dieses Gebiet im Detail analysiert und die einzelnen Torfbildungen mit den Modellen der weiteren Sedimente exemplarisch in Bezug gesetzt. Abbildung 5.10a und 5.10b zeigen eine separierte Darstellung der jeweiligen Basis des oberen bzw. des mittleren Torfes. Zusätzlich werden in beiden Abbildungen die lokalen Bildungen des unteren Torfes (graue Punkte) sowie die zentralen Tiefenanomalien der weiteren Sedimente (Sterne) abgebildet. Markiert man nun die geographischen Bereiche, in denen es sowohl zu Tieflagen der jeweiligen Torfbasis, zu einer hohen Torfmächtigkeit sowie zu zentralen Tiefenanomalien der weiteren Sedimentmodelle kommt, so lässt sich die Bahrenfelder Senke in 10 Sektoren untergliedern (Abb. 5.11). Diese werden im Folgenden beschrieben:

- Sektor 1: Die Bohrungen dokumentieren das Vorkommen von unteren sowie von den oberen Torfen. Der untere Torf ist lediglich in einer Bohrsäule innerhalb des Sektor 1 belegt und hat eine Mächtigkeit von ca. 0,5 m. Die Basis des oberen Torfes liegt innerhalb einer Hohlform, deren Tiefenmaxima sowohl durch die geringmächtigen Sande, als auch durch die tiefer gelegene Basis des Geschiebelehms und durch den Geschiebemergel belegt wird. Die maximale Torfmächtigkeit beträgt hier 4 bis 5 m.
- Sektor 2: Innerhalb dieses Sektors werden mittlere sowie obere Torfe erbohrt. Die Basis der oberen sowie der mittleren Torfe zeigt jeweils leichte Differenzen in der geographischen Lage ihrer Tiefenmaxima. Beide liegen jedoch räumlich in unmittelbarer Nähe des



**Abb. 5.11:** Verteilung der einzelnen Sektoren verschiedener Torfvorkommen innerhalb der Bahrenfelder Senke; Quelle der Bohrdaten und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

Zentralbereiches einer Tiefenanomalie der Basis Geschiebelehm. Die Mächtigkeit jeder Torflage erreicht ca. 4 m bis 5 m.

- Sektor 3: Diese Hohlform wird durch Tiefenmaxima der Basis des Sandes sowie durch den Geschiebemergel dokumentiert. Innerhalb dieser Depression wurden lediglich mittlere Torfe erbohrt. Diese erreichen Mächtigkeiten von maximal 5 m.
- Sektor 4: Die ältesten erbohrten Torfe sind hier die unteren Torfe der Bahrenfelder Senke. Die beiden Vorkommen sind in zwei Bohrungen im Nordwesten sowie im Südosten des Sektors belegt. Die geographische Verteilung der mittleren und der oberen Torfe stimmt nahezu überein. Auffällig ist, dass trotz einer flächenhaften und tief liegenden Basis der mittleren Torfe lediglich im Nordosten Torfmächtigkeiten bis zu 2,5 m erreicht werden. Ansonsten ist der mittlere Torf flächenhaft mit einer deutlich geringeren Mächtigkeit von ca. 1 m belegt. Die Basis des oberen Torfes zeigt drei Tiefenmaxima, welche Torffüllungen bis jeweils 5 m Mächtigkeit in sich bergen. Die Morphologie der Basis der oberen Torfe ist im Gegensatz zur Basis der mittleren Torfe durch weniger intensive Reliefunterschiede zwischen den Randbereichen und den Tiefenmaxima charakterisiert. Neben den Torfen dokumentieren die Basis des Sandes, des Geschiebelehms und der Geschiebemergel die Existenz der markanten Hohlform.
- Sektor 5: Innerhalb dieses Sektors wurden lediglich obere Torfe erbohrt. Diese erreichen eine Mächtigkeit von maximal 5 m. Das Tiefenmaximum der torfgefüllten Hohlform wird durch die zentralen Bereiche der Tiefenanomalien der Sandbasis sowie durch den Geschiebemergel bestätigt.
- Sektor 6: Auch in Sektor 6 belegen Bohrungen lediglich den oberen Torf, deren Mächtigkeit zwischen 2 und maximal 4 m variiert. Der tiefste Punkt der Torfbasis ist geographisch identisch mit der zentralen Tiefenanomalie der Basis Geschiebelehm darunter. Das Tiefenmaximum der Sandbasis ist etwas weiter nördlich gelegen, befindet sich aber dennoch innerhalb des Bereichs der Hohlform.
- Sektor 7: Das Vorkommen des oberen Torfes ist hier lediglich durch eine einzige Bohrung belegt. Die Tiefenlage der Torfbasis und die Torfmächtigkeit entsprechen der räumlich nahe gelegenen Torffüllung von Sektor 5. Eine Bestätigung der Hohlform in weiteren Tiefensektionen ist durch die Höhenmodelle weiterer Sedimente nicht gegeben.
- Sektor 8: Die im Südosten der Bahrenfelder Senke gelegene Hohlform ist mit mittleren Torfen verfüllt. Diese erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 5 m. Bestätigt wird die Hohlform durch Tiefenmaxima der Sand- sowie der Basis Geschiebelehm.
- Sektor 9: Hier beträgt der Durchmesser der Hohlform nur wenige 10er Meter. Belegt wird die kleinräumige Struktur durch vier Bohrungen und die zentrale Tiefenanomalie des Geschiebelehms. Die maximale Mächtigkeit der oberen Torfe beträgt hier ca. 3 m.

- Sektor 10: Die im äußersten Süden der Bahrenfelder Senke gelegene und isolierte Hohlform ist mit oberen Torfen verfüllt. Dieses lokale Torfvorkommen wird von nur einer einzigen Bohrung belegt, welche eine Mächtigkeit der Torfe von 4 bis 5 m dokumentiert. Zentrale Bereiche von Tiefenanomalien weiterer Sedimente sind hier nicht eindeutig mit dem Torfvorkommen zu korrelieren.

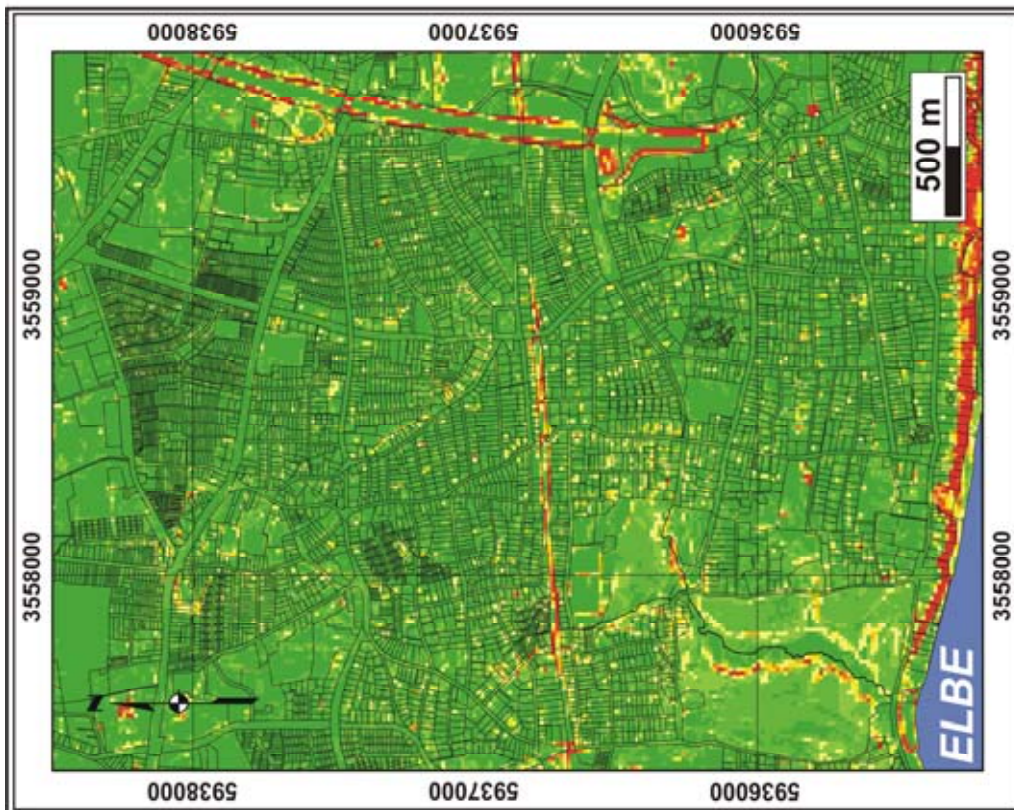
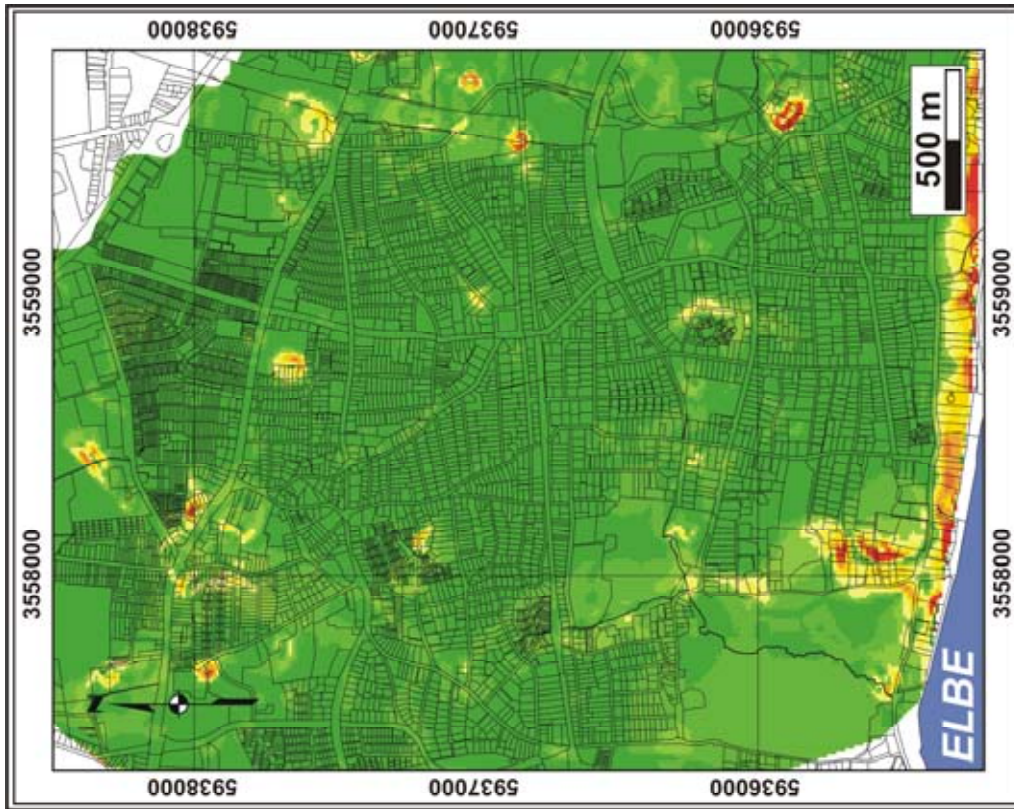
### 5.5 Analyse von Neigungswinkeln der einzelnen Modellflächen

Zur näheren Charakterisierung der betrachteten Flächenmodelle kann eine Winkelberechnung vorgenommen werden. Dabei wird die Neigung jeder einzelnen zwischen den Interpolationspunkten kalkulierten Flächen ermittelt. Die Darstellung der unterschiedlichen Einfallwerte erfolgt als Farbsignatur auf einer topographischen Karte. Der jeweilige Winkel wird durch einen Farbbalken definiert. Eine Tiefenangabe unter Geländeoberkante bzw. mNN fließt in diese Darstellungsweise nicht ein.

Auch bei dieser Flächenanalyse wird zunächst die Charakteristik der Geländeoberkante betrachtet (Abb. 5.12a). Dadurch lässt sich eine grundsätzliche Aussage über die Intensität anthropogener Veränderungen machen bzw. reliktsch an der Flur auftretende geologische Strukturen hervorheben. In Abbildung 5.12a treten anthropogen geschaffene Böschungen innerhalb einer „grünen Matrix“ geringer Einfallwerte im Osten des Arbeitsgebietes entlang der BAB7 und deren Zubringern auf. Die Signatur steiler Böschungen im Zentralbereich beschreibt den von West nach Ost verlaufenden Bahndamm, Einzelpunkte (meist gelb) zeigen Veränderungen der Flur in Gebäudenähe. Dabei handelt es sich häufig um Terrassen oder durch Fundamente begründete Aufschüttungen. Weitgehend natürliche Böschungen befinden sich im Nordosten im weiteren Uferbereich des kreisrunden Bahrenfelder Sees, im Nordwesten rund um den Wendehammer in der Seestraße und im Südwesten entlang dem Flottbektal. Im äußersten Süden streicht der steil einfallende Elbhang von West nach Ost.

In einem deutlichen Kontrast zu dem Verteilungsmuster der unterschiedlichen Einfallwinkel der Flur steht die strukturell induzierte Verteilung lokal auftretender Winkelanomalien im Untergrund. Alle drei Modelle des Sandes, des Geschiebelehms und des Geschiebemergels beschreiben ähnlich der Flurkarte eine Matrix geringer Einfallwerte (grüne Farbtöne), welche sich über das ganze Arbeitsgebiet erstreckt (Abb. 5.12b, 5.13a, 5.13b). Innerhalb dieser subhorizontal gelagerten Modellflächen treten kreisrunde Winkelanomalien auf, welche kleinräumig und konzentrisch Einfallwinkel mit Werten größer  $20^\circ$  erreichen (gelbe bis tiefrote Farben). Dadurch lassen sich strukturelle Randbereiche geringeren Einfallens von Bereichen steiler Böschungen innerhalb der einzelnen Anomalien abgrenzen. Auch wenn innerhalb der meisten Zirkularstrukturen die steilsten Böschungen im Zentrum der Hohlformen erreicht werden, zeigen einzelne Strukturen dezentral gelegene Winkelmaxima an. Dadurch entsteht der Eindruck einer asymmetrischen Struktur mit langen Böschungen flachen Einfallens und kurzen, nahe dem Rand gelegenen steilen Böschungen. Der räumliche Abstand und die Größe der Einzelstrukturen variiert in jedem Modell.

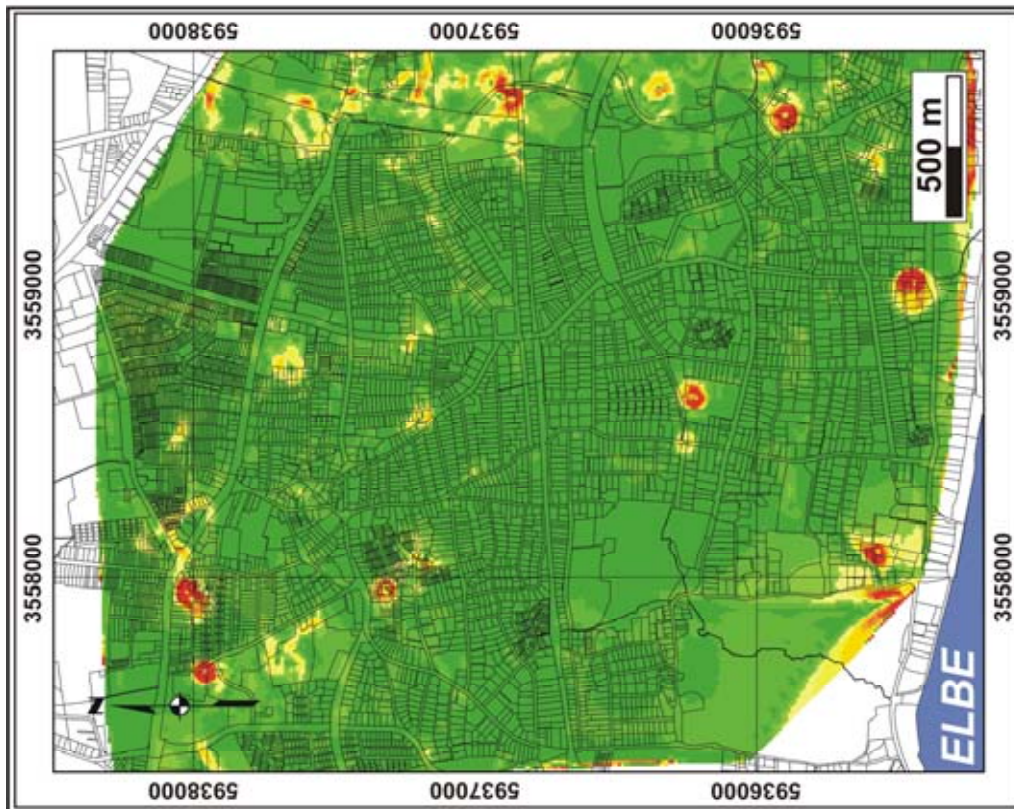
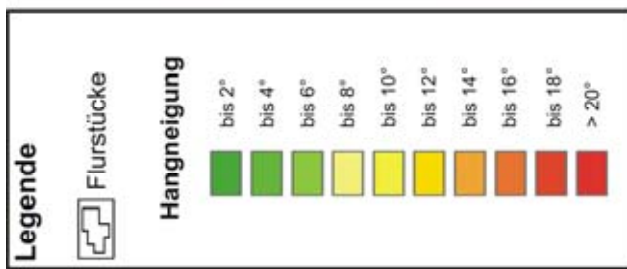
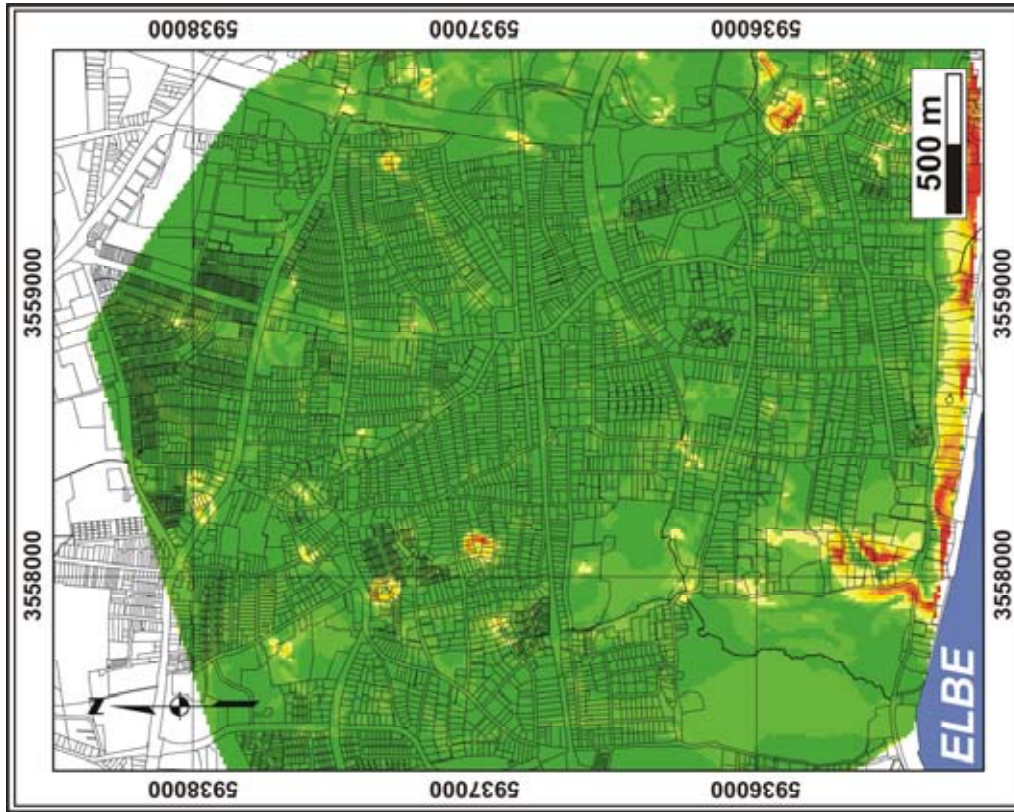




**Abb. 5.12b:** Neigungsanalyse an der Modellfläche Sand. Kreisrunde oder subzirkulare Farbanomalien zeigen die geographische Lage konzentrisch einfallender Flächen von verborgenen Hohlformen unterhalb der anthropogen stark veränderten Geländeoberkante an; Quelle der Bohrdaten und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

**Abb. 5.12a:** Topographische Karte des Arbeitsgebietes mit Flurstücken und Neigungsanalyse der Geländeoberkante (Farbdarstellung). Markante Böschungen mit Neigung >20° befinden sich im E entlang der A7, im NE am Bahnenfelder See, zentral am Bahndamm, im SW am Flottbektal und im S am Elbhag; Quelle der Bohrdaten und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.





**Abb. 5.13b:** Neigungsanalyse an der Modellfläche Geschiebelehm. Kreisrunde oder subzirkulare Farbanomalien zeigen die geographische Lage konzentrisch einfallender Böschungen von verborgenen Hohlformen unterhalb der anthropogen stark veränderten Geländeoberkante an; Quelle der Bohrdaten und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

**Abb. 5.13a:** Neigungsanalyse an der Modellfläche Geschiebelehm. Kreisrunde oder subzirkulare Farbanomalien zeigen die geographische Lage konzentrisch einfallender Böschungen von verborgenen Hohlformen unterhalb der anthropogen stark veränderten Geländeoberkante an; Quelle der Bohrdaten und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

Innerhalb der Bahrenfelder Senke zeigt sich ein wirres Muster runder, halbrunder oder fraktaler Zirkularstrukturen auf engem Raum (Abb. 5.12b, 5.13a). Wie bereits bei der ausführlichen Beschreibung der Flächenmodelle der verschiedenen Sedimente beschrieben, lassen sich sowohl geographische Überlagerungen der Winkelanomalien in allen drei Modellen, als auch lokale Überlagerungen in nur zwei Modellflächen oder singulär auftretende Strukturen beobachten.

Die Winkelzusammenhänge konzentrisch einfallender Böschungen unterschiedlicher Sedimente innerhalb einer Hohlform stehen im direkten Zusammenhang mit der individuellen Genese jeder einzelnen Struktur. Die Abbildungen 5.14a-c beschreiben anhand der roten Tangenten variierende Einfallswerte an verschiedenen Bereichen von Strukturen unterschiedlicher Entwicklungsstadien. Im Umkehrschluss lassen sich anhand von Winkelzusammenhängen in Kombination mit geologischen Informationen sowie Tiefenangaben und der Größe einer Struktur Rückschlüsse auf deren Genese ziehen. Hohlformen, in deren Zentralbereich eine Abnahme des Einfallswinkels beobachtet und in tieferen Sektionen eine nahezu horizontale Lagerung abgebildet wird, weist auf eine strukturelle Entwicklung von oben nach unten hin. Dies ist bei vielen anthropogenen, glazigenen sowie Impaktstrukturen der Fall. Andere Anomalien zeigen im Gegensatz hierzu eine Verteilungen der Böschungen zum strukturellen Zentralbereich. Dieser Trend lässt sich über verschiedene Tiefensektionen hinweg beobachten. Im Extremfall stehen die Flanken subvertikal bis vertikal und die Struktur zeigt umlaufendes Streichen bis zur Basis des Lösungsraumes. Diese Geometrien können als Indikation für eine strukturelle Entwicklung von unten nach oben gedeutet werden, wie es beispielsweise bei geologisch oder anthropogen induzierten Subsidenzen und plötzlichen Oberflächeneinbrüchen der Fall ist.

## 5.6 Die Entwicklung der Bahrenfelder Senke

Die Betrachtung aller zentralen Tiefenanomalien der Sedimentmodelle innerhalb der Bahrenfelder Senke zeigt, dass diese mit der Verteilung aller Torfvorkommen sehr gut korrelieren. Die Bildung von bis zu drei unterschiedlichen Torflagen hat sich jedoch nicht flächenhaft innerhalb der Bahrenfelder Senke vollzogen, sondern kleinräumig. Die Hohlformen einiger Sektoren sind lediglich mit einer einzigen Torflage verfüllt, während Bohrungen in anderen Hohlformen zwei oder drei unterschiedliche Torflagen belegen. Ebenso zeigen Hohlformen benachbarter Sektoren unterschiedliche Verfüllungen einzelner Torfe oder variieren in ihrer Kombination aus oberen, mittleren und unteren Torfen. Die geographische Verteilung dieser Einzeltorfvorkommen und der verschiedenen Kombinationen von unterschiedlichen Torflagen scheint systemlos und lässt sich zunächst nicht mit flächenhaften Schwankungen des Grundwasserspiegels innerhalb der Bahrenfelder Senke erklären. In Tabelle 5.1 sind die Vorkommen einzelner Torfe sowie das Auftreten unterschiedlicher Torfkombinationen innerhalb der verschiedenen Sektoren zusammengefasst. Bringt man die zentralen Tiefenanomalien der Sedimente mit einer zeitlichen Abfolge und den lokalen Entstehungsbedingungen

der drei unterschiedlichen Torflagen in Verbindung, so lässt sich hingegen ein in sich logisches Modell für die Evolution der Bahrenfelder Senke entwickeln. Die geographische Verteilung der unterschiedlichen Torfvorkommen in verschiedenen Tiefenlagen, bzw. die Abstinenz einzelner Torflagen, wird in diesem Modell nicht durch aktive Schwankungen des Grundwasserspiegels erklärt, sondern durch die lokale Absenkung der Geländeoberkante unterhalb des Grundwasserspiegels. Diese Absenkungen vollziehen sich kleinräumig und zu unterschiedlichen Zeiten. Je nach Anzahl und Art der dokumentierten Torflagen innerhalb eines Sektors, lassen sich die Absenkungsereignisse abzählen und zeitlich relativ zueinander einordnen. Gleichzeitig werden den zentralen Anomalien der weiteren Sedimentmodelle eine oder mehrere relative Zeiten aktiver Subsidenz zugeordnet.

Torfe	Anzahl der Sektoren (Einzelvorkommen)	Anzahl der Torfe (total)	Sektoren
o	5	8	1, 2, 4, 5, 6, 7, 9, 10
m	2	4	2, 3, 4, 8
u	-	2	1, 4
o und m	1	2	2, 4
o und u	1	2	1, 4
m und u	-	1	4
o, m und u	1	1	4

**Tab. 5.1:** Auflistung der Einzelvorkommen und der Kombinationen verschiedener Torfe innerhalb der einzelnen Sektoren der Bahrenfelder Senke.

Der untere Torf ist lediglich in Sektor 1 und Sektor 4 (hier zweimal) lokal erbohrt. Die Basis der drei Hohlformen in diesen beiden Sektoren muss zu dieser Zeit unterhalb des Grundwasserspiegels gelegen haben, damit es hier zu lokalen Torfbildungsprozessen kommen konnte. Die zentralen Tiefenanomalien der Basis des Geschiebelehms und der Geschiebemergel entsprechen in ihrer geographischen Lage den erbohrten unteren Torfen des Sektor 1 und der südlichen Bohrung in Sektor 4. Die Torfvorkommen der westlichen Bohrung in Sektor 4 wird nicht durch eine zentrale Tiefenanomalie der Sedimentmodelle bestätigt. Das Gebiet der anderen Sektoren innerhalb der heutigen Bahrenfelder Senke zeigt zu dieser Zeit keine weiteren Torfbildungen und lag oberhalb des Grundwasserspiegels. Weitere Aussagen lassen sich hier aufgrund der geringen Datenmenge der unteren Torfe nicht treffen.

Der mittlere Torf ist in vier Sektoren der Bahrenfelder Senke gut ausgebildet. Zu dieser Zeit lag im Norden der Grundwasserspiegel in den Sektoren 2, 3 und 4 oberhalb der Basis der Hohlformen. Im Südwesten konnte sich nur in Sektor 8 der mittlere Torf ausbilden. Auffällig ist die große Torfmächtigkeit innerhalb der lokalen Hohlformen der nördlichen und des südlichen Sektors mit bis zu 5 m. Die Mächtigkeit des mittleren Torfes in Sektor 4 ist hingegen lokal sehr begrenzt und erreicht mit ca. 0,5 bis 2 m eine deutlich geringere Mächtigkeit (Abb. 5.9b.), obwohl die Basis der Torfe markante Tiefenmaxima zeigt (Abb. 5.8b). In Anbetracht der heutigen Ausdehnung der

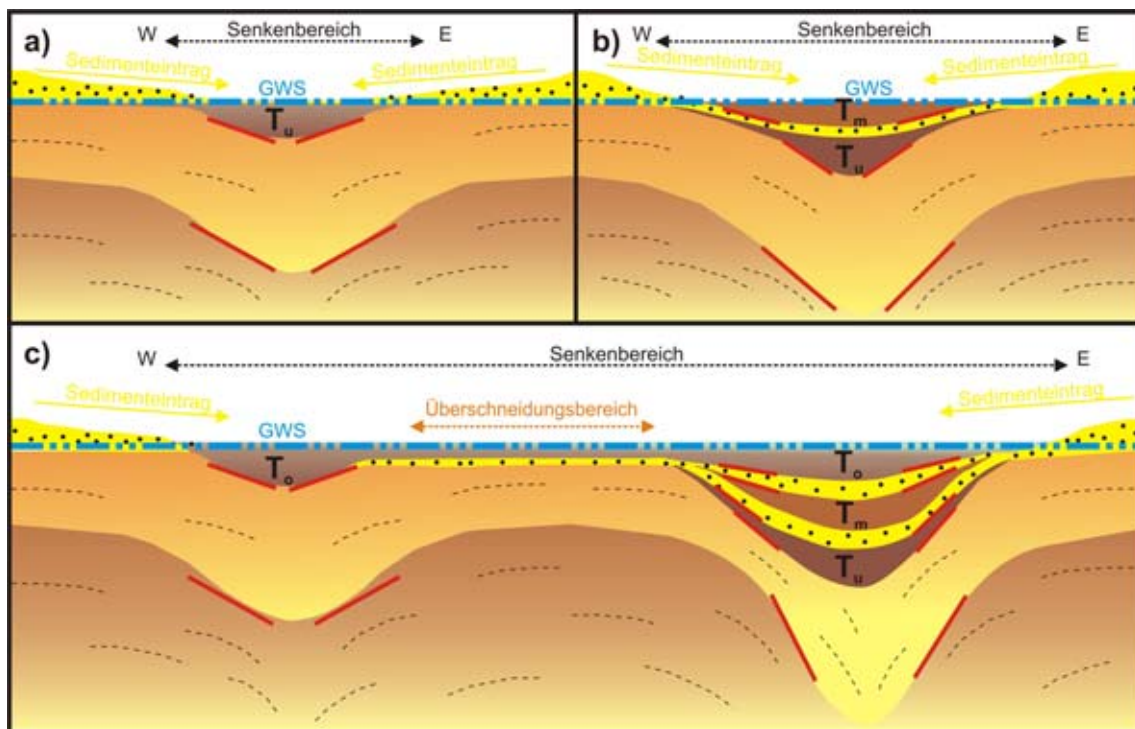
Bahrenfelder Senke zeigt sich, dass zu der Zeit der Bildung mittlerer Torfe, die Senkenstruktur deutlich kleiner gewesen sein muss. Die morphologische Unruhe der Geländeoberkante ist durch lokale Oberflächeneinbrüche geprägt, welche lediglich im Bereich des vierten Sektors mit denen der unteren Torfe geographisch übereinstimmen. Nördlich und südlich des vierten Sektors wird die Senke durch weitere Geländeeinbrüche erweitert und durch Torfe verfüllt. Die Symbole der zentralen Tiefenanomalien der weiteren Sedimentmodelle der Sektoren 1, 5, 6, 7, 9 und 10 lassen sich zur Zeit der Bildung des mittleren Torfes nicht mit Hohlformen und Torfbildungen korrelieren (Abb. 5.10b). Zu dieser Zeit liegen diese Sektoren in den höheren Bereichen der Senke oberhalb des Grundwasserspiegels. Die genannten zentralen Tiefenanomalien der weiteren Sedimentmodelle dieser Sektoren entstehen erst zu einem späteren Zeitpunkt.

Der obere Torf findet sich in acht der zehn Sektoren wieder. Lediglich Sektor 3 im äußersten Norden und Sektor 8 im äußersten Südosten der Bahrenfelder Senke führen den oberen Torf nicht. Anhand der Bohrdaten lässt sich nicht eindeutig feststellen, ob es zur Zeit der Bildung des oberen Torfes zu einem allgemeinen Grundwasseranstieg innerhalb der Bahrenfelder Senke in den Sektoren 1, 2, 4, 5, 6, 7, 9 und 10 gekommen ist, oder ob sich die Flur der Bahrenfelder Senke durch eine flächenhafte Absenkung mit lokalen Subsidenzzentren in ein Tiefenniveau unterhalb des Grundwasserspiegels bewegt hat. Die Torfbildungen dokumentieren, dass die Morphologie der Bahrenfelder Senke zu dieser Zeit durch mindestens acht schüsselförmige Hohlformen geprägt war. Bestätigt wird die Existenz dieser Depressionen zum einen durch die lokal auftretenden hohen Torfmächtigkeiten von bis zu 5 m. Diese fallen von ihrer geographischen Lage mit den zentralen Tiefenanomalien der weiteren Sedimentmodelle unterhalb der Basis des oberen Torfes zusammen (Abb. 5.10a). Zum anderen belegen geringmächtige aber flächenhafte Torfbildungen innerhalb der heutigen Bahrenfelder Senke, dass zu dem Zeitpunkt der Bildung des oberen Torfes der Grundwasserspiegel geringfügig oberhalb der Randbereiche einiger Hohlformen gelegen haben muss. Auch dieses kann durch das Oberflächenmodell der Basis des oberen Torfs nachvollzogen werden. Die geographische Verteilung der einzelnen Absenkungstrichter, welche zu der Bildung dieser Torfe führte, zeigt Bereiche deutlicher Überschneidungen der Ränder einzelner Strukturen (Abb. 5.10a). Diese Überschneidungsbereiche liegen entsprechend in einem geringeren Tiefenniveau als die Randbereiche, welche sich nicht im Überschneidungsbereich mehrerer Absenkungen befinden. Der geringmächtige obere Torf konnte sich so in den flächenhaften Überschneidungsbereichen unterhalb des Grundwasserspiegels ausbilden. Abbildung 5.14a-c zeigt ein schematisches Entwicklungsmodell der Bahrenfelder Senke zur Bildungszeit der unterschiedlichen Torfe. Die jüngsten Absenkungsstrukturen sorgen für einen weiteren Massenverlust der Zentralbereiche der heutigen Bahrenfelder Senke. Während die Sektoren 2 und 4 bereits mehrfach deformiert wurden, erweitern besonders die Subsidenzen in den nordwestlichen und südwestlichen Sektoren die Großsenke zu ihrem heutigen geographischen Ausmaß (Abb. 5.10a).



### Deformationsmuster der zentralen Bahrenfelder Senke

Innerhalb von Sektor 4 sind alle drei Torfe unterschiedlichen Bildungsalters durch Bohrungen dokumentiert. Diese werden im Folgenden zur Darstellung der mehrfachen Deformation innerhalb des Zentralbereichs der Bahrenfelder Senke herangezogen. Die Ausbildung einer ersten lokalen Subsidenz und somit ein erstes Deformationsereignis ( $D_1$ ) belegt die Dokumentation des unteren Torfs ( $T_u$ ). Die Basis  $T_u$  ist konvex, während das Top  $T_u$  entsprechend dem Grundwasserspiegel zunächst subsöhllich gelagert ist. Anschließend kommt es zu sedimentärem Eintrag von den Rändern der Depression (Abb. 5.14a). Ein weiteres Subsidenzereignis ( $D_2$ ) führt wiederum zur Ausbildung einer Depression an der Geländeoberkante. Bereits zuvor verformte Sedimente des oberflächennahen Untergrundes werden erneut deformiert und Ablagerungen jünger  $D_1$  erstmalig verstellt. Dabei tritt eine signifikante Versteilung besonders der Basisflanken der bereits zuvor deformierten Kollapsstruktur im Untergrund ein. Bezogen auf den Sektor 4 bildet sich zunächst eine seichte Senke aus. Deren Subsidenzzentrum liegt ca. 2,5 m unterhalb des derzeitigen Grundwasserspiegels, während die Wassertiefe an den nahe gelegenen Randbereichen lediglich ca. 0,5 bis 1 m beträgt. Innerhalb dieser Kollapsstruktur bilden sich bis zum Niveau des Grundwasserspiegels die mittleren Torfe ( $T_m$ ) aus.



**Abb. 5.14:** Entstehung der Bahrenfelder Senke (schematische Darstellung); **a)** Kollapsereignis ( $D_1$ ) und Ausbildung der unteren Torfe ( $T_u$ ) bis zum Grundwasserspiegel (GWS), **b)** zweites Subsidenzereignis ( $D_2$ ) unter Ausbildung der mittleren Torfe ( $T_m$ ) bis zum konstanten GWS und fortschreitende Flankenversteilung bereits deformierter Sedimente, **c)** zwei zeitnahe Deformationsereignisse ( $D_3$ ) an benachbarten Lokalitäten unter Ausbildung der oberen Torfe ( $T_o$ ) im Westen und im Osten. Im Überschneidungsbereich sinkt die Flur unter den GWS. Auch hier kommt es zur Torfbildung. Im Osten setzt sich die Versteilung der Flanken und bereits deformierten Tops fort. Der Senkenbereich erweitert sich intensiv.



Später kommt es von den Randbereichen, der zu diesem Zeitpunkt bereits deutlich vergrößerten Bahrenfelder Senke, zu Sedimenteinträgen in das Senkeninnere (Abb. 5.14b). Dieser Prozess wiederholt sich ein weiteres Mal. Es kommt erneut zum Kollaps ( $D_3$ ), Flur sowie Sedimente werden deformiert und Flankenbereiche bereits bestehender Subsidenzstrukturen werden versteilt. In den nahe gelegenen Gebieten der zentralen Bahrenfelder Senke kollabieren zu dieser Zeit weitere, räumlich voneinander getrennt liegende Flurbereiche. Durch einen erhöhten gravitativen Massentransport und lösungsbedingte Massenverluste im tieferen Untergrund erweitert sich der ursprünglich zentrale Senkenbereich räumlich zu einer Großsenke. Sektor 4 ist nun von wenigstens drei Kollapsstrukturen betroffen. Mindestens zwei dieser Strukturen überschneiden sich in Ihren Randbereichen. Während die westliche dieser beiden Strukturen ein junges, singuläres Subsidenzereignis darstellt, wurde der Kollapsmechanismus im Gebiet des östlichen Absenkungstrichters bereits zum dritten Mal aktiviert. Im Folgenden bilden sich in den Hohlformen und deren randlichen Überschneidungsbereichen die oberen Torfe ( $T_o$ ) bis zum Tiefenniveau des Grundwasserspiegels aus (Abb. 5.14c).

Mit Hilfe des Modells der räumlich begrenzten, polyphasen Deformation des Untergrundes lassen sich nicht nur die verschiedenen Kombinationen einzelner Torfvorkommen (Tab. 5.1) mit ihren unterschiedlichen Bildungszeiträumen und Tiefenlagen, sowie die torffreien Bereiche innerhalb der Großsenke zu bestimmten Zeiten ableiten. Auch die räumliche Gestalt der mittleren Torfe wird hierdurch erklärbar. Innerhalb benachbarter Strukturen liegen mittlere Torfe mit steilen konvexen Basisflanken und konvexen Tops neben Torfbildungen mit vergleichbar gering ausgeprägter Morphologie der Basisflanken und subhorizontal gelagerten Tops. Bohrsäulen, die mittlere Torfe mit ausgeprägt konvexer Gestalt belegen, enthalten auch immer Vorkommen oberer Torfe in höheren Niveaus der Bohrsäule. Innerhalb der Bohrsäulen, welche mittlere Torfe von gering ausgeprägter konvexer Gestalt dokumentieren, fehlen hingegen diese jüngeren oberen Torfe.

## 6 Seismische Stratigraphie und strukturelle Interpretation von Hohlformen mittels Georadar

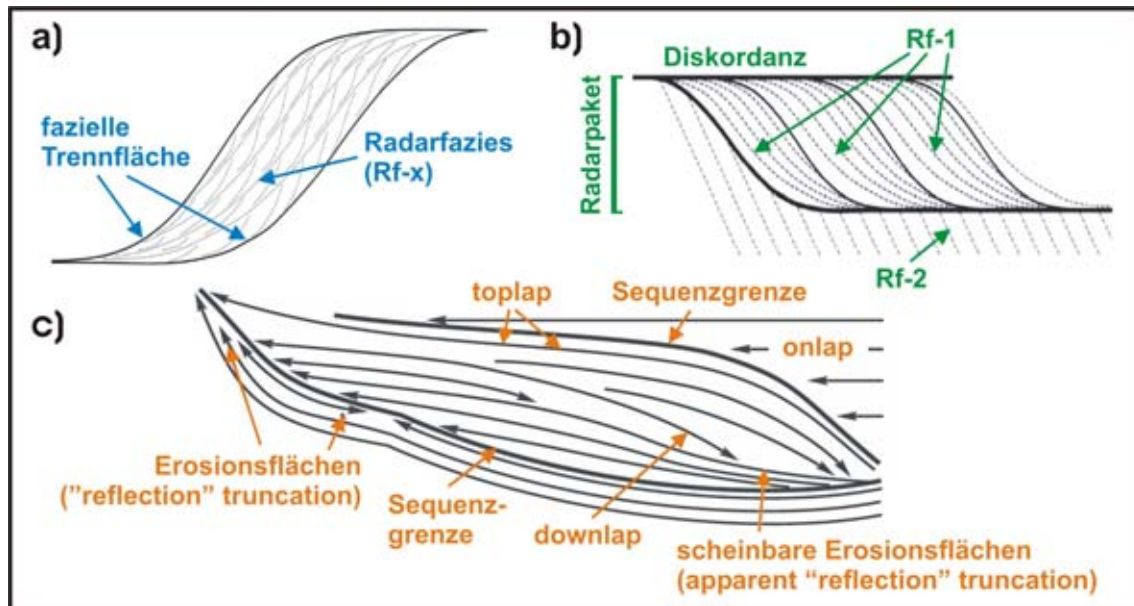
Die Interpretation von Georadar-Daten ist immer dann von großem Nutzen, wenn der oberflächennahe Untergrund weiträumig oder räumlich analysiert werden soll. Punktuelle Bohrungen oder Aufschlüsse helfen dabei, die geophysikalischen Daten durch geologische Informationen zu verifizieren. Das heißt, dass den Reflexionseigenschaften verschiedener Medien und deren Lagerung im Untergrund bestimmte geologische Attribute zugeordnet werden. Auf diese Weise lassen sich geophysikalische Informationen als sedimentäre und strukturelle Charakteristika des Untergrundes interpretieren. Als wichtigste Voraussetzungen hierfür gelten, dass ein lokaler Datensatz homogen prozessiert wird, dass die Reflexionsdaten zunächst nur auf lokale geologische Gegebenheiten anzuwenden sind und dass Betrachtungsmaßstab und Auflösungsvermögen der geophysikalischen Daten mit den geologischen Informationen aus Bohrungen oder Aufschlüssen korrelierbar sind. Fraktale Darstellungen gleicher Strukturen, welche bedingt durch den Einsatz unterschiedlicher Antennenfrequenzen in entsprechend differierenden Auflösungen und Maßstäben dargestellt werden, bedürfen immer einer Markierung des Abbildungsausschnittes und der Kennzeichnung der Leitreflektoren, welche in allen Maßstäben erkennbar sein sollten. Eine detaillierte Ausarbeitung zu den für diese Arbeit eingesetzten geophysikalischen Messverfahren, Erläuterungen zum geophysikalischen Hintergrund dieser Anwendungen sowie Informationen zum Daten-Prozessing und zur Messstrategie im Gelände befinden sich in Anhang C.

### 6.1 Seismische Stratigraphie

Grundlagen der Interpretation von Georadar-Daten wurden aus der seismischen Stratigraphie übernommen, um Ablagerungsbedingungen der sedimentären Einheiten direkt aus reflexionsseismischen Daten zu rekonstruieren. Dazu werden seismische Sequenzen nach MITCHUM et al. (1977) definiert. Das grundlegende Prinzip einer solchen Stratigraphie besagt, dass Reflexionen sedimentären Strukturen folgen und damit Zeitlinien darstellen können (BADLEY, 1985). Zur Untersuchung verschiedener Einheiten werden drei Hauptkriterien herangezogen (Abb. 6.1a):

- Durch die Art des Endens eines Reflektors (*reflection termination*) an den Grenzen einer seismisch-stratigraphischen Einheit können Ablagerungsprozesse oder Erosionsereignisse erkannt werden. Haupttypen von *reflection termination* sind an oberen Sequenzgrenzen *reflection truncations*, welche meist Erosionsprozesse widerspiegeln (MITCHUM et al., 1977). Weitere Reflexionsmuster sind *toplap*, *downlap*, sowie *onlap* (Abb. 6.1a).
- Innerhalb einer seismischen Einheit unterscheidet man u.a. parallele, divergente, gewellte oder sigmoidale Reflexionsmuster. Diese Muster können Hinweise auf die Ablagerungsenergie geben (MITCHUM et al., 1977, Sangree AND Widmier, 1979).

- Die äußere Form einer gesamten seismischen Sequenz kann u.a. mit keil- oder linsenförmig, unregelmäßig oder kuppelförmig beschrieben werden.



**Abb. 6.1:** Darstellung verschiedener Einheiten (Hierarchien) der seismischen Stratigraphie; **a)** schematische Darstellung des Zusammenhanges zwischen Radarfazies und faziellen Trennflächen; **b)** schematische Darstellung unterschiedlicher Radarfazies, eines Radarpaketes (-bündels), sowie der diskordanten Sequenzgrenze (**a** und **b** nach LINDHORST, 2007); **c)** vereinfachte Darstellung verschiedener Ablagerungsregime sowie Erosionsbereiche innerhalb seismischer Sequenzen (modifiziert nach MITCHUM et al., 1977).

Sedimentäre Sequenzen stellen eine Hierarchie ablagerungsbedingter Einheiten dar. Diese können von mikroskopisch kleinen Unterteilungen (*units*) bis hin zu ganzen Beckenfüllungen beschrieben werden (MIALL, 1991, LINDHORST 2007). Je nach Antennenfrequenz wird ein Ausschnitt dieses Spektrums dargestellt und durch die entsprechende Terminologie beschrieben und klassifiziert. Die Radarfazies beschreibt eine zwei- oder dreidimensional darstellbare Anordnung von gruppierten Reflektoren gleichen Charakters und gleicher Geometrie. Diese Gruppe wird durch die nächst höhere Ordnung, der faziellen Trennfläche (*radar surface*), eingegrenzt. Nach NEAL (2004) werden diese Grenzflächen durch ihre Geometrie klassifiziert und entsprechend der Terminologie aus der Seismik beschrieben. Innerhalb einer Radarsektion treten diese Flächen als markante Reflektoren auf, welche sich in ihrer Lagerung, Form und Amplitude von der Radarfazies abheben. Solche Flächen definieren nicht nur das Ende der Radarfazies, sondern stellen auch den Abschluss einer sedimentären Sequenz dar. Pakete oder auch Bündel (*radar package*) beschreiben eine Abfolge genetisch verwandter Radarfazies, welche jeweils durch die faziellen Trennflächen voneinander separiert sind. Diese Bündel sedimentärer Sequenzen bzw. genetisch verwandter Strati wird wiederum durch Diskontinuitäten, Diskordanzen oder Konkordanzen höherer Ordnung begrenzt. Diese sind mit einer großmaßstäblichen Abgrenzung (*sequence boundary*) verschiedener Sequenzstufen vergleichbar. In Abbildung 6.1a, b, c sind die verschiedenen Ordnungen der seismischen Stratigraphie graphisch dargestellt.

Ausführliche Abhandlungen hierzu finden sich u. a. bei LINDHORST 2007; NEAL et al. 2002; NEAL, 2004; BERES AND HAENI, 1991; BRISTOW, 1995, BRISTOW et al., 2000; MITCHUM, 1977 sowie ALLEN, 1982.

In dieser Arbeit liegt der Schwerpunkt nicht auf der Ausarbeitung sowie expliziten Darstellung von stratigraphischen Einheiten, sondern auf der Interpretation des strukturellen Inventars innerhalb von Radarsektionen. Trotzdem sind die oben aufgeführten Grundlagen der seismischen Stratigraphie hier von Wichtigkeit, da bei einer strukturellen Analyse verstellte oder deformierte Trennflächen hoher Impedanz sowie versetzte Sedimentpakete unterschiedlicher (Radar-)Fazies betrachtet werden. Bei der Interpretation von auskeilenden Schichten oder Fazies ist zu klären, ob dieses ablagerungsbedingt, rein erosiv oder durch eine Bewegungsfläche erfolgt ist.

## **6.2 Struktureologische Interpretation seismischer Daten**

Zum besseren Verständnis der im folgenden Kapitel 7 detailliert analysierten Hohlformen werden hier grundlegende Prozesse zur Ausbildung der beschriebenen Strukturen, sowie deren Darstellung im Radargramm erläutert. Die Methodik basiert auf der seismischen Vermessung von Strukturen, der grundsätzlichen Beschreibung des Aufbaus verschiedener Hohlformen sowie der detaillierten Aufnahme von Deformationsmustern, Bewegungsindikatoren und deren Interpretation im Radargramm. Alle hier dargestellten Erkenntnisse und verwendeten Datensätze wurden während der Projektzeit akquiriert und entstammen dem erweiterten Arbeitsgebiet der Metropolregion Hamburg.

Die Bewegungsmuster von rein gravitativ gesteuertem Massentransport sind denen tektonisch induzierter Prozesse im Radargramm häufig sehr ähnlich oder von diesen nicht zu unterscheiden. Dieses liegt daran, dass bei beiden Prozessen Sediment- bzw. Gesteinspakete entlang von Bewegungsflächen gegeneinander verschoben werden, oder dass diese interne Deformationen erfahren. Die wichtigsten Kräfte beider geologischer Prozesse sind Extension, Kompression und Gravitation. Grundsätzlich muss daher für die Interpretation einer Radarsektion der geologische Gesamtzusammenhang bezüglich der Genese einer Struktur bekannt sein. Entsprechend dem initialen geologischen Prozess ist die Terminologie zur Beschreibung der in der Radarsektion abgebildeten Deformationsmuster auszuwählen. In dieser Arbeit ist Gravitation die initiale Kraft, welche durch ein Massendefizit im tieferen Untergrund zu schwerebedingten Massenausgleichsbewegungen bis an die Erdoberfläche führt. Neben dem Massentransport prägen auch ablagerungs- sowie erosionsbedingte Reflektorenmuster das strukturelle Inventar des oberflächennahen Untergrundes. Diese entstehen erst nach dem initialen Versturz.

### **6.2.1 Definition von Primärstrukturen und Sekundärstrukturen**

In dieser Arbeit umfasst der Begriff Primärstruktur alle Deformationsmuster, Bewegungsindikatoren und anatomischen Bereiche der verschiedenen Hohlformen, welche in den Radargrammen dem initialen Entstehungsprozess innerhalb der Genese

jeder einzelnen Struktur zugeschrieben werden können. Bei Erdfällen sind dieses also diejenigen Strukturen und anatomischen Bereiche, die während des Versturzereignisses entstehen. Die Versturzdauer wird dabei vernachlässigt, so dass sowohl die Strukturen eines plötzlichen Kollapses als auch die eines kontinuierlichen Kriechprozesses als Primärstruktur beschrieben werden können. Als Primärstruktur von glazigen gebildeten Toteislöchern werden ebenfalls die Strukturen bezeichnet, welche sich innerhalb des Zeitraumes zwischen der Trennung des Eisblockes vom Gletschereis bis hin zum vollständigen Austauens des Eises im Sediment bilden. Sekundärstrukturen hingegen entstehen grundsätzlich erst nach den Primärstrukturen und können sich innerhalb der verschiedenen Hohlformen unterschiedlicher Genese gleich ausbilden. Zu diesen Sekundärstrukturen gehören beispielsweise Erweiterungen der Hohlform durch Erosion oder Böschungsausgleichsbewegungen, Ausbildung von Kolluvien, Kompaktionsstrukturen innerhalb verdichteter Sedimentkörper oder anthropogene Verfüllungen. Diese Strukturen werden im Radargramm als Sedimentkörper oder Paläooberflächen abgebildet. Bei einer Reaktivierung von Erdfällen können erneut Primärstrukturen ausgebildet werden, welche entweder bereits vorhandene primäre Bewegungsindikatoren und anatomische Bereiche innerhalb der Radarsektion nachzeichnen, diese überprägen oder anhand einer Strukturverweiterung erkennbar werden. Häufig durchschneiden neu angelegte Primärstrukturen auch ältere Sekundärstrukturen. Dabei können kolluvial in die Hohlform eingetragene Sedimentkeile entlang neu angelegter Bewegungsstrukturen gegeneinander versetzt werden. Werden junge Verfüllungen, beispielsweise anthropogenen Ursprungs, völlig oder teilweise von den jungen Primärstrukturen durchschnitten, kann dieses auch als zeitlicher Marker der Aktivität eines Erdfalls genutzt werden. Eine Winkelanalyse der unterschiedlichen Reflektoren führt ebenfalls zur relativen zeitlichen Einordnung von Erdfallereignissen, da Reflektoren mehrfach deformierter Paläooberflächen deutlich steilere Einfallwinkel zeigen und höhere Versatzbeträge aufweisen als einfach oder noch nicht deformierte Reflektoren.

Grundsätzlich bieten Primärstrukturen und Sekundärstrukturen eine Vielzahl von Informationen aus denen sich die Genese individueller Hohlformen ableiten lässt. Bei kontinuierlich aktiven Erdfällen des *suffosion*-Typs ist die Unterscheidung zwischen primären und sekundären Strukturen im Radargramm problematisch. Nachdem sich eine Senke an der Geländeoberfläche ausgebildet hat, verlaufen Subsidenz, Erosion bzw. Verfüllung und Böschungsausgleich zeitgleich ab. Eine Differenzierung zwischen den beiden sich überlagernden Prozessen ist anhand der Strukturen im Radargramm häufig nicht möglich. Während der Projektlaufzeit konnte beispielsweise ein Erdfall des *dropout*-Typs in Lüneburg analysiert werden. Nach einem initialen kleinräumigen Oberflächenversturz mit einem Durchmesser von ca. 1 m, entwickelte sich dieser Erdfall in Form einer weiträumigen Absenkung weiter und bildete nach einer Übergangsphase den Charakter eines *suffosion*-Typs mit einer Absenkungsrate von bis zu 16 cm/Jahr aus. Der aktuelle Durchmesser der Hohlform liegt heute bei ca. 100 m. Die wiederholte Radaranalyse dieser Struktur hat gezeigt, dass bereits über den Beobachtungszeitraum weniger Jahre die ursprünglichen Primärstrukturen der



kleinräumigen Versturzhöhle von den Strukturen der erweiterten Absenkung überprägt wurden.

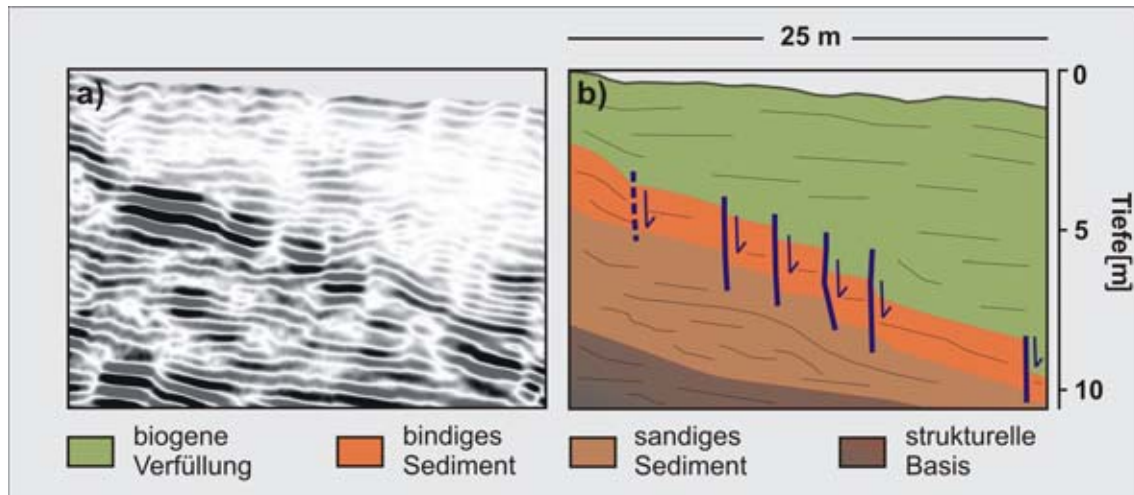
### 6.2.2 Abbruchkanten

Typische Indikatoren für intensive Deformation sowie ein abruptes Materialversagen und eine schlagartige Massenausgleichsbewegung sind subvertikale oder vertikale Abbruchkanten (Abb. 6.2). Diese Strukturen dokumentieren einen Bewegungsablauf, bei dem radarfazielle Bereiche unterschiedlicher Ordnung sowie Sediment- oder Gesteinspakete ähnlich an einer tektonischen Abschiebung gegeneinander versetzt werden. Dieser Materialtransport kann schlagartig durch das Versagen des Kuppeldaches eines Hohlraumes im Untergrund erfolgen oder durch gravitatives, sedimentäres Kriechen. Bei letzterem Prozess wird meist bindiges Material ausgedehnt und zermürbt bis es auch hier zu einem statischen Versagen kommt. Das Resultat dieser Deformation ist ein rupturartiges Stufenmuster gestaffelter Teilabbrüche. Ältere Strukturen werden dabei ebenfalls durchtrennt und gegeneinander versetzt. Die Länge jeder Abbruchkante sowie die Anzahl der einzelnen Versätze können variieren. Durch eine räumliche Vermessung der Versätze lässt sich eine Abschätzung des Massendefizits berechnen und eine relative Abschätzung der Intensität des Ereignisses vornehmen. Häufig pausen sich die Abbruchkanten bis an die Erdoberfläche durch und bilden hier Geländestufen aus. Bei bindigen Böden oder Festgesteinen können in Extremfällen Geländestufen von mehreren Metern Versatzbetrag oder steile Versturzhöhle entstehen, bei denen eine ganze Sedimentsäule innerhalb steiler Abbruchkanten unter das Niveau der Geländeoberkante verürzt. Während der Verurz einer kompakten Sedimentsäule lediglich in dem Zentralbereich eines Erdalles als charakteristische Primärstruktur des *dropout*-Typs vorkommt, erscheint ein gestaffeltes Abbruchmuster im Untergrund sowohl als Primärstruktur des *dropout*-Typs, als auch an den strukturellen Randbereichen des *suffosion*-Typs (siehe auch Kapitel 6.4). Gestaffelte Geländeabbrüche können ebenso durch einfache Setzung oberflächennaher organogener Sedimente oder als Resultat einer Kompaktionsabschiebung entstehen und sind grundsätzlich nicht ohne weitere Prüfung als Indikator für Erdallprozesse zu interpretieren.

Im Radargramm sind Abbruchkanten den seismischen Reflektorenmustern von tektonischen Abschiebungen sehr ähnlich oder von diesen nicht zu unterscheiden. Die Bewegungsfläche selbst ist meist nicht zu erkennen, sondern ist aus verschiedenen graphischen, geometrischen oder geophysikalischen Effekten aus dem Radargramm zu interpretieren. Zu diesen Anomalien innerhalb eines ursprünglich kontinuierlichen und ungestörten Reflektorenverlaufs gehören:

- abruptes Enden von Reflektoren, Strukturen, Faziesbereichen
- Änderung des Strukturmusters oder der Neigung über die Bewegungsfläche/ Verwerfungsebene hinaus
- ein Reflektor/Reflektorenpaket ist nach einem Versatz weiter unterhalb in seinem ursprünglichen Verlauf weiter verfolgbar

- verzerrte Neigungen entlang der Abbrüche
- Abbruch oder Verschlechterung der Daten unterhalb der Bewegungsfläche/  
Verwerfung, da in der Ruschelzone das Signal gestreut wird
- Diffraktion



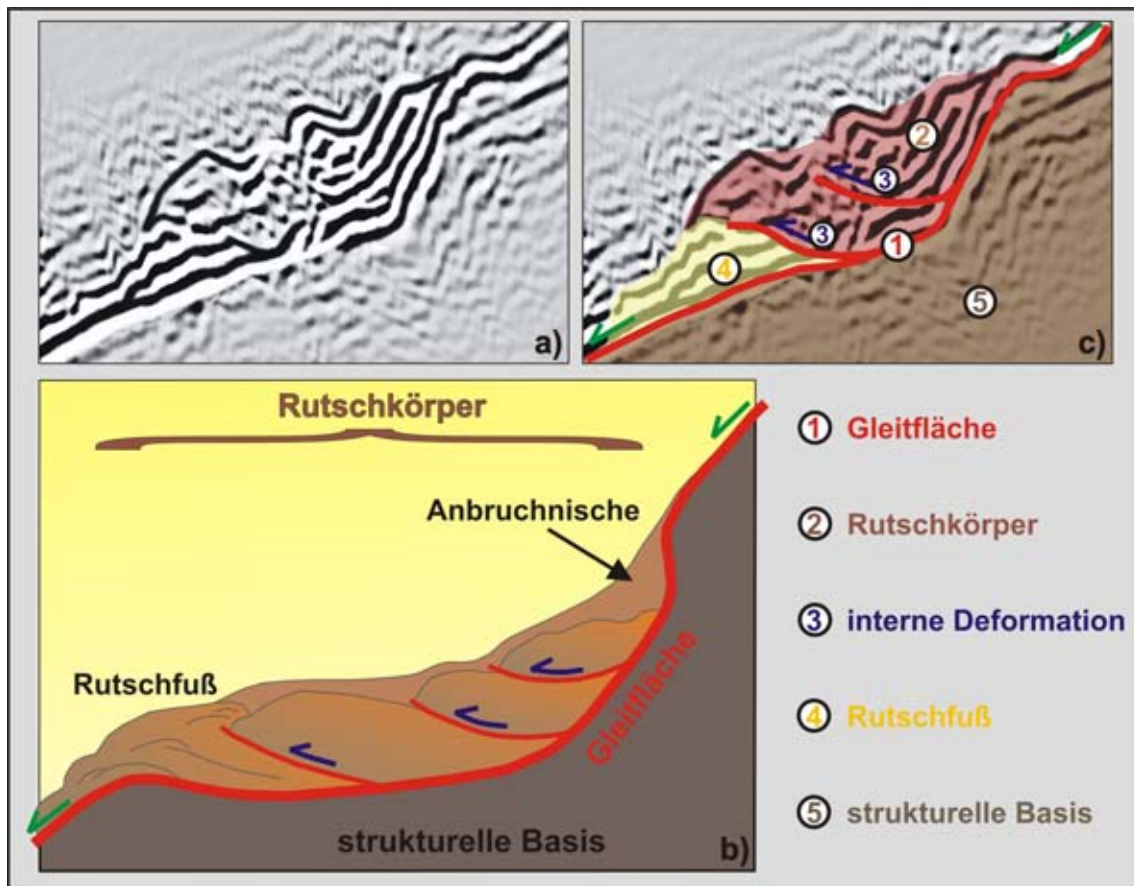
**Abb. 6.2:** Darstellung von Abbruchkanten **a)** Radargramm: die biogene Verfüllung ist überwiegend ungestört. Der markante Reflektor bindiger Sedimente (hohe Impedanz) wird stufenartig an Abbruchkanten geringer Impedanz versetzt, die strukturelle Basis ist kaum deformiert; **b)** Interpretation der Bewegungsflächen und Radarfazies.

### 6.2.3 Rutschungen

Im Gegensatz zu einer Abbruchkante, welche in der Regel im Radargramm verschiedene Reflektoren durchschneidet und gegeneinander versetzt, vollzieht sich bei einer Rutschung die Bewegung entlang eines Reflektors. Dieser Reflektor wird im Folgenden als Gleitfläche beschrieben. Diese grenzt den abgleitenden Rutschkörper vom Untergrund ab und besteht bevorzugt aus bindigem Material. Im Radargramm zeigt sich eine Gleitfläche entsprechend als Reflektor hoher Impedanz, ist gering deformiert und wird häufig durch die nahezu undeformierte strukturelle Basis gebildet. Der Neigungswinkel kann dabei zwischen ca. 3° und subvertikaler Stellung variieren.

Der Rutschkörper selbst umfasst das gesamte bewegte Material eines solchen Massentransports. Da verschiedene Kräfte während der Bewegung auf den Rutschkörper wirken (Gravitation, Extension, Kompression, Kohäsion), erfährt dieser Körper interne Deformation, welche im Allgemeinen zu einer Veränderung seiner Gestalt führt. Im oberen Bereich der Rutschmasse gerät der Körper unter Zugspannung. Dabei kann es zunächst zur Zerrung und Ausdünnung des Materials kommen. An der Geländeoberkante entstehen je nach Sedimenteigenschaften Zugrisse, Bodenwellen oder Anbruchnischen. Die Anbruchnische ist eine Vertiefung am oberen Rand der abgleitenden Rutschmasse. Im Radargramm zeigt sich dieser zergleitende Bereich als unruhige Reflektorenoberfläche oder einer Ausdünnung der Reflektorenmächtigkeit bis hin zum „Abriss“ des Rutschkörpers. Bei der Ausbildung

einer Anbruchnische im Untergrund kommt es zum Nachsacken und gleichzeitig zur Auflockerung des darüber befindlichen Sediments. Dieses aufgelockerte Sediment zeigt im Radargramm das Signal einer lokalen Störung (Hyperbelmuster) oder bildet eine Zone geringerer Impedanz gegenüber dem umliegenden und identischen, aber kompakteren Material.



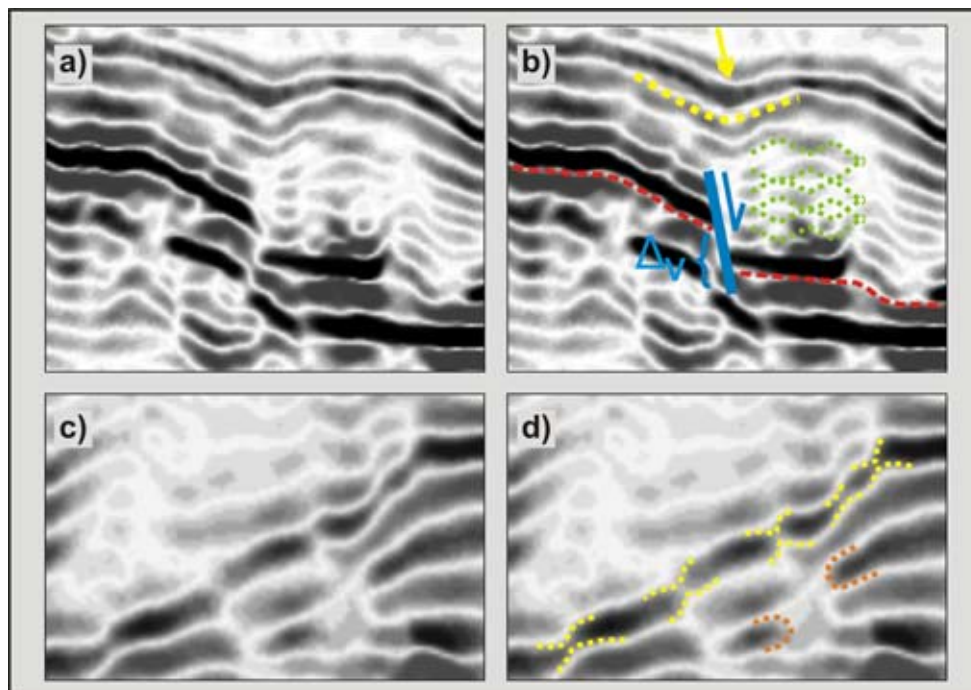
**Abb. 6.3:** Darstellung einer Rutschungsstruktur **a)** im Radargramm; **b)** schematischer Aufbau einer typischen antithetischen Rutschverstellung, **c)** Interpretation einer Rutschung im Radargramm.

Der zentrale Rutschkörper selbst weist weder signifikante Zerrungen noch Stauchungen auf. Je nach Bewegungsintensität und Neigung der Gleitfläche kann dieser Körper syn- oder antithetisch verkippen. In der Radarsektion zeigt sich der bewegte Hauptkörper mit sigmoidaler, linsen- oder halbmondförmiger Geometrie (Abb. 6.3). Die ursprüngliche Mächtigkeit des Hauptkörpers bleibt bei der Bewegung weitgehend erhalten. Je nach Hangneigung oder Bewegungsintensität bildet sich im unteren Bereich des Rutschkörpers eine durch Vorschub aufgelockerte oder zermürbte Rutschzunge aus, die auch aggregiertes Material der Gleitfläche enthalten kann. Erfährt der Rutschkörper durch einen signifikanten Widerstand eine Hemmung in seiner Bewegung, so kommt es zur Intensivierung interner Deformationen und zur Ausbildung eines durch Kompression geprägten Rutschfußes. Charakteristisch hierfür ist ein internes Gefüge verschiedener Stauchungsmuster unter Ausbildung einer Aufwölbung. Wird hier überwiegend bindiges Material zusammengeschoben verstärkt

sich der Impedanzkontrast des konvexen oder bikonvexen Rutschfußes gegenüber dem weitgehend ungestörten umgebenden Material. Die kompressiven Muster innerhalb des Radargramms sind analog zu tektonischen Auf- und Überschiebungen oder in Form von Materialausquetschungen angelegt.

#### 6.2.4 Verbogene Reflektoren und flexurartige Strukturen

Das Reflektorenmuster ist neben der Intensität der treibenden Kräfte auch von den individuellen rheologischen Eigenschaften des deformierten Materials abhängig. Diese stehen wiederum im engen Zusammenhang mit der Zusammensetzung von bindigen, organogenen und nichtbindigen Komponenten des jeweiligen Sediments. Unterschiedliche Sedimente, welche gleichzeitig deformiert werden, zeigen entsprechend ihrer Zusammensetzung, ihrer Lagerung sowie ihrer Mächtigkeit, Unterschiede in ihrem strukturellen Bestand. Besonders deutlich wird dieser Kontrast zwischen bindigen und nichtbindigen Sedimenten, welche unmittelbar übereinander gelagert und gleichzeitig deformiert wurden.



**Abb. 6.4:** Darstellung unterschiedlich deformierter Reflektoren innerhalb von Radarsektionen, **a)** Detaildarstellung deformierter Reflektoren eines Erdfallrandes; **b)** Interpretation der Sektion mit Abbruchkante (blaue Linie), Versatzbetrag  $\Delta_v$ , versetzter Reflektor (rote Strichlinie), verbogener Reflektor oberhalb der Abbruchkante (gelbe Strichlinie), Reflektoren schwacher Impedanz beschreiben durch Versatz zerrüttete Sedimente (grüne Punktlinien); **c)** deformierter Erdfallrand nahe der Strukturschulter; **d)** durch Materialzerrung mehrfach ausgedünnter Reflektor (gelbe Punktlinien, durch Zerrung abgerissene Reflektoren (orangene Punktlinie).

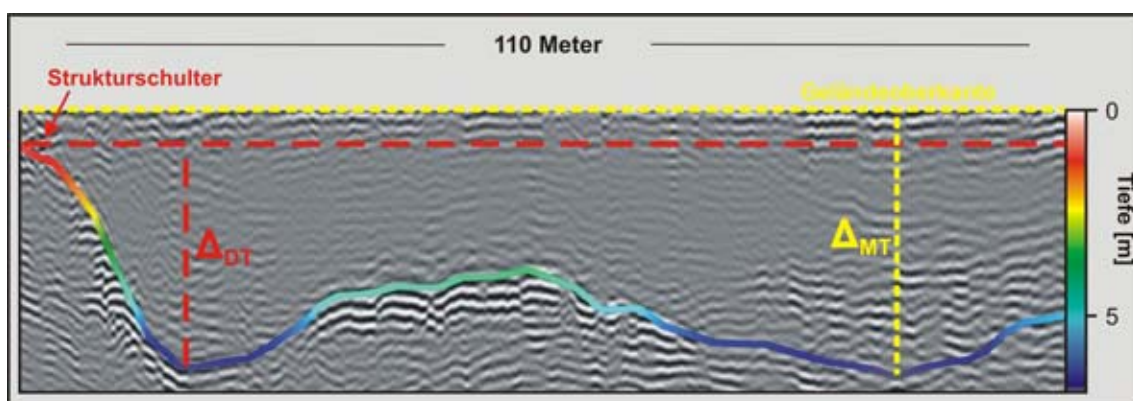
Auf eine abrupte Subsidenz reagiert ein feiner Sand mit einem sofortigen Massenausgleich. Im Radargramm werden die Reflektoren dieses Sandes entlang einer Abbruchkante versetzt. Ein darüber gelagertes Sediment mit hohem Tonanteil oder ein tonreicher organogener Boden gleicht hingegen ein solches Ereignis nur bis



zu einem bestimmten Versatz und einer entsprechenden Intensität aus (Abb. 6.4a, b). Dabei kommt es zunächst zu Zerrungen, Materialausdünnungen (Abb. 6.4c, d) und zum Umbiegen der Schicht bindigen Materials. Über längere Distanzen bildet der Reflektor dieses Sediments oberhalb gestaffelter Abbruchkanten ein Wellenmuster aus, dessen Top wiederum als Gleitfläche für weitere Materialbewegung dienen kann. Entlang des wellenförmigen und konzentrisch zur Struktur einfallenden Reflektors wird häufig beobachtet, dass es an den steilen, zum Strukturzentrum hin einfallenden Wellenflanken zur Ausbildung kleiner Rutschungsstrukturen des hangenden Sediments kommt. Übergänge zwischen einem Umbiegen von bindigen Sedimentlagen und dem finalen Materialversagen unter Ausbildung einer Abbruchkante stellen flexurartig verbogene Reflektoren in einer Radarsektion dar. Anhand des Reflektormusters zeigt sich dann der Prozess des Umbiegens oberhalb einer Abbruchkante, der anschließenden Zerrung sowie Ausdünnung und der finale Abriss des Reflektors. Nach einem Versatz lässt sich der markante Reflektor hoher Impedanz des bindigen Materials wiederum über eine längere Distanz mit einem wellenartigen Verlauf verfolgen. Oberhalb der Abrisskante des Reflektors eines bindigen Materials setzt sich dann die Abbruchkante auch durch das hangende Sediment weiter fort.

### 6.3 Bathymetrische Vermessung von Hohlformen

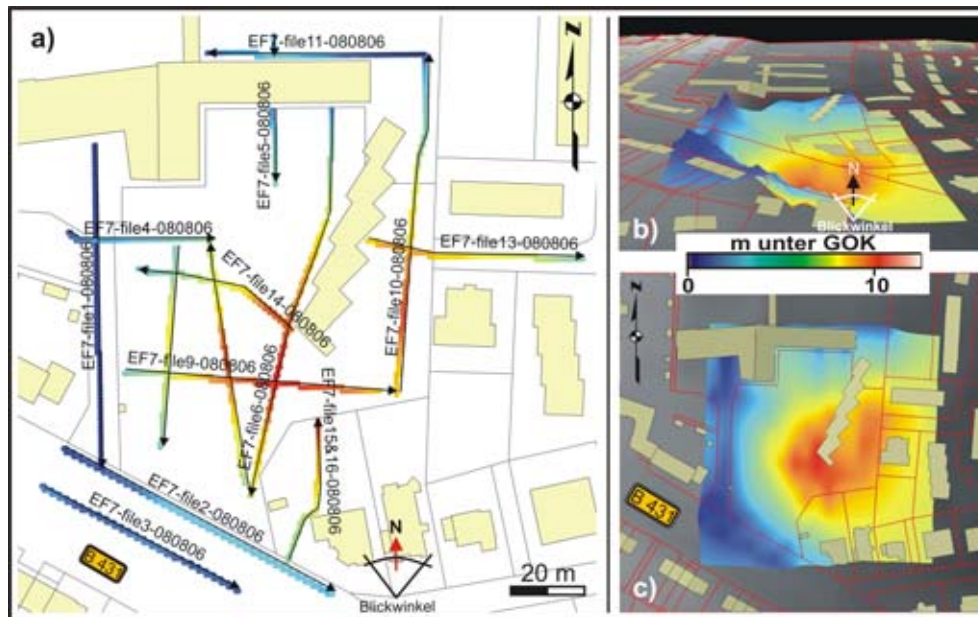
In der Geophysik ist unter Bathymetrie ganz allgemein die Vermessung von Meeres- oder Gewässerböden zu verstehen. Ziel ist es deren topographischen Charakter darzustellen. Hierfür werden unter Wasser, ähnlich der Höhenpunktvermessung für topographische Landkarten und Elevationsmodelle, die sich lokal ändernden Verläufe des Seegrundes mit Hilfe verschiedener geophysikalischer Messverfahren (z.B. Seismik, Sonar) aufgenommen. Die erzielten Messergebnisse ermöglichen die Darstellung des Bodenreliefs unter Wasser in Form von Tiefenprofilen, von Isobathenkarten oder von mehrdimensionalen Flächenmodellen.



**Abb. 6.5:** Radarsektion durch zwei miteinander verbundene Toteislöcher bei Grevenkrug (Schleswig-Holstein). Die undeformierte strukturelle Basis wurde entlang der Reflektoren hoher Impedanz interpretiert. Die Tiefe der Basis wird mittels Farbdarstellung beschrieben und durch den Farbbalken am rechten Rand der Abbildung definiert;  $\Delta_{DT}$  = Differenztiefe und  $\Delta_{MT}$  = Maximaltiefe.



Angelehnt an diese Methode wurden in dieser Arbeit Reliefstrukturen stehender Gewässer, wassergesättigter und mit Torf verfüllter Hohlformen sowie strukturelle Basisbereiche unterschiedlicher Erdfalltypen vermessen. Für diese Tiefenvermessung kamen nicht die herkömmlichen akustischen Messgeräte zum Einsatz, sondern es wurden die Eigenschaften der reflexionsseismischen Methode mittels Georadar genutzt (siehe Anhang C). Der Frequenzbereich lag zwischen 100 MHz und 200 MHz und ist somit weitaus höher als die Frequenzen der akustischen Verfahren.



**Abb. 6.6:** Bathymetrische Vermessung der Hohlform BS-7; **a)** topographische Information, GPR-Profillinien mit Zugrichtung (schwarze Pfeile) und Profilkennung. Der Farbpunkt auf dem Profil zeigt die Tiefe der strukturellen Basis unter GOK; **b)** 2D<sup>+</sup>-Darstellung der Hohlform unter der GOK. Das Höhenmodell resultiert aus der Interpolation zwischen den Messpunkte und Tiefenangaben aus den GPR-Profilen; **c)** Aufsicht auf die interpolierte Fläche der strukturellen Basis (BS-7) und topographische Information. Die Tiefe der strukturellen Basis wird durch einen Farbverlauf dargestellt und über einen separaten Farbbalken definiert (Quelle der topographischen Informationen: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg).

Der Vorteil dieser Methode liegt darin, dass nicht nur der deutliche Impedanzkontrast zwischen Wassersäule und Seegrund abgebildet werden konnte, sondern durch die gute Eindringtiefe in das Sediment, sich zusätzlich eine strukturelle Information unterhalb des Seegrundes bzw. der strukturellen Basis akquirieren und darstellen ließ. Über die Gewässer wurden zunächst konzentrisch orientierte Einzelprofile gelegt. Die Radarantennen befanden sich hierfür in eigens hergestellten Glasfaser-Schwimmkästen (Anhang D), welche aufgrund ihrer physikalischen Materialeigenschaften keinen störenden Einfluss auf die Messungen zeigten. Startpunkt und Endpunkt jedes Profils wurden mit dem GPS eingemessen und die Distanz zwischen den Punkten zusätzlich mit einer Leine vermessen. Diese Leine diente neben der Vermessung auch als Zug- und Gegenzugseil, um einen geraden Profilverlauf zu garantieren. Der Vortrieb erfolgte über Muskelkraft. Ein Messrad steuerte über einen eigens konstruierten Schaufelradadapter sowohl die

Schusspunktvergabe als auch die zusätzliche Distanzkontrolle. An Bord der Schwimmapparatur zeichnete ein GPS den Profilverlauf während jeder Messung auf, sodass die einzelnen Profile und Schusspunkte in ihrer horizontalen Lage zu ihren Nachbarpunkten in Bezug gesetzt werden konnten. Die Qualitätssicherung der Daten erfolgte über annähernd lagegetreue Parallelprofile, welche hin- und zurückgezogen wurden. Die Aufnahme der Datenpunkte an Land erfolgte über individuell angelegte und geographisch referenzierte Messfelder und Einzelprofile unter Einbezug der Höhenangabe (siehe Kapitel 7 und Anhang C).

Eine Auswertung der Tiefenvermessung erfolgte zunächst über die geographische Lage jedes Schusspunktes. Die Darstellung der jeweiligen Tiefenangabe eines interpretierten Reflektors (Seeboden oder strukturelle Basis der Hohlform) wurde über eine Farbgebung vorgenommen. Ein zusätzlicher Farbbalken definiert entsprechend die Tiefe eines jeden Messpunktes. Jede Radarsektion bildet so einen zweidimensionalen Tiefenschnitt durch eine Struktur ab (Abb. 6.5). Um die flächenhafte Ausbreitung der Struktur abzugrenzen wurde innerhalb des Datensatzes eine Interpolation zwischen den Datenpunkten der verschiedenen Radarsektionen durchgeführt. Dadurch ließ sich die Gestalt der Hohlform im georeferenzierten Raum darstellen, wobei auch hier die interpolierte Tiefenangabe über eine Farbskala definiert wurde. Analog zu dieser Vorgehensweise lassen sich nicht nur bathymetrische Angaben einer Hohlform interpretieren und darstellen, sondern auch die Gestalt komplexer Strukturverläufe im Raum visualisieren. Als Beispiel ist in Abbildung 6.6a-c die interpolierte, räumliche Gestalt der Struktur BS-7 mit einer superpositionierten Topographie abgebildet.

#### **6.4 Interpretation und Anatomie von Erdfällen**

Die Anatomie von Erdfällen beschreibt in dieser Arbeit die Zusammensetzung, Gestalt und Lage charakteristischer Zonen im Aufbau von Kollapsstrukturen, welche durch bestimmte Deformations- und Reflektionsmuster im Radargramm deutlich werden. Die Prozesse, welche die Ausbildung der verschiedenen Erdfalltypen steuern wurden bereits in Kapitel 3.2 ausführlich erläutert. Hier werden hingegen diejenigen anatomischen Charakteristika von Erdfallstrukturen im Radargramm aufgezeigt, welche zum einen den nicht aktiven und verborgenen Erdfall von anderen Hohlformen unterscheidbar macht, und zum anderen die anatomischen Eigenschaften verschiedener Erdfalltypen hervorhebt, welche auf unterschiedliche Genesen von Kollapsstrukturen hinweist.

Voraussetzung für die Entwicklung von Kollapsstrukturen ist ein Lösungsherd, also das lösliche Gestein im Kontakt mit zirkulierenden Lösungswässern. Entsprechend verfügen alle Erdfalltypen über einen Lösungsraum im Untergrund, in dem der initiale Prozess des Massentransportes und des resultierenden primären Massendefizits abläuft. Ausgehend von einem kontinuierlichen Lösungsprozess und einem entsprechend lokal ansteigenden Materialverlust kommt es hier zur Hohlraumbildung und einem zwangsweise statischen Versagens der Kammerkuppel. Diese sich von

unten nach oben migrierende Entwicklung ist das wichtigste Charakteristikum der Genese aller Erdfalltypen. Unter Vernachlässigung der zeitlichen Komponente endet das primäre strukturelle Wachstum zunächst mit einem Oberflächenkollaps. Die Ausbildung dieses Versturzes ist stark von den Eigenschaften des oberflächennah anstehenden Sediments und dem Deckgebirge abhängig und kann in Größenordnungen zwischen mehreren dm und mehreren 100 Metern liegen (siehe auch Kapitel 3.2). Der entscheidende Unterschied zu Hohlformen anderer Genese ist, dass die Gesamtstruktur von ihrer vertikalen Dimension erst im Lösungsraum endet. Je nach Herdtiefe kann eine Erdfallstruktur eine vertikale Ausdehnung von mehreren hundert Metern Tiefe erreichen. Zwischen der Basis des Lösungsraumes und dem Oberflächenkollaps befindet sich entsprechend eine Zone der Massenbewegung. Innerhalb dieser Zone grenzt über unterschiedliche Zeiträume hinweg bewegtes und deformiertes Versturzmateriale an undeformiertes Deckgebirgsmaterial und bildet die primäre Versturzsstruktur. Diese kann röhren-, trichter- und schüsselförmig sein, aber auch in Form eines Spaltensystems das Deckgebirge durchziehen. Da hier bewegtes Material an unbewegtem Material versetzt wird, stellt dieser Übergang eine räumliche Abbruchkante dar. Entsprechend der lokalen Erdfallgeometrie kann diese Bewegungsfläche zwischen einer Saigerstellung und subhorizontalem Einfallen variieren.

Das undeformierte, die Primärstruktur umgebende Deckgebirge, bildet die strukturelle Basis vom Lösungsherd bis hin zum Oberflächeneinbruch. Im Falle von reaktivierten, also mehrfachen Verstürzen, kann sich die strukturelle Basis in ihrer Dimension und Lage entsprechend verändern.

Das gesamte verstürzte Material innerhalb der Primärstruktur wird unabhängig von Beschaffenheit und Homogenität der einzelnen Komponenten als Kollaps- oder Versturzbrekkzie definiert. Die Ausbildung der Brekkzie ist zum einen von der Materialbeschaffenheit, zum anderen von der Intensität des Versturzerignisses und dem resultierenden Zermürbungsgrades der Gesteine abhängig. Außerdem zeigt die Versturzbrekkzie innerhalb der verschiedenen anatomischen Bereiche unterschiedlicher Erdfälle variierende Ausprägungen. Diese kann als kompakte Sedimentsäule, blockartig oder in Form von aufgelockertem Sediment bzw. als inhomogenes Versturzmateriale von der Geländeoberkante verstrzen. Bei Erdfalltypen des kontinuierlichen und kriechenden Materialtransportes besteht die Kollapsbrekkzie meist aus feinem Sand homogener Korngröße. Entsprechend dieser Differenzen in der Beschaffenheit ist auch die Darstellung der Kollapsbrekkzie im Radargramm vielfältig.

Je schneller ein Erdfall verfüllt wird, desto vollständiger werden auch die Primärstrukturen konserviert. Wasser, natürlich gewachsene Torfe sowie anthropogene und künstlich verfestigte Verfüllungen sind undeformiert und zeigen in der Radarsektion weitgehend horizontal gelagerte Reflektoren, welche sich durch ihre Winkeldiskordanz deutlich von den konzentrisch verlaufenden Primärstrukturen oder Deformationsmustern abheben. Außerdem kann es an der Grenze zwischen Verfüllung und der ehemaligen Geländeoberkante des Versturztrichters zu einem signifikanten

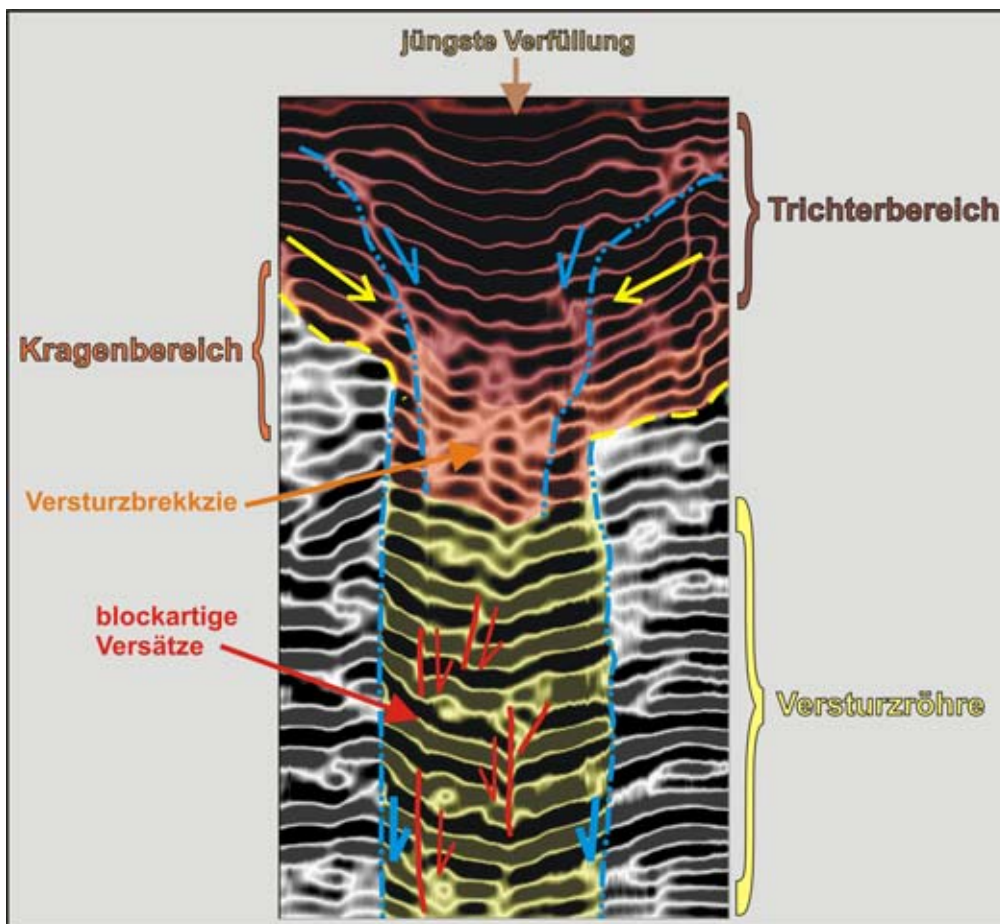
Impedanzsprung durch Material- und Verdichtungsunterschiede kommen, der sich dann in Form eines markanten Reflektors darstellt. Dieser Reflektor kann als relativer zeitlicher Marker von Erdfallaktivität herangezogen werden. Ein trichterförmiger wellen- oder stufenartiger Verlauf der Basis einer anthropogenen Verfüllung zeigt an, dass die Struktur ungefähr bis zum Zeitpunkt der Verfüllung aktiv war und zur Ausbildung der morphologischen Depression geführt hat. Pausen sich Deformationsmuster auch noch durch die junge Verfüllung hindurch, oder zeigen sich Versätze am Top der jungen Verfüllung, so ist zu prüfen, ob dieses kompaktionsbedingt oder auf eine rezente Aktivität der Erdfallstruktur zurückzuführen ist. Weitere Indizien für die Interpretation junger oder rezenter Aktivität von Erdfällen finden sich häufig auch an der Geländeoberkante und werden durch Sichelwuchs von Bäumen, Ausbildung von Hangabbrüchen, Anbruchnischen und Stufenmustern belegt. Innerhalb des stark überbauten Stadtgebietes kann mittels einer Schadenskartierung der Infrastruktur (Rohrbrüche, Leitungs- und Straßenschäden, Rissbildung in Fassaden und Mauerwerk etc.) auf das aktive Subsidenzzentrum geschlossen werden. Auch wenn diese Indikatoren nicht direkt im Radargramm abgebildet werden, so können diese Schäden bereits während der Messung durch einen Marker an der entsprechenden Position im Radargramm festgehalten und dokumentiert werden.

Die hier beschriebenen strukturellen Sektionen und Strukturmuster finden sich grundsätzlich in der Anatomie jedes Erdfalltyps wieder. Die jeweilige Ausprägung kann jedoch von Erdfalltyp zu Erdfalltyp signifikant variieren und ist je nach Tiefe des Lösungsraumes und der angewendeten geophysikalischen Messmethode nicht immer vollständig zu dokumentieren.

#### 6.4.1 Anatomie des *dropout*-Typs / *collapse*-Typs in der Radarsektion

Entsprechend der Entwicklung von Erdfällen wird hier eine Beschreibung der Anatomie der Erdfälle des *dropout/collapse*-Typs von unten nach oben vorgenommen. Voraussetzung für eine detaillierte Einteilung der Struktur ist, dass die unterschiedlichen Zonen innerhalb der maximalen geophysikalischen Ortungstiefe liegen. Der Lösungsraum selbst ist selten zu orten und zeigt sich im Radargramm entweder als lokaler Signalverlust innerhalb eines Holraumes oder durch das Enden der Reflektoren einer Versturzhöhle sowie der Versturzbrechkante an der ungestörten Basis, also an der Sohle des Lösungsraumes. Bei diesen Erdfalltypen, welche innerhalb überwiegend bindiger Böden entstehen, paust sich die primäre Versturzhöhle subvertikal oder vertikal gelagert bis nahe der Geländeoberkante durch das gesamte Deckgebirge. Deren Durchmesser liegt im Bereich mehrerer dm bis zu wenigen Zehnermetern. Das Reflektorenmuster beschreibt in diesem anatomischen Bereich des Erdfalles eine kompakt verstürzte Sedimentsäule oder, entlang von Abbruchkanten blockartig gegeneinander verschobene Sedimentpakete. Dabei bleibt die ehemalige interne horizontale oder subhorizontale Lagerung des verfestigten Sedimentkörpers oder Blockes erhalten (Abb. 6.7). Bei einem symmetrischen Versturz ist der Versatzbetrag innerhalb der Primärstruktur vom Versturzzentrum zu allen Seiten

ungefähr gleich groß. Bei asymmetrischen Strukturen zeichnen die einzelnen Abbruchkanten zwischen den Sedimentblöcken im Radargramm ein „Wandern“ zu einer „Röhrenwand“ hin an. Im Falle einer sehr homogenen tonreichen Deckgebirgsschicht setzt die Versturzhöhle ihre Lagerung, Gestalt und ihren Durchmesser bis zum lochförmigen Geländeausbiss fort. Häufiger jedoch kommt es nahe der Geländeoberkante zu einer Weitung der Röhrenform, die im Weiteren als Kragenbereich bezeichnet wird. Der Kragen definiert den Übergang zwischen der Versturzhöhle und dem Kollapstrichter an der Geländeoberkante. Die strukturelle Aufweitung der Primärstruktur im Kragenbereich ist im Radargramm deutlich zu erkennen.



**Abb. 6.7:** Radarsektion durch einen verdeckten (buried-) Erdfall des *dropout*-Typs (ca.12 m Analysetiefe). Am Top des primären Kollapstrichters erfolgte die Verfüllung der Hohlform durch Menschenhand. Innerhalb der primären Versturzstruktur (blaue Punkt-Linie) wurden oberflächennahe Sedimente während des Massentransportes aufgelockert und bilden innerhalb des Kragenbereiches (orange) die Versturzbrekkie, während kompaktere Sedimente in größerer Tiefe blockartig entlang von Bewegungsflächen (rote Linien) versetzt wurden. In diesem Bereich bildet die primäre Versturzhöhle die vertikal stehende strukturelle Basis in Form der äußersten Bewegungsfläche (blaue Punktlinie). Sekundäre Merkmale zeigen eine Erweiterung des primären Trichters zu den Seiten (gelbe Strichlinie). Die sekundären Merkmale entstehen erst nach dem Verstoß durch weiteres Bodenkriechen oder auch Böschungsausgleichsbewegungen.



Die Höhe sowie der Öffnungswinkel können stark variieren. In dieser Zone beschreibt ein charakteristisches Hyperbelmuster den radarfaziellen Wechsel zwischen Lockersedimenten im Hangenden gegenüber den meist homogenen und horizontal gelagerten Reflektoren des kompakt verstorzten Sediments innerhalb der Kollapsröhre. Außerdem werden die Reflektoren innerhalb der kompakten Versturzhöhre durch eine hohe Impedanz dargestellt, während die Reflektoren des aufgelockerten Materials deutlich schwächere Signale anzeigen. Dieses begründet sich zum einen darin, dass die Versturzbrekkie durch das größere Platzangebot weniger kompakt, sondern vielmehr zerrüttet versetzt wurde, zum anderen entstammt das Versturzmateriale sowohl dem zentralen Kollaps, als auch den Böschungsabbrüchen des Trichters. Die Brekkie kann hier von sehr inhomogener Zusammensetzung sein und neben dem anstehenden Gestein auch mitverstorzte Gebäudereste und Fragmente der hier verbauten Infrastruktur enthalten. Am Kragenbereich endet die undeformierte strukturelle Basis entlang der Primärstrukturen und setzt sich randlich oder unterhalb der sekundären Versturzmuster fort. Oberhalb des Kragens weitet sich die Kollapsstruktur in Form des primären Versturzhütters. Dabei sind die Übergänge von dem Primärhütter zu den sekundären Strukturen meist fließend. Typisch für das strukturelle Inventar des zentralen Bereichs eines Erdfallhütters des *dropout*-Typs, sind steile und eng gestaffelte Abbruchkanten, welche sowohl nichtbindige als auch bindige Sedimente durchschneiden. Zu den Randbereichen und den sekundären äußeren Zonen des Oberflächenversturzes gehen diese in Rutschungszonen geringer Neigung über.

Das strukturelle Inventar mehrfacher Versturze an einem Ort wird zunehmend komplexer. Hier durchschneiden oder maskieren die Strukturen junger Kollapsereignisse ältere Strukturen, so dass weitere geologische Indikatoren (z.B. geologische Profile, Geomodelle) für die Interpretation der Radarsektionen erforderlich sind. Der resultierende Durchmesser einer möglichen räumlichen Erweiterung des schlagartig entstandenen Erdfalls kann wenige Meter, mehrere Zehnermeter oder selten auch hunderte Meter betragen. Eine sekundäre strukturelle Erweiterung ist weitgehend materialabhängig und wird durch exogene Einflüsse gesteuert.

#### 6.4.2 Anatomie des *suffosion*-Typs in der Radarsektion

Der Massenausgleich und der daraus resultierende Materialtransport des *suffosion*-Typs ist geprägt durch den Prozess sedimentären Kriechens. Dabei wird überwiegend sandiges Material durch ein Spaltensystem bis zum Lösungsraum transportiert. Der Begriff der Kollapsbrekkie wird trotz einer möglichen Homogenität des transportierten Materials definitionsgemäß beibehalten.

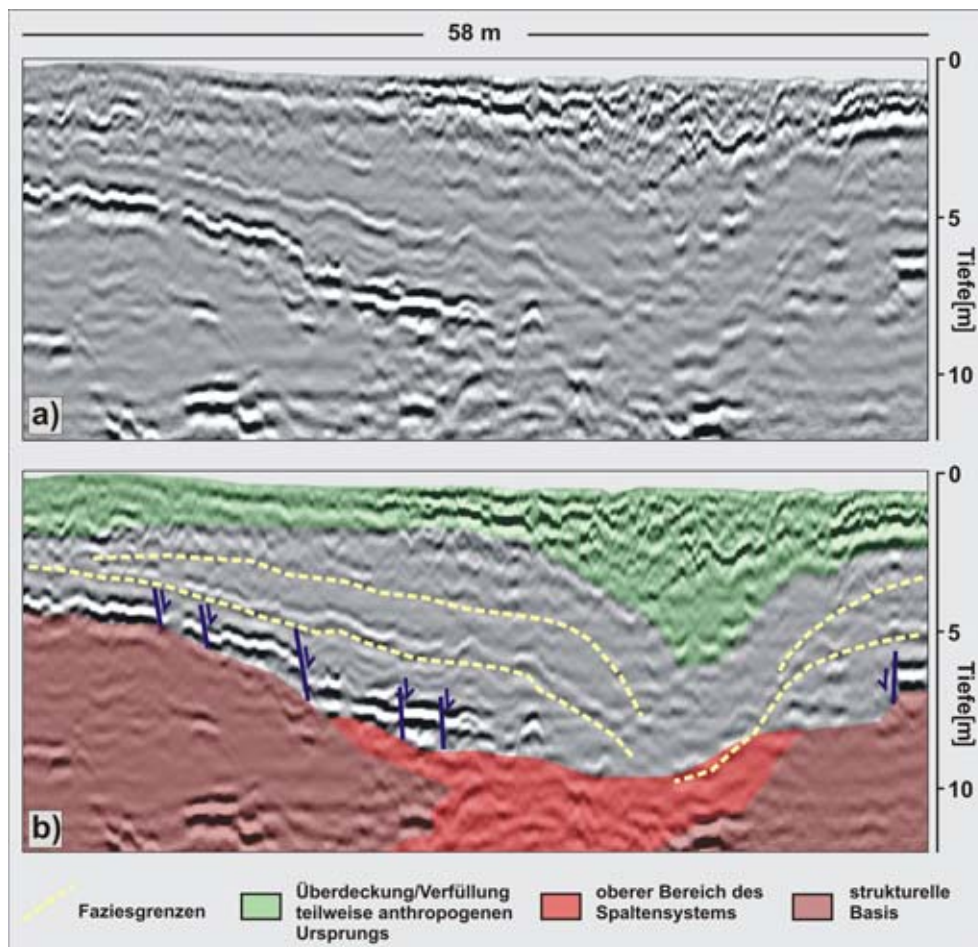
Das Spaltensystem bildet die zentrale Primärstruktur des *suffosion*-Typs und durchzieht entweder das Lösungsgestein selbst, oder es bildet sich innerhalb des zerrütteten oder zerscherten Gesteins des Deckgebirges aus und reicht dann bis in den eigentlichen Lösungsraum hinab. Der Lösungsherd wird im Gegensatz zu dem Erdfall des *dropout*-Typs meist flächenhaft abgelagert (siehe auch Kapitel 3.2). Aus der

räumlichen Verbreitung des Spaltensystems des Lösungsraumes bzw. des zerrütteten Deckgebirges resultiert die Ausbreitung der Subsidenzstruktur an der Geländeoberkante. Während bei aktiven Erdfällen das Massendefizit zwar zu beobachten ist, können im Radargramm die fein verästelten Wegsamkeiten des Massentransports der Primärstruktur meist nicht abgebildet werden. Dieses liegt daran, dass im Allgemeinen das Auflösungsvermögen geophysikalischer Messverfahren mit zunehmender Tiefe abnimmt (siehe auch Anhang C). Der anatomische Bereich der zentralen Primärstruktur des *suffosion*-Typs kann also mit dem Georadar lediglich flachgründig mit hohen Antennenfrequenzen oder gar nicht geortet und dargestellt werden. Abgesehen von dem Ausbleiben einer zentral gelegenen, primären Versturzhöhle entspricht das strukturelle Inventar des Randbereiches eines *suffosion*-Typs weitgehend den oben ausgeführten Beschreibungen des Randbereiches des Einsturztrichters eines *dropout*-Typs. Eine Vermessung des Erdfallrandes beginnt dort, wo der Reflektor der strukturellen und undeformierten Basis von der Geländeoberkante in den Untergrund abzweigt und im Radargramm eine konzentrisch orientierte Neigung zum Erdfallzentrum hin erfährt. Unterhalb und peripher dieses Basisreflektors ist keine Deformation des Deckgebirges zu erkennen, welche im Zusammenhang mit Subsidenz dieser Kollapsstruktur steht. Daher definiert dieser Basishorizont den äußeren Rand der Primärstruktur im Untergrund. Der wiederholten Vermessung dieses primären Strukturrandes kommt eine entscheidende Bedeutung für die Einschätzung der mit der Struktur verbundenen Geogefährdung auf die Umgebung zu. Denn neben der vertikalen Bewegungsrate, wie sie besonders bei dem Erdfall des *dropout*-Typs beobachtet wird, liegt die große Gefahr des *suffosion*-Typs in der oberflächennahen Horizontalbewegung. Ein nach außen wachsender aktiver Strukturrand zerrt zunächst mit horizontaler Orientierung an der Überbauung und Infrastruktur. Später wird das Sediment oberhalb der sich ausbreitenden strukturellen Basis aufgelockert und kann unterhalb von Fundamenten zum Nachsacken und Zerschneiden der Überbauung führen.

Im Übergangsbereich zwischen Strukturrand und der zentralen Zone des Massentransports, welche mit dem Radar meist nicht mehr darzustellen ist, biegt der Basisreflektor deutlich um und nimmt bis in die maximale Analysetiefe einen subvertikalen bis vertikalen Verlauf an. Anhand des Reflektors der strukturellen Basis ist somit die trichter- oder schüsselförmige Gestalt der Primärstruktur darstellbar. Der markante Umbiegepunkt zum strukturellen Zentrum hin entspricht dem Kragenbereich des *dropout*-Typs. Hier umgibt der äußerste Leitreflektor, ähnlich der primären Versturzhöhle des *dropout*-Typs, die bei diesem Erdfalltyp wesentlich weiträumigere Zone des Massentransportes.

Im Verhältnis zum Durchmesser der Gesamtstruktur kann der Analysebereich des Strukturrandes relativ kleinräumig sein und wird mit Radarsektionen von einigen Metern bis wenigen zehner Metern Länge senkrecht zum Strukturrand abgedeckt. Oberhalb des Reflektors der strukturellen Basis ist eine klare Abgrenzung der primären zu den sekundären Bewegungsstrukturen nicht immer eindeutig möglich. Bei einem unverfüllten aktiven Erdfall dieses Typs liegt das daran, dass primäre Kriechprozesse

mit beispielsweise sekundären Erosions- und Böschungsausgleichsprozessen zeitgleich ablaufen. Die Ausbildung von gestaffelten Abbruchkanten, welche Sedimentkörper, Gleitflächen oder Paläooberflächen durchschneiden sowie signifikant verstellte oder abgerissene Reflektoren besonders der bindigen Sedimente sind Indikatoren für primäre Subsidenz. Gleitflächen, Gleitkörper und ein Wechsel der Radarfazies bedingt durch unterschiedliche Kompaktion der Sedimente kann sowohl primären als auch sekundären Ursprungs sein. Undeformierte Paläooberflächen von kolluvialen Keilen, Torfwachstum oder anthropogene Einträge sind immer sekundären Ursprungs. Abbildung 6.8a und 6.8b zeigen den typischen Aufbau eines suffosion-Typ Erdfalls.



**Abb. 6.8:** Die Radarsektion zeigt **a)** einen Querschnitt durch einen verdeckten (buried-) Erdfall des *suffosion*-Typs (ca.12 m Analysetiefe), und **b)** eine Interpretation von anatomischen Teilbereichen; blaue Linien=Abbruchkanten, blauer Pfeil=Bewegungsrichtung.

Die Erdfallaktivität eines *suffosion*-Typ Erdfalles steht in enger Verbindung mit der Lösungsrate im Untergrund. Bei sehr geringen Lösungsraten kann eine kontinuierliche Aktivität durch die kaum erkennbare Oberflächenbewegung maskiert werden. Bei verfüllten Hohlformen lassen sich ähnlich dem *dropout*-Typ die Aktivitäten anhand eines strukturellen Wachstums durch das junge Füllmaterial oberhalb der ursprünglichen Geländeoberkante nachweisen. Das Muster gestörter Reflektoren

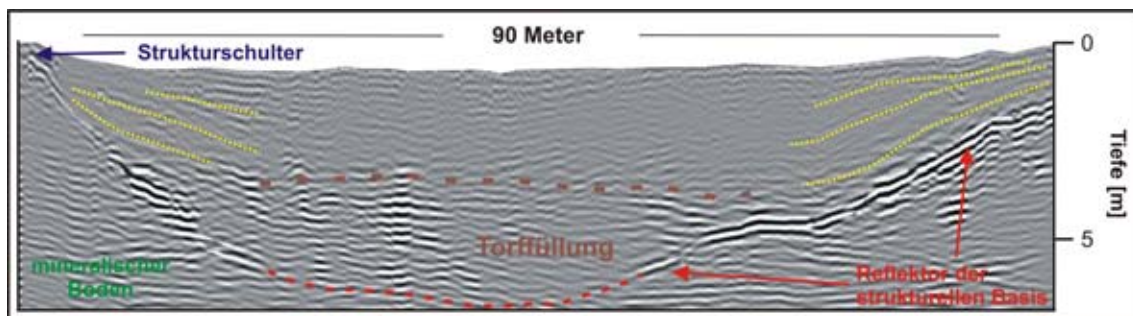
pflanzt sich durch die Verfüllung weiter nach oben und zu den Strukturrändern hin fort, bis es konsequent zu einem erneuten Nachsacken der Geländeoberfläche unter Ausbildung einer Depression oder beispielsweise Geländestufen kommt.

Ergänzend zu der Georadarmethode sei hier erwähnt, dass für die Analyse der zentralen Primärstruktur weitere geologische oder geophysikalische Verfahren herangezogen werden können. Der Einsatz von Widerstandsgeoelektrik kann hier einen tieferen Einblick bezüglich des anatomischen Aufbaus eines *suffosion*-Typs liefern. Zwar ist auch mit diesem geophysikalischen Messverfahren die Darstellung des feinen Netzes der Primärstruktur nicht im Detail möglich, die Materialeigenschaften des transportierten Sandes innerhalb der Wegsamkeiten können jedoch einen Kontrast in der Widerstandsverteilung zwischen Primärstrukturen und dem umgebenden Deckgebirge darstellen. Auf diese Weise lässt sich die Geometrie der Primärstruktur als eine nach unten „offene“ Hohlform abbilden und erlaubt somit eine Abgrenzung von anderen geschlossenen Hohlformen. Als weitere ingenieurgeologische Verfahren zur Analyse des Zentralbereichs von Erdfällen des *suffosion*-Typs werden Kernbohrungen, Rammkernsondierungen oder Rammsondierungen eingesetzt, bei denen Bodenkennwerte entweder durch die Entnahme von Bodenmaterial oder die Lagerungsdichte und Konsistenz über die Ermittlung des Eindringwiderstandes des Sondiergeräts gemessen werden.

### 6.5 Interpretation und Anatomie von Toteislöchern im Radargramm

Der überregionale geologische Zusammenhang für die Entstehung von Toteiskesseln ist ein von Gletschereis überfahrenes Gebiet. Toteislöcher treten singulär als wasserverfüllte Sölle, natürlich oder anthropogen verfüllte oder teilverfüllte Kesselstrukturen auf oder bilden regionale Landschaftsformen miteinander verketteter Depressionen aus. In Kapitel 3.3 wurde bereits die generelle Entstehung und Ausprägung dieser Strukturen dargestellt. Bei der Analyse der glazigen gebildeten Hohlformen mit dem Georadar zeigen Reflektoren innerhalb der Radarsektion anatomische Schlüsselstellen auf, welche in einen direkten Zusammenhang mit der Genese gebracht werden können. Unabhängig von der lokalen Lage eines Toteislochs innerhalb der glazialen Serie verläuft die Genese im Gegensatz zu einer Kollapsstruktur immer von der Geländeoberfläche in den Untergrund hinein ab. Dabei wird eine nach unten geschlossene Hohlform ausgebildet. Ein vom Gletscher separierter Eisblock ist tief in das oberflächennahe Sediment eingepresst worden und bildet zunächst eine unter hoher Auflast komprimierte strukturelle Basis aus. Diese wird im Radargramm als durchgängiger und weitgehend undeformierter Reflektor abgebildet (Abb. 6.9). Die Größe des separierten Eisblockes oder die Zone einer Gruppierung mehrerer Blöcke ist individuell, so dass auch die geographische Ausbreitung dieses Basisreflektors variieren und dessen Verlauf ein unruhiges Relief darstellen kann (Abb. 6.5). Ein weiteres strukturelles Wachstum ist nach der Trennung des Eisblockes vom Gletscher weder in horizontaler noch in vertikaler Richtung möglich, so dass der Basisreflektor in der ursprünglichen Form des Eisblockes erhalten

bleibt. Außerhalb der kompaktierten Basis können Stauchungsstrukturen, welche durch den Eisvorschub entstanden sind, die Kesselstruktur umgeben. Diese befinden sich häufig nur auf der Seite der Richtung des Eisvorschubs oder stehen in Zusammenhang mit einer übergeordneten Struktur, wie beispielsweise einer Stauchmoräne, in die der Eisblock gepresst wurde. Dann grenzen die Stauchungsstrukturen direkt an den Basisreflektor des Toteiskessels, durchschneiden diese genetisch jüngere Struktur allerdings nicht. Zumeist ist eine signifikante Winkeldiskordanz zwischen dem Verlauf des Basisreflektors und dem umgebenden Sediment außerhalb der Hohlform zu beobachten. Der Basisreflektor zeigt zwischen Strukturrand an der Geländeoberfläche und dem zentralen Bereich im oberflächennahen Untergrund zwei entscheidende Umbiegepunkte. Der äußere Umbiegepunkt bildet die Strukturschulter aus und beschreibt den Übergang zwischen der Paläooberfläche der Geländeoberkante zur Zeit des Austauens des Eisblockes und der Flanke der Hohlform. Der Einfallwinkel des Reflektorenverlaufs wird durch den Charakter der ehemaligen Böschung bzw. der Basis des Eisblockes bestimmt. Der zweite Umbiegepunkt des Reflektors bildet den Übergang zwischen der Hohlformflanke und der Sohle der Depression nahe dem strukturellen Tiefenmaximum. Der Reflektor flacht deutlich ab und verläuft nahe dem strukturellen Tiefenmaximum subhorizontal bis horizontal. Reflektorenverlauf und innere Umbiegepunkt sind Schlüsselpositionen für die Interpretation von Hohlformen und zeigen an, dass die Hohlform einen geschlossenen Charakter aufweist. Dieses ermöglicht eine Differenzierung zu nach unten geöffneten Verkarstungsstrukturen.



**Abb. 6.9:** Radarsektion durch ein Toteisloch bei Grevenkrug (Schleswig-Holstein). Die strukturelle Basis wird durch undeformierte Reflektoren hoher Impedanz beschrieben. Die Verfüllung besteht aus wassergesättigten Torfen (subhorizontale Reflektoren). Sedimenteinträge von den Rändern sind als gelbe Punkt-Linie dargestellt. Außerhalb der Hohlform zeigen die GPR-Daten Reflektoren horizontal gelagerter mineralischer Sedimente. Die Sektion zeigt einen Ausschnitt bis in 6,5 m Tiefe.

Während des Austauens des Eisblockes setzt sich zunächst von dem Eisblock zuvor aufgenommenes Sediment an der Basis ab. Dadurch kommt es zur Ablagerung einer abdichtenden Tonschicht oberhalb der Basis, was zu einer Verstärkung der Impedanz des Basisreflektors gegenüber dem umgebenden Sediment führt. Entlang dieses Reflektors kann sowohl eine bathymetrische Vermessung der ursprünglichen Hohlform vorgenommen, als auch eine Aussage getroffen werden, ob es sich um eine singuläre



Struktur handelt, oder ob hier Cluster von Eisblöcken nach dem Eisrückzug zurückgelassen wurden (Abb. 6.9, 6.5).

Die weitere Füllung der Depression besteht zunächst aus Material, welches sich während des Austauens oberhalb des Eisblockes abgelagert hatte und nun bis zum „Grund“ der Hohlform nachsackt. Das Material dieser primären Füllung dokumentiert einen langwierigen „Kollaps“ innerhalb der Kesselstruktur und zeigt häufig, bedingt durch das Periglazialklima, kryoturbate Durchmischungen. Diese teilweise sehr feinen Strukturen können nicht immer durch das Radar aufgelöst werden, grundsätzlich verfolgen die Reflektoren dieser Primärverfüllung aber die Geometrie der strukturellen Basis oder sind (sub-)horizontal zu dieser gelagert.

Nach dem vollständigen Austauen des Eises kann es oberhalb der abdichtenden Primärverfüllung zu Vermoorungsprozessen und zu einsetzendem Torfwachstum kommen. Durch die unterschiedlichen Laufzeiten der Radarwelle innerhalb der Primärverfüllung mineralischer Böden und der sekundären Füllung biogener und häufig wassergesättigter Sedimente, lassen sich in der Radarsektion die beiden Fazies gut voneinander unterscheiden. Die Reflektoren von wassergesättigten Torfen sind meist durchgängig und horizontal gelagert. Setzungserscheinungen, bedingt durch später einsetzende Kompaktion der Torfe, können besonders innerhalb der Zentralbereiche der Hohlform zu internen Deformationsmustern führen. Diese sind allerdings nur bei geringer Wassersättigung und bereits starker Verdichtung des biogenen Materials im Radargramm sichtbar.

Je nach Ausprägung des Reliefs des Toteiskessels und dessen näheren Umgebung können sich vom Strukturrand her kolluviale Schüttungen mineralischer Sedimente ausbilden. Im Gegensatz zu aktiven Kollapsstrukturen sind die Reflektoren dieser Kolluvien immer ungestört und verlaufen diskordant sowohl zur Strukturbasis als auch zur Füllung biogener Sedimente.

Die heutige Ausprägung von Toteiskesseln ist abhängig von der späteren geologischen oder anthropogenen Überprägung. So ist das Relief einer Depression der Altmoränenlandschaft gegenüber Hohlformen der Weichselvereisung durch Bodenfließen und Erosion verwischt. Weitere Verfüllungen sind Wasser oder durch Menschenhand eingetragene und verfestigte Materialien. Entscheidend ist, dass sowohl das charakteristische und faziesabhängige Radarsignal der Verfüllungen, als auch deren Setzungsstrukturen immer durch den Reflektor der primären Basis der nach unten geschlossenen Hohlform begrenzt wird und diese nicht durchschneiden.

## **6.6 Abgrenzung weiterer Hohlformen gegenüber Kollapsstrukturen und Toteislöchern**

Um das Repertoire möglicher Hohlformen in dem glazial überprägten und anthropogen stark veränderten Arbeitsgebiet zu vervollständigen und diese von Toteislöchern sowie Kollapsstrukturen abzugrenzen, erfolgt hier eine kurz Darstellung natürlicher sowie von Menschenhand geschaffener Hohlformen.

### 6.6.1 Weitere Hohlformen geogenen Ursprungs

Geologische Prozesse wie Deflation, Gefrieren und Austauen von Eis oder Auskolkung führen zur Ausbildung von weiteren Oberflächendepressionen. Ähnlich den detailliert beschriebenen Toteislöchern entwickeln sich diese Strukturen alle von der Geländeoberkante in den Untergrund hinein und zeigen so eine grundsätzlich gegensätzliche Genese und einen entsprechend abweichenden Verlauf des primären Basisreflektors gegenüber Kollapsstrukturen. Ein Pingo ist in seiner Genese einem Toteisloch ähnlich, da auch hier ein Eisblock oder eine Eislinse von Sediment überdeckt, und vor dem endgültigen Austauen über längere Zeiträume erhalten bleibt. In Abhängigkeit vom Wasserangebot und den klimatischen Verhältnissen wächst der Pingo aus dem oberflächennahen Sediment zu den Seiten und nach oben. Der Eiskörper wird jedoch nicht durch Vorschub in den Untergrund eingepresst. Im Radargramm werden entsprechend keine Deformationsstrukturen außerhalb des Basisreflektors dokumentiert. Der Charakter der Basis eines Pingos entspricht einer seichten schüsselförmigen Gestalt. Neben den regionalgeologischen Hinweisen von Eisvorschub wie Stauchungen und Bewegungsmarkern unterscheidet sich der Pingo gegenüber Toteiskesseln anhand seines strukturellen Aufbaus durch den markanten Hügel oder Ringwall. Durch einsetzendes Bodenfließen und Oberflächenerosion kann dieser Wall schnell eingeebnet werden. Die strukturelle Basis sowie die natürliche Verfüllung der Depression können dann denen eines Toteisloches sehr ähnlich sein.

Deflationsstrukturen wie Ausblasungswannen entstehen dort, wo feines Sediment ungeschützt von Bodenbedeckung (Pflanzen, Steine) lokal ausgeweht werden kann. Diese Strukturen stehen häufig in einem engen Zusammenhang mit räumlich nahegelegenen äolischen Akkumulationen des ausgewehten Materials (z.B. Dünen). Die Basis der Ausblasungswanne besteht aus „nicht verwehbaren“ Sediment oder Festgestein. Auf dieser Basis verbleiben schlecht sortierte Sedimente unterschiedlicher Korngröße, welche ebenfalls nicht ausgeweht werden konnten. Diese strukturelle Basis inhomogener Korngrößenverteilung bildet in einer Radarsektion Refraktionshyperbeln aus oder zeigt den Verlauf eines sehr inhomogenen Reflektors, welcher zu den Wannenrändern verschwindet. Die Genese der Struktur verläuft von der Basis bis zur Wiederverfüllung frei von Auflast und Deformation, so dass ein komplexes strukturelles Inventar entfällt. Eine spätere natürliche Wiederverfüllung der Hohlform erfolgt über Sedimenteinträge zum Wannenzentrum hin, durch Torfbildung oder Wasser, oder durch anthropogene Verfüllung. Das Füllmaterial hebt sich im Radargramm als junge Radarfazies von dem die Ausblasungswanne umgebenden Material ab. Dies begründet sich in einer unterschiedlichen sedimentären Zusammensetzung und einem differierendem Kompaktionsgrad der Füllung gegenüber dem umgebenden Sediment. Diskordante Reflektoren kolluvialer Schüttungen zum Zentrum der Depression hin dokumentieren die Ausbildung einer natürlichen Wiederverfüllung. Torfe und künstlich verfestigte Wiederverfüllungen bilden hingegen ein horizontales Reflektorenmuster innerhalb der Depression aus.

Ebenso ist die Genese von Auskolkungen (z.B. Strudellöcher, Gletschermühle) frei von Deformationen und Auflast. Auch hier wird lokal lediglich Material abtransportiert und die resultierende Hohlform möglicherweise mit unterschiedlichen Sedimenten verfüllt. In einem Radargramm würden, wie bei den Deflationsstrukturen, Unterschiede in der Lagerung, Fazies sowie in der Verdichtung der unterschiedlichen Materialien an den randlichen Basisbereichen und der Struktursohle zwischen Füllung und ursprünglich vorhandenem Sediment, anhand eines Impedanzsprunges deutlich. Die Entwicklung von Hohlformen dieses Typs inmitten einer Grundmoränenfläche ist wenig wahrscheinlich.

### 6.6.2 Hohlformen anthropogenen Ursprungs

Hohlformen anthropogenen Ursprungs entwickeln sich in der Regel auch von der Geländeoberkante in den Untergrund hinein und grenzen sich somit von einer nach unten offenen Kollapsstruktur ab. Das Resultat einer durch obertägigen Abbau geschaffenen Hohlform, entspricht im Radargramm weitgehend den zuvor beschriebenen Deflationsstrukturen bzw. Auskolkungen. Auch hier hebt sich die Grubenstruktur bzw. deren Verfüllung anhand von Dichte und Faziesunterschieden gegenüber dem natürlichen, die Struktur umgebenden Gestein ab. Sollten statische Sicherungsmaßnahmen an den Grubenrändern vor der Wiederverfüllung ergriffen worden sein, bilden diese einen deutlichen Impedanzkontrast zum umlagernden Gestein und zeigen zudem eine deutliche Winkeldiskordanz.

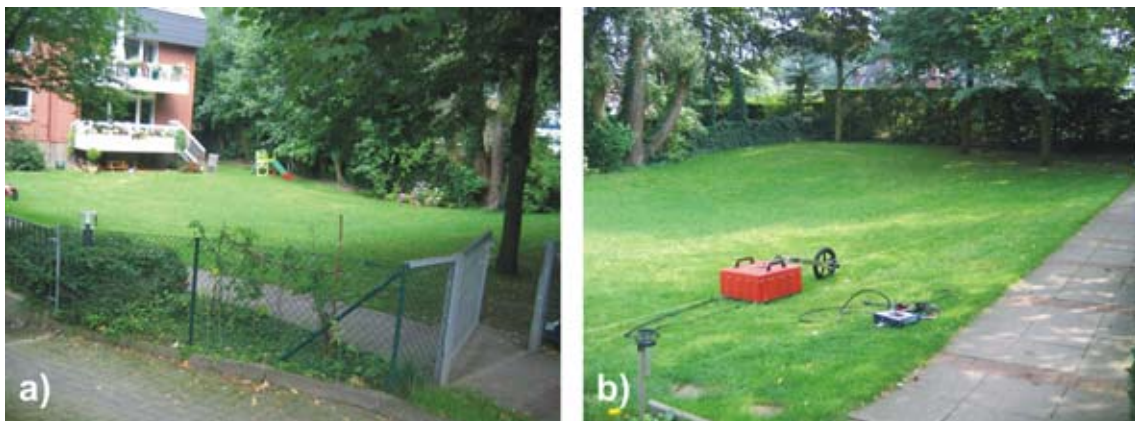
Tagesbrüche sind Kollapsstrukturen, welche aus dem Versturz von untertägigen, und von Menschenhand geschaffenen Tunnelanlagen resultieren. Der strukturelle Aufbau sowie das Erscheinungsbild an der Geländeoberkante sind von natürlichen Erdfällen nicht zu unterscheiden. Eine strukturelle Analyse mit dem Georadar würde hier die typischen Charakteristika von natürlichen Erdfällen darstellen. Auch die Subsidenzrate kann variieren. Der einzige Unterschied zwischen einem Erdfall und einem Tagesbruch liegt in der jeweiligen Genese. Der Tagesbruch verfügt über keinen natürlichen Lösungsraum und ist nach vollständigem Versturz der Hohlräume nicht reaktivierbar. Erdfälle hingegen sind reaktivierbar, solange die geologischen Gegebenheiten für die Lösung von Gesteinen im Untergrund gegeben sind.

Bombentrichter sind Impaktstrukturen und können, ähnlich dem Einschlag von außerterrestrischem Material, zu kraterförmigen Ausbildungen unterschiedlicher Größe an der Geländeoberkante führen. Die Genese findet grundsätzlich von oben in den Untergrund hinab statt. Im Radargramm zeichnet sich eine durch den Aufprall deutlich verdichtete strukturelle Basis in Form eines Reflektors hoher Impedanz ab. Je nach Intensität kann die Verfüllung aus zunächst ausgeworfenem, wenig verdichtetem Material bestehen. Randlich der kompakten Basis entstehen gestaffelte Abbruchkanten, an denen Sedimentblöcke konzentrisch nach innen abgleiten. Diese können von dem Material des zentralen Auswurfs in Form eines Ringwalles überdeckt werden. Unterhalb der kompakten Basis des Kraters zeigen sich strukturelle Muster der sich ausbreitenden Stoßwellen.

## 7 Detailanalyse einzelner Hohlformen

Zur detaillierten Analyse verschiedener Hohlformen kamen in diesem Kapitel verschiedene Untersuchungsmethoden zum Einsatz. Die vier folgenden Beispiele stehen exemplarisch für alle weiteren Strukturen des Arbeitsgebietes. Die Vermessung der Strukturen, die Analyse und Darstellung anatomischer Strukturbereiche sowie die Differenzierung primärer und sekundärer Deformationen und Bewegungsindikatoren erfolgte durch die Auswertung geophysikalischer Datensätze. Die Interpretation von Geoelektrik-Profilen sowie Georadarsektionen ließ Rückschlüsse auf die Genese jeder Struktur zu und ermöglichte eine Einteilung der Hohlformen in verschiedene Strukturtypen. Untersuchungen der Erdfälle unterhalb der maximalen Analysetiefe geophysikalischer Messverfahren erfolgten durch die Anfertigung geologischer Profilschnitte durch die Strukturen. Für die zeitliche Einschätzung zur Entstehung und der wiederholten Aktivierungen der Hohlformen wurden exemplarisch Proben biogener Sedimente geborgen und an diesen Altersdatierungen durch Pollenanalysen vorgenommen. Beobachtungen von Bewegungsindikatoren an Flur und Infrastruktur dienten dem Nachweis junger oder rezent aktiver Erdfälle. Die geographische Lagebeschreibung von Strukturen oder Strukturabschnitten erfolgt durch projizierte Koordinaten in: UTM, WGS 1984, Zone 32-Nord.

### 7.1 Struktur BS-9



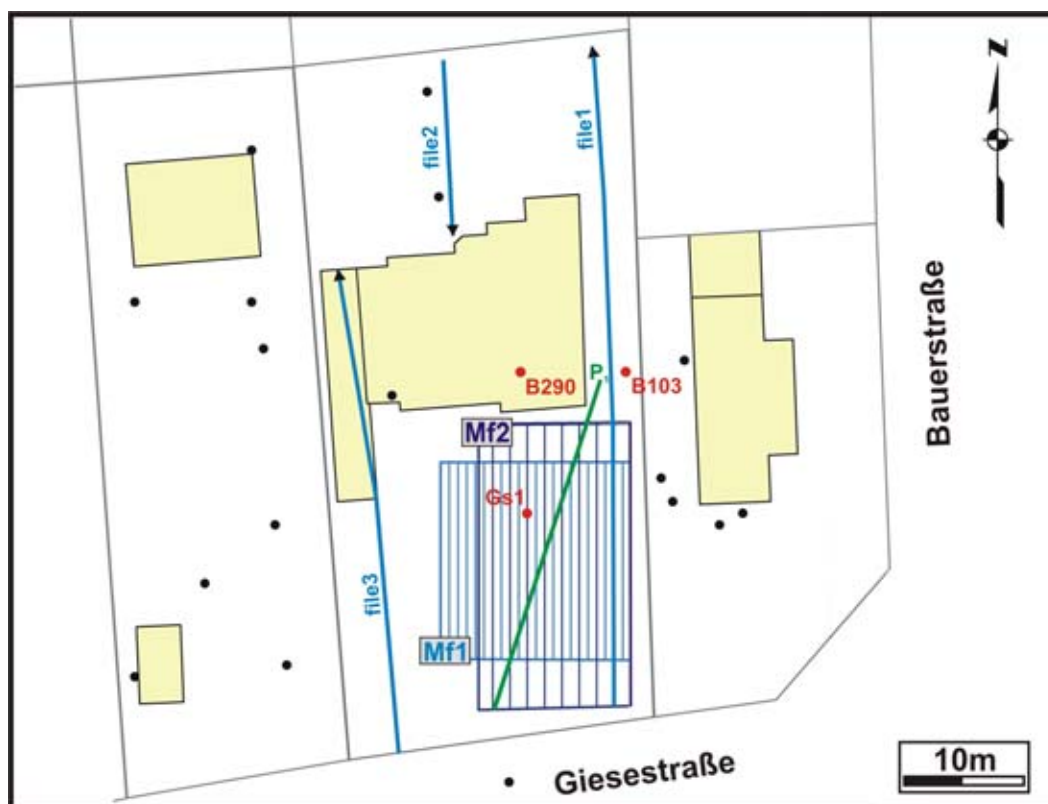
**Abb. 7.1.1:** Fotos des Garten und des Messfeldes für geophysikalische Untersuchungen an der Struktur BS-9; **a)** Blickrichtung nach NE, **b)** Blickrichtung nach SE.

Wolf (1914) berichtete bereits von einer kreisförmigen Vertiefung ca. 300 m südsüdwestlich des Bahrenfelder Sees, bei der es sich um eine Einbruchstruktur handeln sollte. Diese hatte zuletzt 1834 die Aufmerksamkeit der Bevölkerung erregt. Nach zeitgenössischen Presseberichten im "Altona'schen Mercurius" sollen an der Ecke Bauer- und Giesestraße in der Nacht vom 24. zum 25. Januar fünf Eichen von 30 Fuß Höhe spurlos versunken sein. Um 1895 wurde diese Depression vollkommen mit Füllboden eingeebnet bzw. sogar überhöht aufgeschüttet. Durch spätere Setzungen des sicher nicht verdichteten Materials entstand wieder eine Senke, die später zu

einem Gartenteich ausgebaut wurde. Heute lässt sich nach intensiven Regenfällen erahnen, wo einst die Eichen verstürzten. Denn dann erscheint auf der angelegten Rasenfläche eines Mehrfamilienhauses eine kreisrunde Vernässungszone.

Die geographische Lage dieser „sagenhaft“ überlieferten Erdfallstruktur ist hinreichend bekannt, um verschiedene Messfelder und Einzelprofile geophysikalischer Verfahren in dem Vorgartenbereich dieses Mehrfamilienhauses in der Giesestraße zu etablieren (Abb. 7.1.1a, b). Die im Untergrund verborgene Struktur sollte mittels Georadar und ergänzend durch Widerstandsgеоelektrik aufgelöst werden. Das Ziel war es, anhand der neuen Erkenntnisse über den strukturellen Aufbau und die Anatomie des Erdfalles die Genese abzuleiten und eine genaue Klassifikation der Kollapsstruktur vorzunehmen. In dieser Studie beispielhaft gewonnene Erkenntnisse über Bewegungsmuster der Sedimente und charakteristische Deformationsstrukturen sollten auf spätere Untersuchungen weiterer Hohlformen angewendet werden.

In Abbildung 7.1.2 ist die geographische Lage der Messfelder Mf1 (100 MHz Antenne) und Mf2 (200 MHz Antenne) zur detaillierten Aufnahme der Struktur dargestellt. Die jeweiligen Einzelprofile file1 bis file3 dienen der Analyse des peripheren Strukturbereiches. Ergänzend zu den Radarmessungen wurde ein Geoelektrikprofil direkt über den zentralen Bereich des Erdfalles gelegt. Außerdem wurde im Erdfallzentrum eine Flachbohrung (Gs1) abgeteuft.



**Abb. 7.1.2:** Geographische Lage der GPR Profile 1-3 (blaue Pfeile) mit Zugrichtung der Antennen, Mf1=Messfeld 1, Mf2=Messfeld 2, Geoelektrikprofil (grün); Bohrpunkte (schwarz), Bohrpunkte (rot) zur Korrelation mit GPR Daten; Quelle Topographie und Bohrlokationen: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg); Bohrung Gs1 (eigens abgeteuft Bohrung).



### 7.1.1 Widerstandsgeoelektrik

Für die Messung der Widerstandsverteilung im Untergrund mit der Anlage Syscal Junior Switch 48 wurde eine einfache Auslage gewählt. Der Profilverlauf  $P_1$  ist in Abbildung 7.1.2 als grüne Linie dargestellt. Entlang dieses Profils wurden zwei unterschiedliche Konfigurationen gemessen:

- Konfiguration 1: 0,6 m Elektrodenabstand, Wenner-Schlumberger Geometrie mit 775 Quadrupolmessungen, Orientierung der Auslage: SW-NE, Länge 28,2 m
- Konfiguration 2: 0,6 m Elektrodenabstand, Dipole-Dipole Geometrie mit 596 Dipolmessungen, Orientierung und Länge wie bei Konfiguration 1

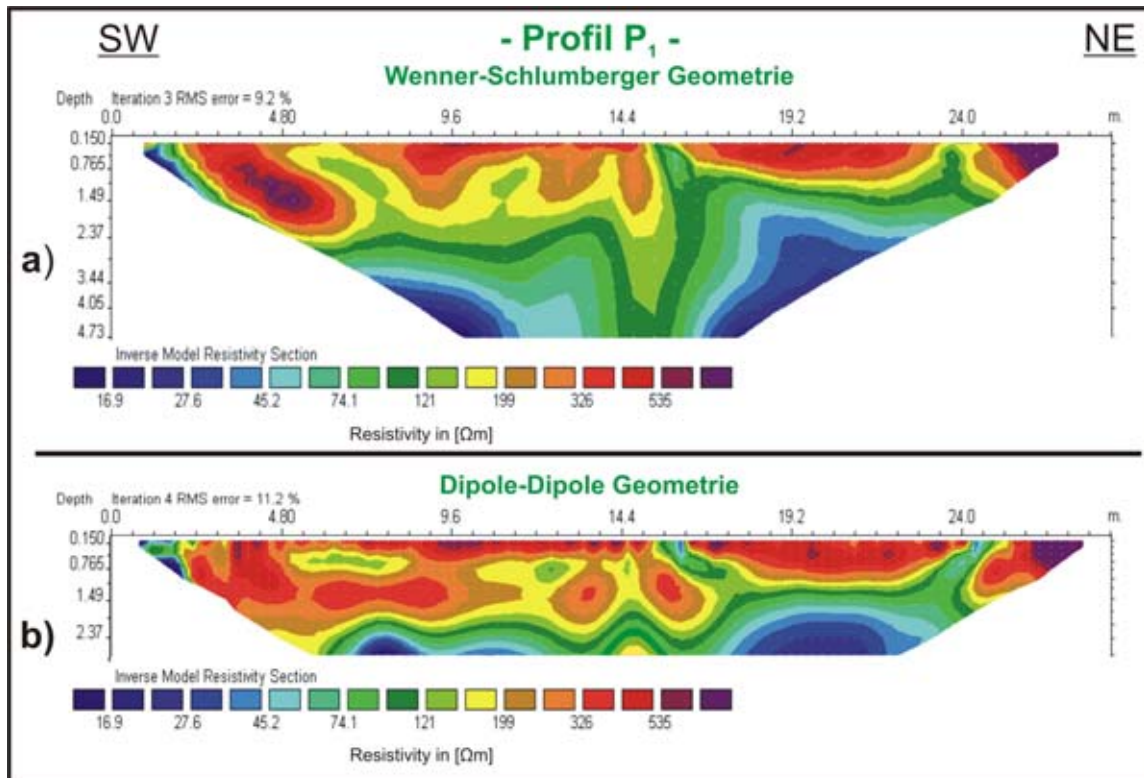
Da beide Messungen auf der identischen Auslage durchgeführt wurden, sind diese direkt miteinander vergleichbar. Die Qualität der Messungen sollte durch einen vordefinierten Messfortschritt gesichert werden. Lag die Standardabweichung nach drei Messdurchläufen über 10%, wurden weitere Messungen an dieser Konfiguration durchgeführt, bis der Fehler kleiner als 10% oder eine maximale Anzahl von sechs Messungen erreicht wurde. Die Messdauer beträgt 1000 ms. Außerdem wurde jeweils nur eine Widerstandsmessung ohne induzierte Polarisations-Messung durchgeführt. Besondere Einschränkungen erfuhr die Auslage durch die enge Bebauung, die Straßenführung sowie ungünstige oder störende Faktoren bedingt durch die Anlage der Grundstücke.

Die Widerstandswerte der Wenner-Schlumberger Messung liegen zwischen 15.84 [ $\Omega$ m] und 696.71 [ $\Omega$ m]. Die Inversion wurde bis zur dritten Iteration durchgeführt. Ein RMS Fehler von 9,2% ist durchaus akzeptabel. Die Sektion in Abbildung 7.1.3a zeigt in Oberflächennähe deutlich hochohmige Bereiche der Auffüllung (rote Farben). Während blaue Farben ab einer Analysetiefe von ca. 2,4 m einen signifikanten Wechsel zu niederohmigen, also gut leitenden Materialien an den Randbereichen signalisieren, bildet sich bei Profilmeter 14,5 ein deutlicher Widerstandskontrast ab. Die höherohmigen Farbdarstellungen (grün) stellen eine trichterförmige Struktur dar. Während diese Trichterstruktur anhand des durchgängigen Widerstandskontrastes im Südwesten bis zur Geländeoberkante zu verfolgen ist, erstreckt sich der nördliche Strukturbereich vermutlich noch bis über die Sektion hinaus. Die Gesamtstruktur zeigt somit eine leichte Asymmetrie. Im äußersten Nordosten wird der Einfluss des Fundamentes des Mehrfamilienhauses anhand der besonders hochohmigen Signale sichtbar.

Bis zur maximalen Analysetiefe wird aus dem sich verjüngenden Trichter eine nur wenige Meter breite Röhre. Die Messung erreicht eine Tiefe von rund 4,7 Metern, was einem sechstel der Auslagenlänge von 28,2 Metern entspricht. Dieses Verhältnis von Eindringtiefe zu Auslagenlänge ist bei diesen Messkonfigurationen vertretbar.

Die Dipole-Dipole-Messung (Abb. 7.1.3b) ergänzt und bestätigt nach der Inversion mit vier Iterationen und einem RMS Error von 11,2% das Inversionsergebnis der Wenner-Schlumberger Konfiguration in den obersten drei Metern. Die Lage des

strukturellen Zentrums liegt bei beiden Inversionsergebnissen bei ca. 14,5 m. Die maximale Analysetiefe der zweiten Konfiguration ist allerdings deutlich geringer. Zusammenfassend ist das Ergebnis der beiden Messungen in sich konsistent. Leichte Abweichungen der Ausdehnung und Position des Erdfalls zwischen Wenner-Schlumberger und Dipole-Dipole Messung sind auf die unterschiedliche Messkonfiguration zurückzuführen und liegen innerhalb der Messtoleranz.



**Abb. 7.1.3:** Graphische Darstellung der Inversionsergebnisse; **a)** Wenner-Schlumberger Konfiguration, **b)** Dipole-Dipole Konfiguration.

### 7.1.2 Georadar

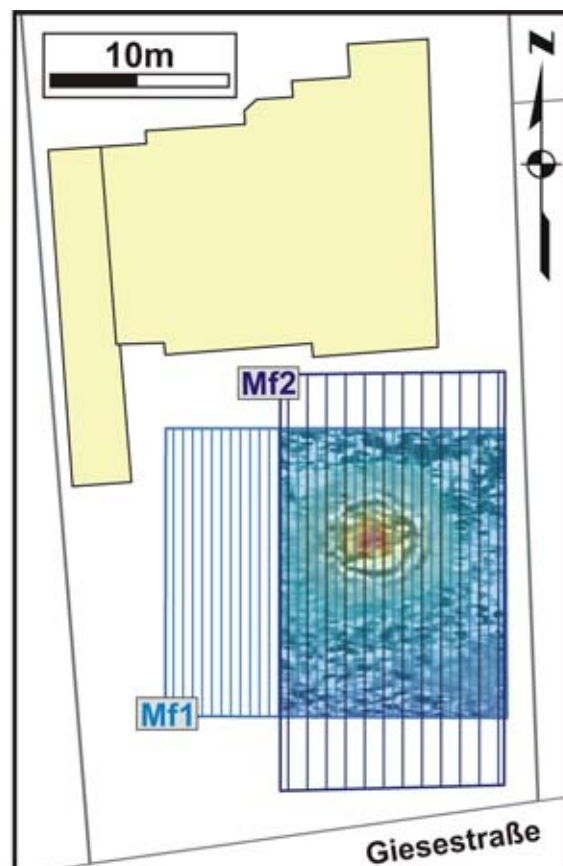
Aufgrund von Voruntersuchungen in dem oben dargestellten Vorgartenbereich, ließ sich die geographische Ausbreitung der Hohlform leicht eingrenzen und eine Strategie für die Auslage zweier Messfeldgeometrien entwickeln. Ziel war es, die kleinräumige Struktur in Form eines 3D-Datensatzes aufzunehmen (Abb. 7.1.6a, b). Dadurch ist eine dreidimensionale Interpretation innerhalb eines Daten-Cubus möglich. Um eine möglichst hohe strukturelle Auflösung zu erzielen und dabei nicht auf Informationen aus der maximalen Analysetiefe verzichten zu müssen, erfolgten die Untersuchungen sowohl mittels 100 MHz- als auch 200 MHz-Antennen. Die Unterschiede in den Messfeldgeometrien sind überwiegend von der jeweiligen Mobilität der unterschiedlichen Antennen abhängig. Die Doppelauslage der 100 MHz-Antenne erfordert ca. 2 m mehr Raum an den Basislinien (Profilanfang und -ende) des Messfeldes. Die Eigenschaften der beiden Messfelder lassen sich wie folgt charakterisieren:

- **Mf1** (100 MHz): Länge: 17 m; Breite: 13,2 m; Profilverband: 0,3 m; Anzahl der Profile: 45; Querprofil bei 0 m, 6 m und 17 m; Eindringtiefe: ca. 11 m
- **Mf2** (200 MHz): Länge: 24 m; Breite: 10,2 m; Profilverband: 0,3 m; Anzahl der Profile: 35; Querprofile nach 0 m und 6 m; Eindringtiefe: ca. 5 m

Probleme bei der Datenaufnahme entstanden durch die allgemeine Anlage des Gartens mit Beeten und Zäunen. Im Westen begrenzen die Zufahrt und die Tiefgarage die Fortführung der Messfelder. Nördlich wird die Messauslage durch das Mehrfamilienhaus limitiert, was besonders die Analyse der peripheren Bereiche des Erdfalls und eine Abschätzung möglicher Auswirkungen des Kollapses auf die unmittelbar vorhandene Überbauung und angrenzende Infrastruktur erschwerte.

### 7.1.3 Ergebnisse der bathymetrischen Vermessung

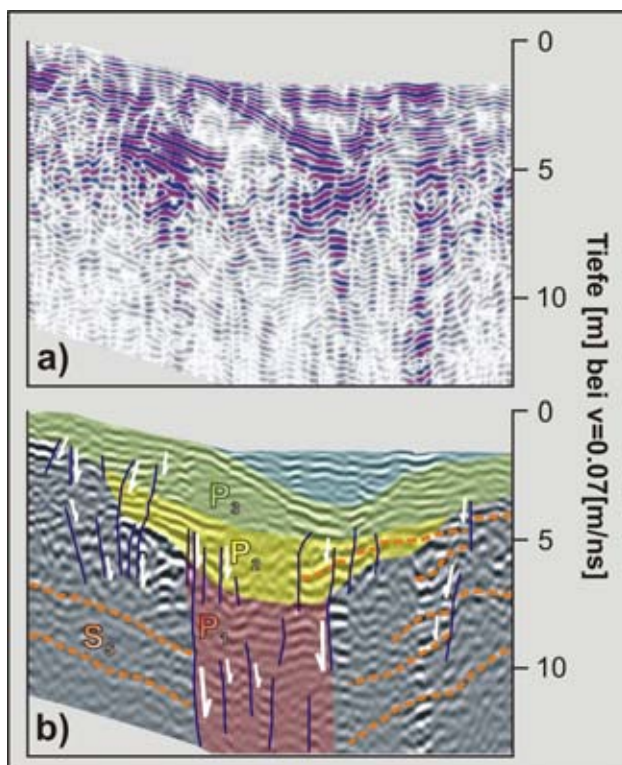
Für die bathymetrische Vermessung der Struktur wurde aufgrund der höheren Eindringtiefe der 100-MHz Antenne das Messgrid Mf1 gewählt. Die Geländeoberkante fällt zunächst von der südlichen Grundstücksgrenze, dem Beginn des Messfeldes, über einige Profilmeter hinweg nach Norden hin ab. Anschließend bildet der Garten eine ebene Fläche (Abb. 7.1.1a, b). Der Farbverlauf der bathymetrischen Darstellung der Reflektoren (Abb. 7.1.4) zeigt in dem kurzen Hangbereich einen kontinuierlichen Wechsel von dunkel- zu hellblauen Farbtönen und belegt ein paralleles bis subparalleles Einfallen der Reflektoren zur Geländeoberkante. In dem übrigen Gartenbereich ist eine parallele bis subparallele Lagerung der Reflektoren innerhalb des Messfeldes lediglich an den Messfeldrändern zu beobachten. Diese Reflektoren sind durch blau-grüne Farbtöne gekennzeichnet. In dem zentralen Bereich des Messfeldes erscheint hingegen eine markante und kreisrunde Struktur. Der zum Zentrum hin sich intensivierende Farbwechsel von grün nach gelb dokumentiert eine Zunahme des Einfallswinkels der Reflektoren im Untergrund mit der Tiefe und signalisiert den Kragenbereich der Versturzstruktur. Das Erdfallzentrum ist durch rote Farbtöne gekennzeichnet und lässt sich



**Abb. 7.1.4:** Bathymetrische Auswertung (halbtransparent) über xy-Schnitt in 6 m Tiefe; grün: Trichter, gelb: Kragenbereich, rot: Versturzhöhle; Quelle Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

als Versturzhöhle interpretieren. Die geographische Lage der zentralen Struktur wird mit den Koordinaten 559384/5935316 beschrieben. Die maximale Analysetiefe beträgt hier rund 11 m. Der farbigen bathymetrischen Auswertung der Radardaten wurde ein in Grautönen dargestellter Zeitschnitt (xy-Ebene) unterlegt. Dieser liegt bei einer Analysetiefe von ca. 6 m und untermalt die charakteristischen Hauptmerkmale der Kollapsstruktur. Der kreisrunde „glatte“ Außenbereich entspricht dem weit geöffneten Trichter, der markante Kragen ist durch das starke Relief hervorgehoben und die Versturzhöhle ist in der Aufsicht durch die unruhigen Reflektoren der Versturzbrekkzie in dieser Tiefenlage gekennzeichnet. Der maximale Durchmesser des zentralen Trichters beträgt ca. 8 m, der des Kragens ca. 5,5 m und die Versturzhöhle hat einen Radius von gut 2 -3 m. Diese Werte lassen sich gut mit dem Ergebnis der Widerstandsmessungen korrelieren.

#### 7.1.4 Vermessung der Primärstrukturen



**Abb. 7.1.5:** Radarsektion Mf1-file18 (Länge: 17m); **a)** nicht interpretiert; **b)** interpretiert: rot= $P_1$ -primäre Versturzhöhle, gelb= $P_2$ -Kragen, grün= $P_3$ -Trichter, hellblau: verfüllter Gartenteich, dunkel-blaue Linie=vertikale Gleitflächen, gestrichelte Linie (orange)= $S_s$ -sekundäre Rutschflächen.

Wie sich bereits aus den geoelektrischen und auch aus den bathymetrischen Untersuchungen angedeutet hat, sind die markanten Primärstrukturen des Versturzes durch die räumliche Vermessung mittels Georadar annähernd vollständig abzubilden. Das Radargramm (Mf1: file19) in Abbildung 7.1.5a zeigt einen tomographischen Schnitt von Süd nach Nord durch den zentralen Erdfall. Der kräftige Reflektor einer oberflächennahen Depression mit einem maximalen Durchmesser von ca. 7 m lässt sich als Sohlbereich des ehemaligen Gartenteichs interpretieren. Es ist anzunehmen, dass es sich hierbei um den initialen Oberflächenverstoß handelt, da unterhalb des Teichgrundes die Reflektoren deutlich gestört sind und die Kollapsstruktur nachzeichnen.

Die horizontalen Reflektoren der Verfüllung dieses primären Versturzkrauers nahe der ehemaligen Geländeoberkante zeigen hingegen weder Deformationen noch eine Schüttungsrichtung an und beschreiben das charakteristische Muster einer anthropogenen Auffüllung, welche später natürlich verdichtet wurde. Auffällig ist hierbei, dass diese oberflächennahe Depression nicht unmittelbar über der zentralen primären Versturzhöhle  $P_1$  liegt, sondern oberhalb des nördlichen Kragenbereiches  $P_2$

(Abb. 7.1.5b). Diese Asymmetrie der Struktur bestätigt die Beobachtung der widerstandselektrischen Vermessung (Abb. 7.1.3a) und lässt sich auch in den tieferen Analysesektionen des Trichters sowie des Kragens beobachten. Aus Abbildung 7.1.5a und 7.1.5b wird deutlich, dass die südliche Trichterflanke ein deutlich geringeres Einfallen zeigt als die nördliche. Erstere verflacht zum Strukturrand hin zunehmend, so dass sich deren Neigungswinkel dem der Geländeoberkante annähert. Die nördliche Trichterflanke hingegen zeigt konstante Einfallswerte. Anhand der Messdaten muss davon ausgegangen werden, dass sich diese Flanke über das nördliche Ende des Messfeldes bis unter das Mehrfamilienhaus hin erstreckt.

Unmittelbar im Verjüngungsbereich zwischen Erdfalltrichter  $P_3$  und der zentralen Versturzhöhle  $P_1$  zeigt sich der Kragen  $P_2$  durch Reflektoren hoher Impedanz. Diese Reflektoren „reißen“ abrupt an den steilen Abbruchkanten der primären Kollapsröhre ab. Die zerrüttete Verfüllung innerhalb dieses Übergangsbereichs erscheint in der Radarsektion als chaotisches Hyperbelmuster der Versturzbrekkzie und lässt sich bis in den oberen Bereich der primären Kollapsröhre verfolgen. Die Mächtigkeit dieses ehemals aufgelockerten Sedimentes lässt sich auf ca. 3 m abschätzen. In den tieferen Bereichen der Versturzhöhle sind die Reflektoren überwiegend subhorizontal gelagert. Einzelne Pakete hervortretender Reflektoren deuten an, dass innerhalb der Versturzhöhle Sedimentkörper senkrecht gegeneinander versetzt worden sind. Die Primärstrukturen lassen sich bis zur maximalen Analysetiefe von ca. 11 m gut verfolgen.

#### 7.1.5 Vermessung sekundärer Bewegungsflächen

Aufgrund der bereits beschriebenen Einschränkungen in der Auslage des Messfeldes war die räumliche Analyse der Sekundärstrukturen lediglich in dem Bereich zwischen der primären Versturzhöhle und den Messfeldrändern, sowie unterhalb des Kragenbereiches möglich. Die Distanz zwischen den primären Abbruchkanten der Versturzhöhle und den Messfeldrändern entspricht nach Norden bzw. Süden einer Strecke von jeweils nur 5 m. Innerhalb dieses sehr kurzen Analysebereichs treten konzentrisch einfallende Reflektoren sekundärer Bewegungsflächen auf. Die Abbildungen 7.1.5a und 7.1.5b verdeutlichen, dass die Reflektoren der sekundären Gleitflächen im Süden der Versturzhöhle weniger intensiv deformiert wurden als die steiler einfallenden Reflektoren des nördlichen Strukturbereiches. Letztere werden entlang vertikal bis subvertikal einfallender Abbruchkanten (Abb. 7.1.5b, blaue Linien) mit Beträgen im Bereich mehrerer dm gegeneinander versetzt. Durch die unterschiedlichen Neigungswinkel im Norden und Süden wird die Asymmetrie der Struktur sowohl zu den Randbereichen des Messfeldes als auch bis in die maximale Analysetiefe bestätigt. Vereinzelt treten Muster von linsenförmigen Rutschmassen auf, jedoch sind diese innerhalb des beschränkten Analysebereiches nicht immer eindeutig zu identifizieren. Eine strukturelle Basis ist innerhalb des gesamten Datenraumes bis in die maximale Analysetiefe nicht zu erkennen. Dieses spricht dafür, dass innerhalb des Datenkubus lediglich das zentrale und schlagartige Versturzergebnis vollständig



dokumentiert wurde. Die konzentrisch einfallenden Reflektoren sekundärer Deformationen reichen zu allen Seiten über die Ausmaße des Messfeldes hinaus und lassen sich bis in die maximale Analysetiefe verfolgen. Daher muss von einem wesentlich weiträumigeren Subsidenzbereich ausgegangen werden.

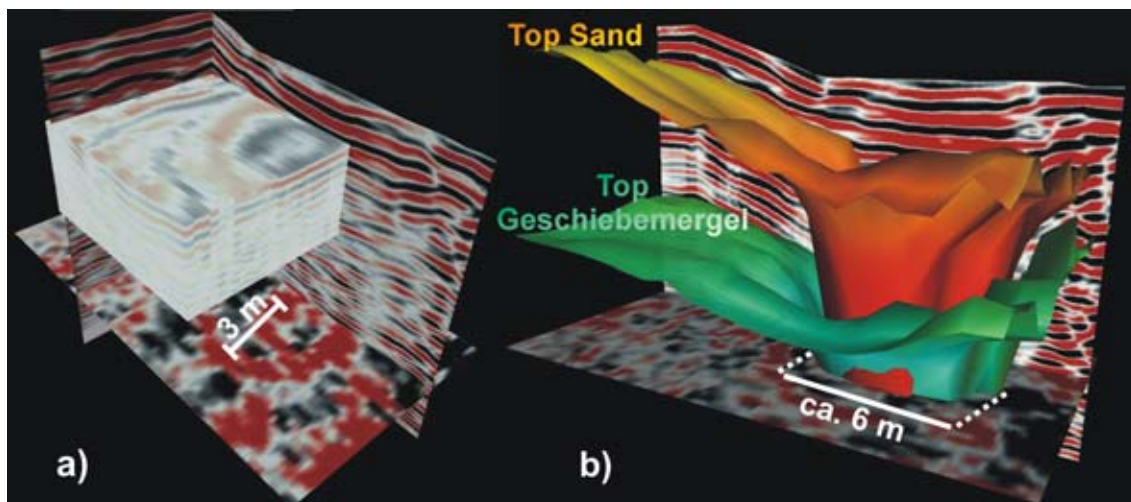
#### 7.1.6 Beschreibung der peripheren Strukturbereiche

Mit der Anlage von weiteren Radarprofilen (file1 bis file3) sollte ergründet werden, ob es im Zusammenhang mit dem zentralen Versturz zusätzliche Hinweise auf weiträumige Subsidenzstrukturen im Untergrund gibt. Bedingt durch die Überbauung im Norden und die Tiefgaragenzufahrt im Westen des Messfeldes erwies sich dies als schwierig, so dass die Interpretation nicht räumlich erfolgen konnte. File1 verfolgt die Strukturen in der Verlängerung des östlichen Messfeldrandes nach Norden. Auf der Höhe des zentralen Versturzes, der hier nicht mehr direkt dokumentiert wird, weisen verstellte Reflektoren auf eine deutliche Bodenunruhe hin. Die Radarsektion schneidet in diesem Bereich die Struktur im Streichen der konzentrisch einfallenden Reflektoren, also in einem äußerst flachen Winkel. Ein solcher Anschnitt ist für die Interpretation problematisch. Die Struktur ist hier jedoch durch die räumliche Analyse weitreichend bekannt und es kann davon ausgegangen werden, dass sich bei einem kontinuierlich geraden Profilverlauf oberhalb dieser Zirkularstruktur der Anschnittswinkel erhöht. Bei Profilmeter 25 bildet sich nahe dem Analysemaximum die undeformierte Basis anhand von horizontalen Reflektoren ab. Oberhalb der Basis steigen diskordant die Reflektoren des peripheren nördlichen Erdfalltrichters bis zum Profilmeter 37 nach Norden an und brechen abrupt an wiederum horizontal gelagerten Reflektoren in ca. 3 m Tiefe unter Flur ab. Das Profil verläuft hier in unmittelbarer Nähe zum Gebäude, so dass es sich bei diesem konstanten horizontalen Radarsignal um Wandeffekte der Kellerwanne und des Fundaments handeln kann. Gestützt wird diese Vermutung durch das Wiederauftreten der nach Süden geneigten Reflektoren nördlich des Mehrfamilienhauses. Auch das Kurzprofil file2 nördlich des Gebäudes zeigt nach Süden geneigte Reflektoren an. Das westlich der Messfelder angelegte Profil file3 kann lediglich auf der Höhe des Messfeldes interpretiert werden, da im weiteren Verlauf das Signal der Tiefgaragenzufahrt aufgenommen wurde. In dem interpretierbaren Bereich der Radarsektion lässt sich eine deutliche Bodenunruhe feststellen. Durch den flachen Anschnittswinkel der Struktur besteht jedoch dieselbe Problematik in der Interpretierbarkeit der Daten wie in Profil file1. Trotz des geringen Datenmaterials kann davon ausgegangen werden, dass das Gebäude zumindest teilweise auf den peripheren Bereichen der Subsidenzstruktur errichtet wurde. An der Geländeoberkante lassen sich keine Deformationsstrukturen beobachten.

#### 7.1.7 Deformationsstil

Die räumliche Analyse des Zentralbereiches des Erdfalls zeigt drei wesentliche strukturelle Merkmale der Deformation:

- Sequenzen besonders intensiver Deformation zeichnen sich in der interpretierten Radarsektion (Abb. 7.1.5b) in Form von subvertikalen oder vertikalen Abbruchkanten ab (dunkelblaue Linien). Der jeweilige Versatz der an den Abbruchkanten verstellten Reflektoren kann mehrere dm betragen. Durch die Aneinanderreihung mehrerer „gestaffelter“ Versätze bildet sich ein Stufenmuster der Reflektoren aus. Dieses ist nördlich der zentralen Versturzhöhle intensiver ausgeprägt als im südlichen Bereich des Erdfalls, wo die Reflektoren allgemein flacher einfallen. Die Länge jeder Abbruchkante variiert. An dem Hauptabbruch des primären Versturzes ist die Deformation am Größten. Entlang dieser saiger stehenden Gleitflächen wird das Massendefizit im Untergrund durch einen schlagartigen Versturz einer kompakten „Sedimentsäule“ ausgeglichen. In den tieferen Analysebereichen zwischen 8 m und 11 m bleibt die ehemals horizontale Lagerung der verfestigten Sedimente erhalten oder wird nur geringfügig gestört. Teilweise werden auch Pakete horizontaler Reflektoren innerhalb der Hauptversturzhöhle gegeneinander versetzt. Konzentrisch einfallende Reflektoren außerhalb des Primärversturzes enden abrupt an den primären Bewegungsflächen. Abbildung 7.1.5b zeigt die Abbruchkanten in Form dunkelblauer Linien unterschiedlicher Länge und die verstürzte „Sedimentsäule“ in transparentem rot.
- In den Bereichen weniger intensiv deformierter Reflektoren tritt ein unruhiges Wellenmuster in Richtung zum Versturzzentrum hin auf. Die Reflektoren zeigen ein „flexurartiges“ Umbiegen der Sedimente oberhalb und unterhalb der Abbruchkanten im nördlichen Strukturbereich. Südlich des Hauptversturzes ist dieses Wellenmuster der flacher einfallenden Reflektoren nur schwach ausgeprägt oder fehlt völlig und steht nicht in einem Zusammenhang mit weiteren Abbruchkanten, da diese hier nicht ausgebildet sind (Abb. 7.1.5b).



**Abb. 7.1.6:** Visualisierung des 3D-Datensatzes der Erdfallstruktur BS-9; **a)** Auflösung der zentralen Struktur in drei Ebenen und einem Volumen-Cubus, **b)** räumliche Interpretation der Erdfallstruktur mittels Korrelation von Bohrdaten und geophysikalischen Daten.

- Reflektoren von Rutschkörpern bzw. Gleitmassen sind in dem zentralen Bereich des Erdfalls nur gering und undeutlich ausgeprägt. Diese treten oberhalb des Kollapskragens auf und lassen sich bis in den höheren Bereich der Versturzhöhle in Form der Kollapsbrekzie nachvollziehen. Weniger stark zerrüttet sind die Gleitmassen am nördlichen Strukturbereich. Hier treten linsenförmige oder sigmoidale Reflektoren an den am stärksten geneigten „Wellenhängen“ der deformierten Gleitflächen auf.

Mit zunehmendem Abstand vom Versturzzentrum vermindert sich die Intensität der Deformation signifikant. Der Einfallswinkel der Reflektoren nimmt deutlich ab und nähert sich einem parallelen Verlauf zur Geländeoberkante an. Die undeformierte strukturelle Basis des Erdalles endet erst nördlich des Mehrfamilienhauses an der Geländeoberkante.

#### 7.1.8 Auswahl der Bohrlokalisierung und Auswertung von Bohrdaten

Aufgrund der Geologischen Karte des Arbeitsgebietes (Abb. 4.4) waren im oberflächennahen, zentralen Bereich der Hohlform BS-9 Torfe zu erwarten. Diese sollten durch Pollenanalysen altersdatiert werden und, neben der mündlichen Überlieferungen des Einsturzereignis von 1834, durch das Bildungsalter der organogenen Sedimente weitere Hinweise auf frühere Subsidenzereignisse geben. Entgegen dem Kartenbild wurden bei einer eigens durchgeführten Rammkern-Bohrung (Gs1) bis in 4 m Tiefe im Zentrum des Erdalles (Abb. 7.1.2) keine oberflächennahen organogenen Sedimente angetroffen. Bei der Verfüllung des zentralen Bereiches der Hohlform wurden überwiegend feine Sande und Geschiebemergel erbohrt. Aus einer Tiefe von 3,8 m traten Kohlereste und Porzellanscherben zu Tage. Dieses Material weist auf eine junge anthropogene Verfüllung hin und wurde nicht als Zeitmarker für Siedlungsaktivität, sondern als zeitgenössischer „Müll“ der Verfüllung von 1895 interpretiert. Auf eine weitere Vertiefung der Bohrung wurde verzichtet, da zum einen aus den umliegenden Referenzbohrungen in größerer Tiefe keine Torfe zu erwarten waren und zum anderen, weil die genutzte Bohrausrüstung durch hohe Kohäsion in den Feinsanden an ihre technischen Grenzen stieß. Da auch im Archiv des Geologischen Landesamtes Hamburg keine Bohrungen aus dem Zentralbereich der Versturztstruktur vorliegen, wurde hier neben den in Kapitel 5 bereits erfolgten Modellierungen der peripher gelegenen Bohrungen, auf die Ausarbeitung eines geologischen Profils verzichtet. Um die geophysikalischen Daten in einen Zusammenhang mit den oberflächennahen geologischen Informationen zu setzen, wurde Profil file1 mit den nahe gelegenen Bohrungen B290, B103 und Gs1 korreliert. Dadurch konnten zwei Leitreflektoren, (Fein-)Sand und Geschiebemergel verifiziert werden. Das Ergebnis ist in Abbildung 7.1.6b dargestellt.

#### 7.1.9 Klassifizierung und Genese

Der ehemalige Oberflächenkollaps ist seit seiner letzten merklichen Aktivität vor rund 175 Jahren zumindest in den Bereichen der Überbauung und der zentralen

Versturzröhre und des ehemaligen Gartenteiches durch Menschenhand verfüllt worden. Da eine rezente Aktivität in Form einer Oberflächensenke nicht erkennbar ist, wird die Struktur zunächst als *buried*-Typ klassifiziert. Sowohl die Auswertung des widerstandsgeoelektrischen Verfahrens als auch die Georadarmethode zeigen, dass der zentrale Bereich der Struktur durch eine kleinräumige Versturzröhre mit einem Durchmesser von wenigen Metern und einem engen Kragenbereich gekennzeichnet ist. Das ehemals nahe der Geländeoberkante befindliche Material verstürzte schlagartig in einen sich nach unten hin verjüngenden Trichter und wurde dabei stark zerrüttet. Dieses zeigen die deutlichen Reflektorenmuster der Versturzbrekkzie innerhalb des Kragenbereiches und der oberen Versturzröhre an. In den tieferen Sektionen der Kollapsröhre sind einzelne Pakete des kompakten Versturzmaterials gegeneinander versetzt. Die hohe primäre Versturzenergie zeigt sich auch außerhalb der primären Abbruchkanten, besonders in den steiler einfallenden Reflektoren des nördlichen Kollapstrichters. Unabhängig von einer Materialänderung werden die Reflektoren deutlich gegeneinander versetzt oder flexurartig verbogen. Es kommt zur Ausbildung interner konzentrisch gleitender Rutschmassen. Da der primäre Kollapstrichter einen Durchmesser von 10-15 m nicht überschreitet, führte dieses primäre schlagartige Subsidenzereignis zur Ausbildung eines Erdfalles des *dropout*-Typs. Die asymmetrische Form der Struktur ist auf das primäre Versturzereignis zurückzuführen; denn diese ungleichmäßige Gestalt wird durch die deformierten Reflektoren belegt. Somit scheiden sekundär eingetragene Kolluvien oder sich unmittelbar nach dem Verstoß bildende Erosionsflächen durch Wassereintrag aus. Da der Erdfall durch einen vollständigen räumlichen Datensatz analysiert wurde, kann hier die Problematik eines Anschnittfehlers der Struktur ausgeschlossen werden.

Die Intensität des kleinräumigen Verstoßes wird ebenfalls durch den reliktsch erbohrten Kulturmüll der Verfüllung in 4 m Tiefe unter Flur deutlich. In dieser Tiefe bildet sich mit dem Muster unruhiger Reflektoren die Oberkante der zerrütteten Versturzbrekkzie ab, welche unmittelbar nach dem Verstoß den „Boden“ des Kraters bildete und eine Mächtigkeit von 3 m bis 4 m aufweist. Der Krater selbst zeigte einen nur unwesentlich größeren Durchmesser von 5 m bis 8 m. Anhand der Betrachtung nahe gelegener Bohrungen wird deutlich, wie es zur Ausbildung und dem statischen Erhalt einer derart steilen Röhre bis nahe an die Geländeoberkante kommen konnte. Die Bohrungen belegen durchweg eine geringmächtige Auflage von Feinsand. Darunter wird eine mächtige Abfolge bindiger Sedimente wie Geschiebemergel dokumentiert.

Unklar ist die Entwicklung der Struktur in den peripheren Bereichen der Hohlform. Der vorhandene Datensatz lässt auf einen deutlich größeren Durchmesser der Gesamtstruktur von mehr als 30 m schließen. Hier wird die undeformierte Basis sichtbar und definiert das strukturelle Ende in horizontaler als auch in vertikaler Ausbreitung. Die Reflektoren fallen deutlich flacher ein als in Verstoßnähe und auch die Deformations- und Bewegungsmuster sind weniger intensiv ausgeprägt. Eine mögliche Erklärung wäre ein einsetzender Prozess sedimentären Kriechens zum

Erdfallzentrum hin. Dieser Prozess würde durch die geologischen Gegebenheiten begünstigt, da die zum Erdfallzentrum hin geneigten bindigen Böden als Gleithorizont für die feinen Sande dienen könnten. Bei ausreichender Bodenfeuchte reichen für diesen Prozess bereits Neigungswinkel von 3-5° aus. Es kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, dass die peripheren Strukturen durch eine weiträumige Subsidenz geringer Versatzbeträge hervorgerufen wurde. Wie oben bereits erwähnt ist dokumentiert, dass ein mögliches Nachsacken der Verfüllung aufgrund fehlender Verdichtung über die Zeit stattgefunden haben könnte. Aus der Stadt Lüneburg ist jedoch eine rezente Subsidenzstruktur bekannt, welche ebenfalls im Verlauf des HADU-Projektes untersucht wurde und zunächst nur einen kleinräumigen Versturzkater bis an die Geländeoberkante ausgebildet hat. In den folgenden Jahren kam es hier zur weiträumigen Absenkung eines Gebietes mit einem Durchmesser von über 100 m und Versatzraten von bis zu 16 cm pro Jahr. Diese Beobachtung belegt, dass sich aus einem schlagartig erfolgten und kleinräumigen Erdfall des *dropout*-Typs ein weiträumiges Nachsacken in Form eines *suffosion*-Typ entwickeln kann.

Im Verlaufe der Untersuchungen wurden keine eindeutigen rezenten Bewegungen an der Geländeoberfläche erkannt. Straßenrisse und mündliche Überlieferungen aus der Nachbarschaft weisen hingegen auf Bewegungen im oberflächennahen Untergrund hin. Ein direkter Zusammenhang zwischen diesen Bewegungsindikatoren und der Erdfallstruktur BS-9 konnte nicht abgeleitet werden. Um einen Nachweis für rezente Aktivität der Struktur BS-9 zu erbringen, wäre eine genaue und langfristige Vermessung der Überbauung oberhalb des nördlichen Strukturrandes ratsam.

## 7.2 Struktur BS-8

Die kreisrunde Struktur BS-8 ist mit ca. 80 m im Durchmesser eine der größten wassergefüllten Hohlformen des Arbeitsgebietes. Um diesen Bahrenfelder See kursieren viele geheimnisvolle Geschichten. So soll hier im Mittelalter ein Kloster mit frevlerischen Mönchen versunken und 1859 ein Fuhrwerk mit Pferd und Wagen spurlos verschwunden sein.



**Abb. 7.2.1:** Panoramafoto der Struktur BS-8 mit Blickrichtung nach Norden. Der Durchmesser des Sees in dieser Blickrichtung beträgt ungefähr 80 m.

In den 1970er Jahren kam es rund um den See zu bautechnischen Veränderungen der Parkanlage. Dabei wurden Aufhöhungen im Westen (Theodorstraße) und im Süden (B

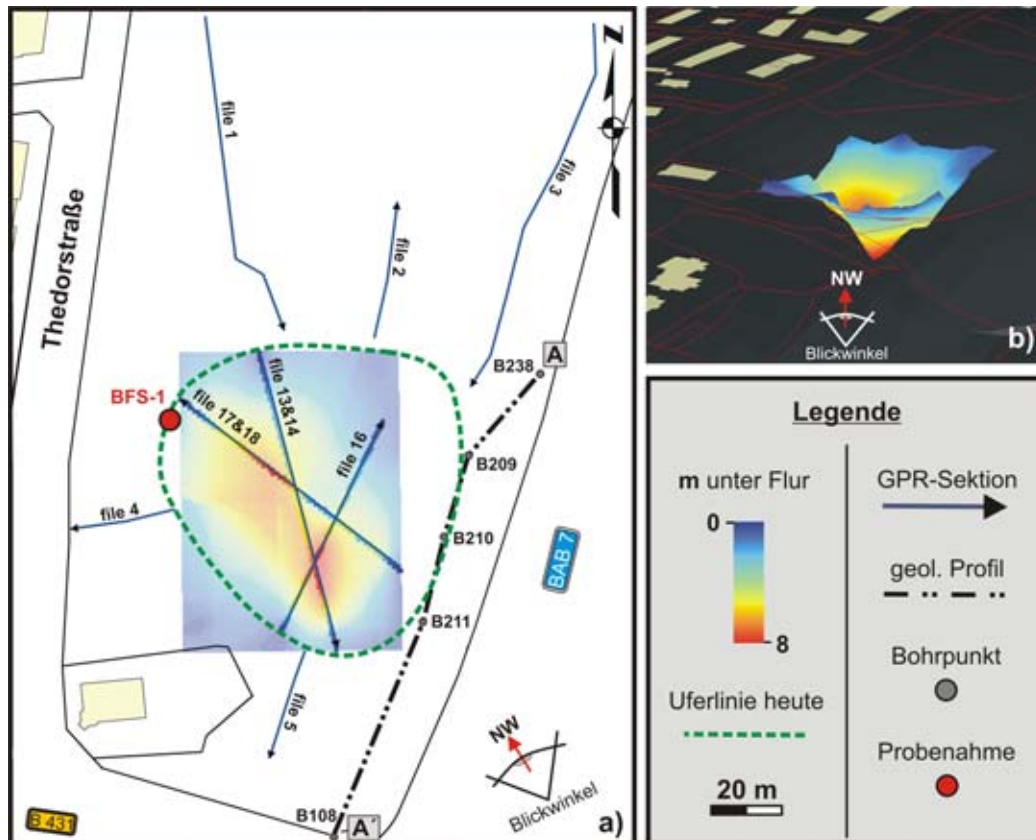


431) geschaffen. Östlich des Sees konnte die Trasse der zum Elbtunnel führenden BAB 7 so gelegt werden, dass die Autobahn selbst außerhalb der Senke liegt. Lediglich ein Teilstück der Autobahnausfahrt musste durch eine Spundwand gesichert werden. Die Trasse der Fernstraße liegt hier ca. 5 m tiefer als die Parkanlage, so dass während der Bauzeit der Autobahn der Bahrenfelder See trockengelegt werden musste, damit sich die Wasser- und Schlickmassen nicht in die Baugrube ergießen konnten. Ebenso wurden Wanderwege innerhalb des Parks in Form von Aufschüttungen angelegt. Bei genauer Betrachtung der Oberflächenmorphologie wird deutlich, dass diese Aufschüttungen die natürlichen Böschungen und Abbruchkanten einer gut erhaltenen Erdfallstruktur miteinander verbinden. Abbildung 7.2.1 zeigt den Bahrenfelder See und Parkanlage.

Die Lage der GPR-Profile zur Vermessung der zentralen Strukturbereiche ist in Abbildung 7.2.2 dargestellt. Es wurden jeweils drei Profile mit unterschiedlichen Antennenfrequenzen (100 MHz & 200 MHz) über den See gelegt. Die Antennen befanden sich hierfür in eigens entwickelten Schwimmkästen (Anhang D). Die zurückgelegte Distanz sowie die Schusspunktvergabe wurden durch einen selbst auftreibenden Schaufelrad-Adapter am Messrad gesteuert. Auch dieser Prototyp wurde während der Projektzeit entwickelt und erprobt (Anhang D). Auf diese Weise ist es möglich den Grund des Sees bathymetrisch zu vermessen ohne das Messrad neu kalibrieren zu müssen. Neben der geometrischen Vermessung der Hohlform konnte auch das strukturelle Inventar unterhalb des Seebodens aufgenommen werden. Die Anlage von je fünf weiteren Radarprofile an Land (Abb. 7.2.2a, Profil file1-5) mittels 100 MHz sowie 200 MHz Antennen lassen die Beschreibung der räumlichen Ausbreitung der Gesamtstruktur sowie die Charakterisierung und Interpretation des peripheren strukturellen Inventars im Untergrund zu. Die Profile wurden so angelegt, dass sie möglichst eine Flucht vom Seezentrum weg bilden und entsprechend in einen 90° Winkel zu den kreisförmig angelegten Randstrukturen liegen. Die maximale Analysetiefe mit dem GPR liegt hier bei ca. 12 m.

### 7.2.1 Ergebnisse der bathymetrischen Vermessung

Die bathymetrische Untersuchung weist eine deutliche Asymmetrie der Hohlform auf. Ein deutlicher Tiefenbereich der Schlammsohle von ca. 5.3 m lässt sich am nördlichen Seeende beobachten. Deutlich tiefer jedoch reicht die Schlammsohle nahe des südlichen Seeufers und bildet hier ein Tiefenmaximum von ca. 8.6 m aus (Abb. 7.2.2a, b). Somit entspricht die heutige Seemitte nicht dem strukturellen Zentrum. Die Senkenränder sind im südlichen Bereich des Sees entsprechend steiler ausgeprägt als im Norden. Während sich der Seeboden im Radargramm als deutlicher Reflektor abhebt, ist zwischen der eigentlichen Wassersäule und dem Grund häufig eine Zwischenschicht diffuser Reflektoren zu erkennen (Abb. 7.2.4a). Hierbei handelt es sich um die stark wassergesättigte Schlammsohle oder auch Seepflanzen, deren physikalische Eigenschaften denen des Seewassers sehr ähnlich sind.



**Abb. 7.2.2:** Geographische Lage der Hohlform BS-8 mit heutigem Seeufer (grün gestrichelte Linie), GPR Profilen mit Zugrichtung der Antennen, geologischem Profil A-A, Probenahmeort BFS-1 und bathymetrischer Auswertung (m unter Flur bezieht sich hier auch auf m unter Seeoberfläche); **b)** räumliche Darstellung des Seebodens (Symbol Blickrichtung: nach NW); Quelle Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

### 7.2.2 Vermessung der Primärstruktur

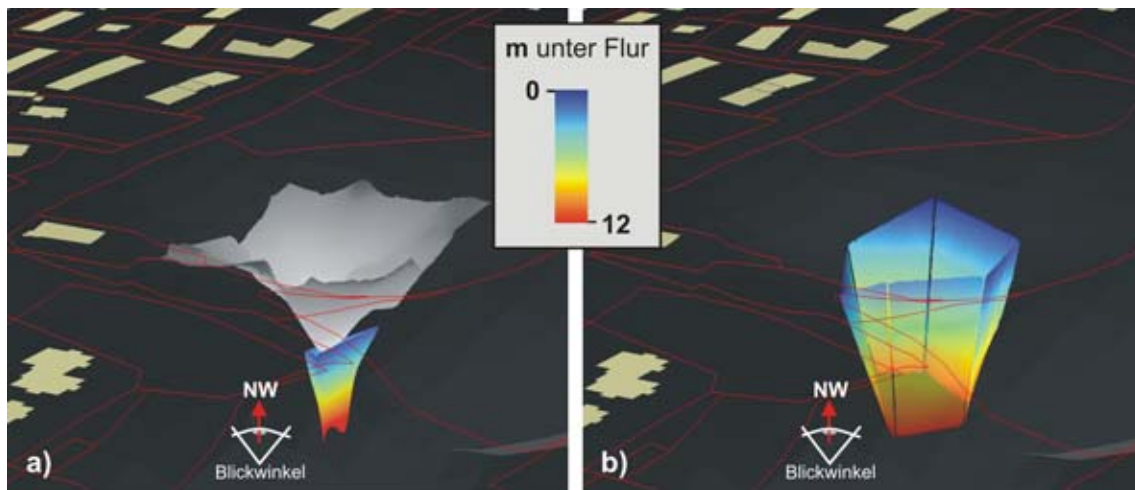
Die Profil 16a, 16b sowie 18a (Abb. 7.2.4a) zeigen die steil einfallenden primären Gleitflächen, an denen Reflektoren gegeneinander versetzt wurden. Die Einzelversätze betragen jeweils mehrere dm. Aus der räumlichen Darstellung der interpolierten Bewegungsflächen (Abb. 7.2.4a) wird deutlich, dass diese signifikanten Strukturen eine trichterförmige Gestalt ausbilden. Innerhalb dieses Trichters ist kein Reflektor undeformiert. Dieser Bereich verfügt bis zum Maximum der Analysetiefe über keine strukturelle Basis homogener und über die Ausbreitung der gesamten Hohlform verlaufender horizontal gelagerter Reflektoren, sondern bildet hier eine Versturzhöhle aus. Die räumliche Geometrie und die geographische Lage dieser Einsturzhöhle sind in Abbildung 7.2.3a unterhalb des Seebodens dargestellt. Der Trichterkragen weist einen maximalen Durchmesser von ca. 20 m auf, während die Verjüngung (Trichterhals) nach unten hin 10 m und in maximaler Analysetiefe von ca. 12 m nur noch einen Durchmesser von ca. 5 m erreicht. Der zentrale Punkt der primären Einsturzhöhle liegt bei den Koordinaten 559507/5935628 (siehe auch Anhang B).

Unterhalb des nördlichen Tiefenbereichs der bathymetrischen Untersuchungen hingegen lassen sich bis in die maximale Analysetiefe keine primären

Abbruchstrukturen erkennen. Die Reflektoren fallen hier in Richtung Seezentrum signifikant steiler ein als die des Seebodens und zeigen teilweise signifikante Versätze, jedoch treten weitere subhorizontal gelagerte und weitgehend ungestörte Reflektoren darunter und zum strukturellen Rand hin auf. Diese Reflektoren definieren hier eine strukturelle Basis (Abb. 7.2.4a, Profil 13a, 18b).

### 7.2.3 Vermessung sekundärer Bewegungsflächen

Die äußeren Abbruchstrukturen orientieren sich unter der Wasseroberfläche nahe dem heutigen Uferbereich und liegen somit in einem variierenden Abstand zum Einsturzzentrum bzw. zu den Primärstrukturen. Die Profile 13a, 16a und 18b belegen, dass die äußeren sekundären Bewegungsflächen ähnlich steil einfallen wie die primären Abbruchkanten. Jedoch zeigen die versetzten Reflektoren an den ufernahen Bereichen deutlich geringere Einfallswerte als die des primären zentralen Einsturztrichters (Abb. 7.2.3a). Die Versätze der Stufen variieren im Bereich mehrerer dm. Das Profil 13a (Abb. 7.2.3a) bildet die sekundäre Abbruchkante im Süden des Sees ab, welche dem primären Versturztichter am nächsten gelegen ist. Hier beträgt der Versatz annähernd einen Meter. Eine weitere Abbruchstruktur konnte bei einer Sondierungsbohrung zur Altersdatierung von Torfen direkt angebohrt und im Bohrkern auf einer Länge von ca. 35 cm dokumentiert werden (Abb. 7.2.6). Diese Probe entstammt dem nordwestlichen Seeufer und belegt die sekundäre Abbruchkante nahe dem Verlauf der Profile 13 und 14.



**Abb. 7.2.3:** Geographische Lage und räumliche Darstellung **a)** des Seebodens (grau) und der primären Versturztöhre; **b)** der äußeren Abbruchkanten (Blickrichtung nach NW); Quelle Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

Anhand der GPR-Sektionen ist eine gute Abgrenzung zwischen primären Abbruchkanten und sekundären Bewegungsindikatoren möglich, da im Gegensatz zu den basislosen Primärstrukturen die sekundären Bewegungsflächen zum Rand der Hohlform hin in allen Radarprofilen von subhorizontalen und überwiegend ungestörten Reflektoren unterlagert wird. Die räumliche und geographische Lage der sekundären

äußeren Trichterstruktur ist in Abbildung 7.2.3b dargestellt. Der maximale Durchmesser dieses Strukturbereiches beträgt ca. 70 m.

#### 7.2.4 Bearbeitung der peripheren Strukturbereiche

Um die geographische Ausdehnung sowie die strukturellen Charakteristika der Peripheriebereiche der Gesamtstruktur zu analysieren wurden weitere fünf Radarprofile mit jeweils 100 MHz sowie 200 MHz Antennen an Land so angelegt, dass sie mögliche Versatzbereiche in einem 90° Winkel kreuzen (Abb. 7.2.2a, Profile file 1-5). Profil 3 in Abbildung 7.2.4b ist mit 110 m das längste aller hier vermessenen Radarsektionen. Am Profilbeginn sind außerhalb des Senkenbereiches keine Deformationen erkennbar. Die Reflektoren verlaufen weitgehend parallel zur Geländeoberkante und sind entsprechen kaum unterbrochen. Die Wechselfolge von hellen Bereichen und kräftigen hervortretenden Reflektoren hoher Impedanz weisen auf Materialwechsel hin, die als vier verschiedene Radarfazies interpretiert werden können. Die Mächtigkeiten der einzelnen Radarfazies Rf1-4 liegen bei ca. 3 m, 2 m, 2,5 m sowie >5 m. Nach etwa 65 m Profilverlauf keilt Rf2 aus. Auf dem letzten Viertel des Profils zeigen sich, versetzt voneinander, konvexe Linsenstrukturen, deren Tops entweder parallel zur Geländeoberkante des Hanges verlaufen oder eine leicht konkave Wölbung aufweisen. Das EW-verlaufende, knapp 30 m lange Profil 4 (Abb. 7.2.4c) bildet ebenfalls drei deutlich unterscheidbare Radarfazies ab, deren Mächtigkeiten mit denen des Profils 3 übereinstimmen. Auch hier zeigen sich geringe Versätze innerhalb der Reflektoren sowie die Ausbildung von linsenförmigen Strukturen, welche auf oberflächennahe Bodenbewegungen schließen lassen. Steilstehende Abbruchflächen, welche ganze Pakete von Reflektoren aneinander versetzten werden hingegen in den peripheren Strukturbereichen nicht beobachtet.

#### 7.2.5 Deformationsstil

Trotz der ungewöhnlich dezentralen Lage der primären Versturzhöhle innerhalb der Gesamtstruktur sind die jeweiligen Ausprägungen primärer und sekundärer Strukturbereiche in sich homogen und eindeutig zuzuordnen. Diese Reflektoren sind durch einen starken Impedanzkontrast in kräftigen Farben charakterisiert und lassen sich über mehrere Meter durchgängig verfolgen bevor sie abrupt an steilen Abbruchkanten stufenartig aneinander versetzt werden. Ebenso deutlich lassen sich undeformierte Reflektoren des Seebodens, der Schlammschicht und der strukturellen Basis zuordnen.

Neben den durchgängigen undeformierten Reflektoren und den markanten Abbruchkanten zeichnen sich Bereiche undeutlicher, gezerrter oder gestauchter Sedimentstrukturen ab. Dabei handelt es sich um Rutsch- oder Gleitmassen, die auf den verstellten Gleitbahnen gravitativ zum Zentrum der Primärstruktur abrutschen. Die Ausbildung dieser Strukturen wurde bereits in Kapitel 6 erläutert und werden in Abbildung 7.2.4c und 7.2.4d nahe der Randbereiche des Sees im Detail dargestellt. Ein sich zum Kollapszentrum hin intensivierender Deformationsgrad der

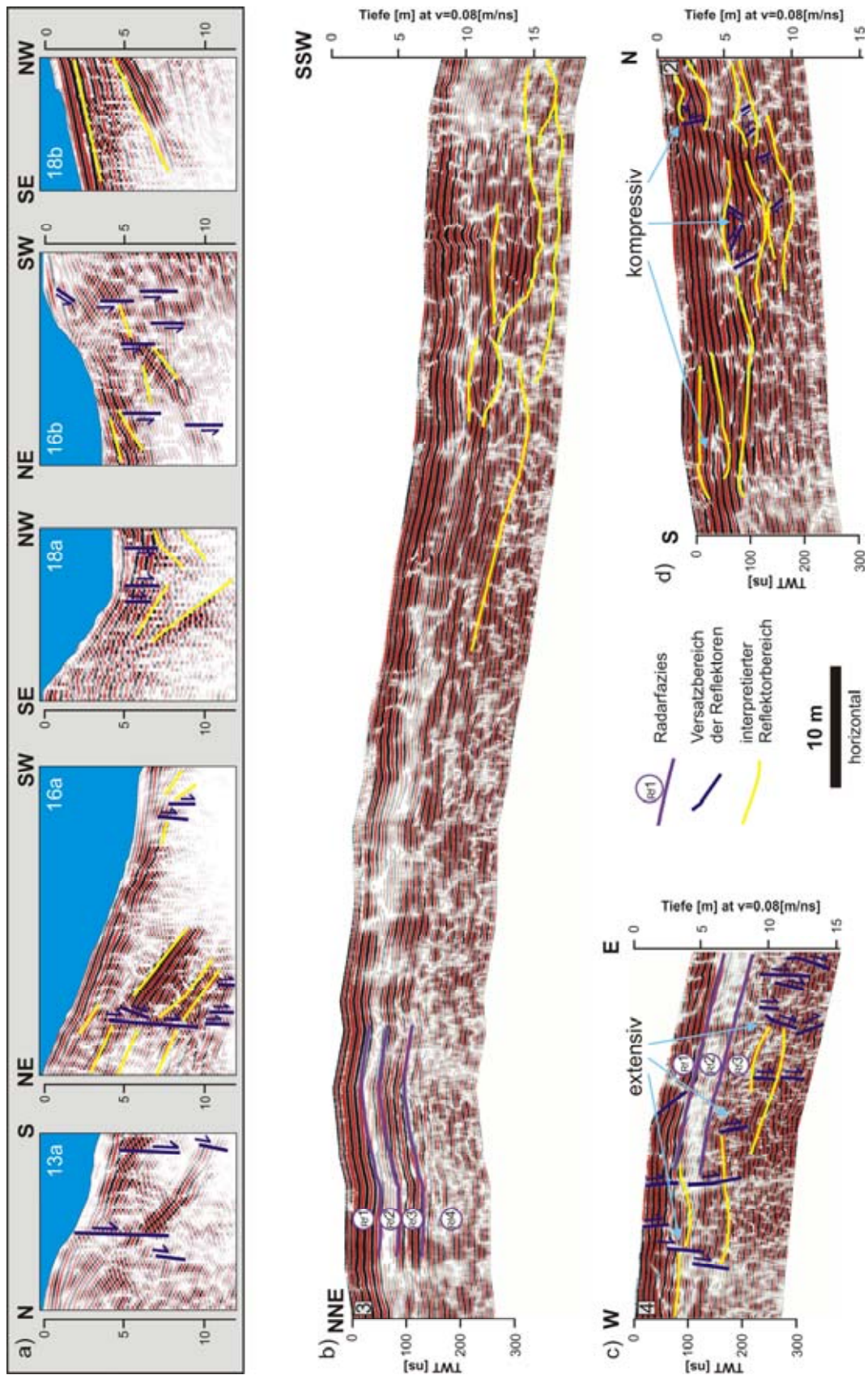
Sekundärstrukturen ist nicht zu beobachten. Besonders im Norden des Sees, wo der Abstand zwischen äußeren Sekundärstrukturen und dem primären Versturztrichter besonders groß ist (ca. 30 – 40 m), sind die Versätze der verstellten Reflektoren am nördlichen Seerand größer als in Richtung Kollapszentrum. Unterhalb der deformierten Sekundärstrukturen fallen die Reflektoren subhorizontal bis horizontal ein und stellen den weitgehend undeformierten Bereich der strukturellen Basis dar. Sowohl die undeformierte Basis als auch die Reflektoren der sekundären Strukturen enden an der markanten und subvertikal einfallenden primären Abbruchkante. Einzelne Versätze liegen hier im Bereich eines Meters. Die Reflektoren innerhalb der zentralen Versturzröhre zeigen keine klaren Versätze mehr an, sondern bilden das Signal der verstürzten Sedimente der Kollapsbrekzie ab. Der Versturztrichter selbst reicht, wie die Deformationsmuster der Sekundärstrukturen, bis nahe an die Schlammsohle heran. Die Reflektoren der Schlammsohle selbst verfolgen auch unmittelbar oberhalb des Kollapszentrums den Verlauf des Seebodens ohne weitere Deformationsmuster anzuzeigen.

Die strukturelle Analyse der peripheren Randbereiche der Hohlform (Abb. 7.2.4b bis 7.2.4d) zeigen keine weiteren Muster intensiver Deformationen. In den Hang- und Böschungsbereichen treten oberflächennah Strukturen gravitativem Bodenkriechens auf. Hinweise auf ein gravitatives Zergleiten der Hangbereiche werden beispielsweise durch Sichelwuchs des jungen sowie des alten Baumbestandes sowie die Ausbildung von Geländestufen gestützt. Diese rezenten Bewegungsindikatoren müssen allerdings nicht unmittelbar durch eine Aktivität des Erdalles induziert und ausgebildet worden sein.

#### 7.2.6 Auswahl der Bohrlokalisierung und Auswertung von Bohrdaten

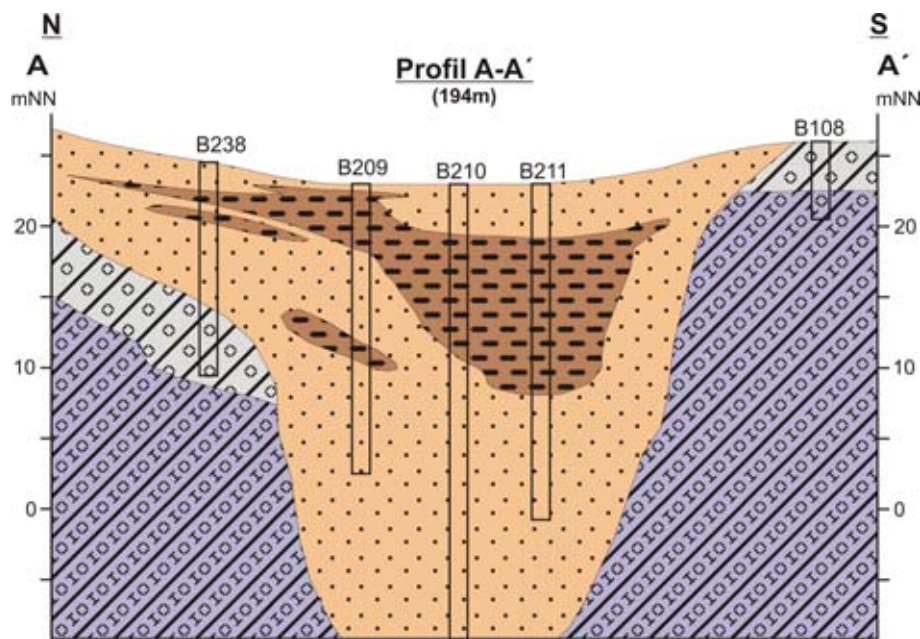
Anhand der bestehenden Bohrdaten wurde ein 3,5-fach überhöhtes geologisches Profil erstellt (Abb. 7.2.5). Dieses verläuft entlang des heutigen östlichen Seeufers parallel zu dem Vertikalschnitt Radarsektion 13 (Abb. 7.2.2a). Das Profil wurde aus fünf Bohrungen entwickelt und berücksichtigt ebenfalls Informationen von Bohrungen außerhalb des gewählten Darstellungsbereiches. Abbildung 7.2.5 zeigt eine mehr als 30 m tiefe, zentral gelegene Hohlform, welche überwiegend mit Fein- und Mittelsanden verfüllt ist. Die Randbereiche bilden Geschiebemergel und Geschiebelehm, welche nach Norden über das abgebildete Profil hinaus weiterhin ansteigen. Die morphologische Senke an der Geländeoberkante beschreibt einen Durchmesser von mehr als 200 m, während die Sandfüllung der tieferen Hohlform ca. 120 m beträgt. Auffällig ist eine mächtige Torffüllung innerhalb der zentralen Sande. Diese bildet einen asymmetrischen Verlauf an ihrer Basis aus, welche im Süden deutlich steiler ansteigt als im Norden. Auch die Oberkante des Torfes zeigt einen unregelmäßigen Verlauf. Zwischen den Bohrungen B209 und B210 kommt es zu einem deutlichen Versatz des Tops des Torfes um ca. 3 m nach unten. In der Bohrung B211 wird die größte Torfmächtigkeit von ca. 10 m dokumentiert.





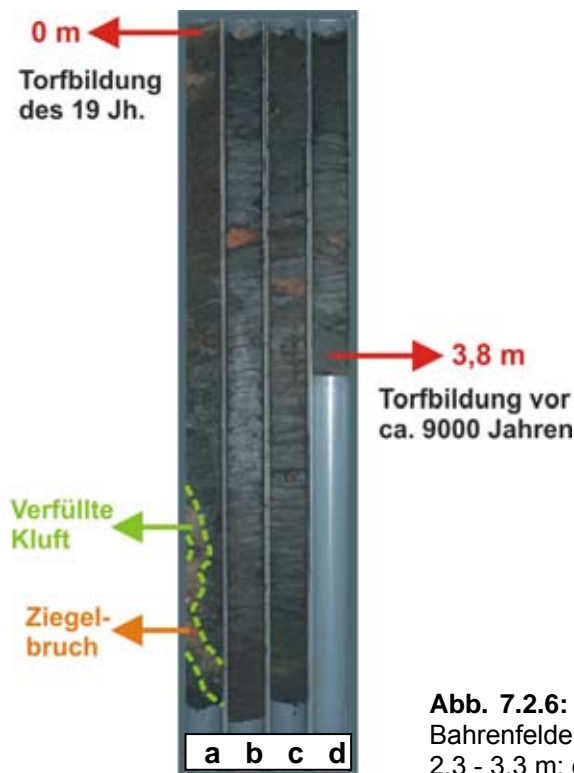
**Abb. 7.2.4:** GPR-Sektionen **a)** primäre und sekundäre Abbruchkanten unterhalb der Wassersäule (Ausschnitte der GPR-Sektionen); **b-d)** Interpretation der GPR-Sektionen an Land (gesamte Profillängen).

Die Probennahmen für pollenanalytische Datierungen an organogenen Sedimenten erfolgten an dem nordwestlichen Uferbereich des Bahrenfelder Sees. Hierfür wurden die obersten 0,30 m von Boden bedeckenden Hölzern, Pflanzenresten sowie Müll befreit und die Vorrichtung für die Probennahme mittels USINGER-Bohrer, einem Stechrohr-Bohrgerät, vorbereitet. Um eine mögliche Kontamination der geborgenen Kerne durch rezente Pollen zu verhindern, wurden die frisch gezogenen Torfe vor Ort in Plastiklinern eingelagert und später im Labor beprobt. Eine detaillierte Beschreibung der Arbeitsschritte von der Beprobung, über die Auszählung der Pollen bis zur Datierung findet sich in dem projektinternen Bericht von RICKERT (2008).



**Abb. 7.2.5:** Geologisches Profil A-A' durch die Struktur BS-8 (Profillage siehe **Abb. 7.2.2**); orange=Sand, braun=Torf, grau=Geschiebelehm, violettblau=Geschiebemergel; Quelle der Bohrdaten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

Im unmittelbaren Bereich der Wasserkante konnte zunächst ein 3,8 m langes Torfprofil entnommen werden. Der USINGER-Bohrer wurde dabei mittels Körpergewicht in das Erdreich getrieben. Auffällig ist eine kluftartige Störung innerhalb der Torfabfolge, welche im Profil zwischen 0,97 m und 1,27 m erbohrt wurde. Diese ist mit Sand verfüllt. Das deutlich jüngere Alter dieser Kluftverfüllung im Vergleich zu den subborealen bzw. früh-subatlantischen Torfen, wird durch das Vorhandensein des Bruchstückes eines Ziegelsteines belegt. Dass sich diese Kluft durch das zeitweise Trockenlegen des Sees gebildet hat ist bei der geringen Neigung der Uferböschung und der Tiefenlage der subvertikalen Orientierung unwahrscheinlich. Ab einer Tiefe von 3,8 m treten weiße Fein- bis Mittelsande auf. Um sicher zu gehen, dass es sich hierbei nicht nur um einen geringmächtige ufernahen mineralischen Eintrag handelt unter dem weitere organogene Sedimente liegen, wurde die Sondierung mit dem Rammkernbohrgerät der Universität Hamburg fortgesetzt. Bis zu einer Gesamttiefe von 6 m wurden keine weiteren Torfe oder Mudden angetroffen.



Nach RICKERT (2008) bilden sich die ersten Torfe bereits zu Beginn des Atlantikums vor rund 9000 Jahren. Weitere Proben belegen Pollen des Subboreals und des Subatlantikums. Die beiden letzten Proben des Profils weisen hohe Siedlungszeigerwerte auf. Die oberste der beiden Proben lässt sich in ein Zeitfenster zwischen der Mitte des 14. Jahrhunderts nach Christus bis Ende des 19. Jahrhunderts nach Christus einordnen. Aufgrund der vorgelegten Ergebnisse ist im Bereich des Bahrenfelder Sees von einem kontinuierlichen Torfwachstum seit mindestens 9000 Jahren auszugehen.

**Abb. 7.2.6:** Bohrprofil (BFS-1) der Torfe des NW-Ufers des Bahrenfelder Sees; Abschnitt **a**: 0,3 - 1,3 m; **b**: 1,3 - 2,3 m; **c**: 2,3 - 3,3 m; **d**: 3,3 - 3,8 m.

### 7.2.7 Klassifizierung und Genese

Aufgrund des Erscheinungsbildes lässt sich die Struktur BS-8 als Erdfallsee beschreiben. Trotz der erfolgten anthropogenen Veränderungen an der Geländeoberkante der Parkanlage zeigen die geophysikalischen Messungen unterhalb der Wassersäule und auch an den Randbereichen des Sees unterhalb der Geländeoberkante den typischen strukturellen Aufbau eines kreisrunden, schlagartig eingesunkenen Oberflächenkollapses, der als *dropout*-Typ klassifiziert werden kann. Dieses belegt die Geometrie der signifikanten primären Einsturzhöhle, sowie der Durchmesser des primären Versturztrichters. In diesem Bereich fehlt die strukturelle Basis gänzlich. Die subvertikal bis vertikal orientierten primären Abbruchkanten bilden die steilen „Wandbereiche“ der Kollapshöhle aus, an denen das Versturzmateriale, die Kollapsbrekzie, in die Tiefe versetzt wurde. Auch die in diesem Bereich um ca. 3 m nach unten verstellte Oberfläche des datierten Torfes stützt ein solches Kollapsereignis.

Unklar ist die Ausbildung der Asymmetrie der Gesamtstruktur in Bezug auf den ungewöhnlichen, räumlich signifikant variierenden Abstand zwischen den primären und sekundären Abbruchkanten. Die im Süden steiler einfallenden Reflektoren und das Bewegungsmuster der Sedimente belegt, dass der initiale Massentransport hier intensiver erfolgte als über die deutlich flacher einfallenden Gleitflächen im Norden. Dennoch belegen die gut ausgeprägten sekundären Abbruchkanten, an denen die flachen Gleitflächen nahe dem nördlichen Uferbereich aneinander versetzt wurden, dass auch hier ein Kollapsereignis hoher Intensität gewirkt haben muss. Hierfür spricht

neben den geophysikalischen Messergebnissen auch die erbohrte und mit jungen Sedimenten wiederverfüllte Kluft am Nordwestrand des Sees sowie der für einen schlagartig eingebrochenen Oberflächenkollaps ungewöhnlich großen Durchmesser der kreisrunden Sekundärstruktur von ca. 70 m. Dabei muss von einem enormen Massendefizit im tieferen Untergrund ausgegangen werden, welches zu einer signifikanten gravitativen Massenverlagerung geführt hat.

Die Tatsache, dass sich in dem erbohrten Profil der heutigen nordwestlichen Uferlinie durchgängig nur Torfe, jedoch keine Mudden als Hinweis auf eine frühere Gewässerphase finden, führt zu der Annahme, dass kein Gewässer mit vergleichbarer oder größerer Ausdehnung als der heutige See existiert hat. Das Vorkommen von Gewässerablagerungen in den tieferen Bereichen der Hohlform kann allerdings nicht ausgeschlossen werden. Das geologische Profil (Abb. 7.2.5) zeigt, dass der seit dem Atlantikum aufgewachsene und datierte Torfkörper im Zentrum einer weit tieferen und weiträumigeren Hohlform ausgebildet wurde, als die des heutigen Seebereiches. Dies ist bemerkenswert, da die Lokalität „Bahrenfelder See“ innerhalb eines durch die Saale-Kaltzeit geprägten und von den Gletschern der Weichsel-Eiszeit nicht erreichten Gebietes liegt. Aufgrund der im Weichsel Hoch- und Spätglazial herrschenden Periglazialbedingungen muss davon ausgegangen werden, dass eine entsprechende tiefere Hohlformen durch Solifluktionsprozesse weitgehend verfüllt und verflacht worden wäre. Die Entstehung dieser Hohlform lässt sich somit auf einen Zeitraum zwischen dem Beginn des Holozäns und der belegten initialen Vermoorung im Atlantikum vor rund 9000 Jahren eingrenzen. Die geophysikalisch belegten Kollapsstrukturen, welche durch die mit jungen Sedimenten verfüllte Kluft belegt und von dem Versatz im Top des Torfes gestützt wird, bestätigen hingegen ein zweites Erdfallereignis innerhalb der letzten Jahrhunderte.

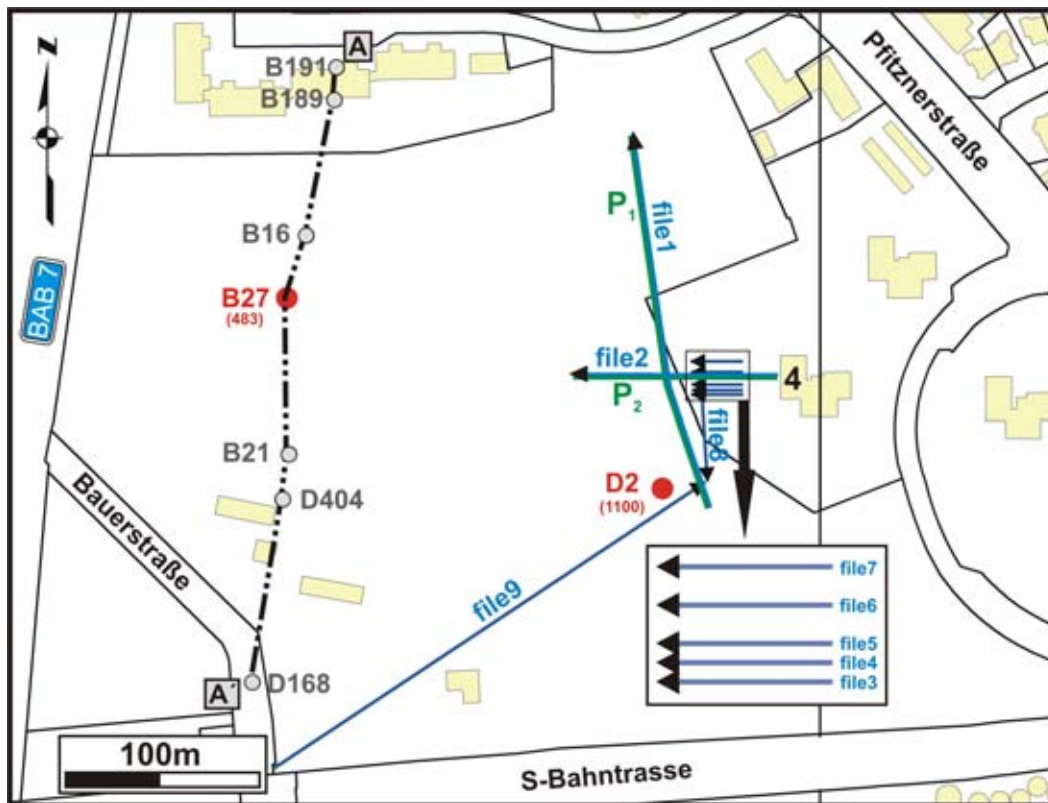
Eine aktive Subsidenz im Bereich der Struktur BS-8 kann nicht ausgeschlossen werden, jedoch entspräche diese derzeit nicht der Form eines schlagartigen Versturzes. Im zentralen Bereich der Einsturzröhre reichen die verstellten Reflektoren bis nahe an den Seeboden heran. Auch die peripheren Bereiche zeigen zum Uferbereich des Sees eine Intensivierung der Bewegungsstrukturen im Untergrund. Dieses kann allerdings ebenso auf ein rein gravitativ induziertes Kriechen oberflächennaher Sedimente am Hang oder im Böschungsbereich des Sees zurückzuführen sein, welches durch Sichelwuchs der Bäume an der Geländeoberkante bestätigt wird. Eine oberflächennahe Geschiebemergel- bzw. Geschiebelehmabasis (Abb. 7.2.5) könnte diesen gravitativen Kriechprozess in Form eines Gleithorizontes begünstigt haben.

### 7.3 Struktur BS-12 und BS-16

Während umfangreicher baulicher Maßnahmen zur Errichtung mehrerer Hochhäuser in den späten 60er Jahren und weiteren Sportanlagen im Bereich der Pfitznerstraße und Bauerstraße wurde die Geländeoberkante durch Auskofferungsarbeiten sowie durch (Teil-) Verfüllungen von Senken stark verändert. Von besonderem Interesse ist eine



sichelförmige, teilverfüllte Hohlform westlich des Hochhauses Nr. 4. Diese Depression ist zum Teil mit Bauschutt verfüllt und zeigt zwischen den steilen Randbereichen und dem Zentrum einen Höhenversatz von ca. 1,5 -2 m. In dem zentralen Strukturbereich und an den Böschungen hat sich eine üppige Sumpflvegetation ausgebildet, zeitweise ist die Senke mit Wasser gefüllt.



**Abb. 7.3.1:** Geographische Lage der Hohlform BS-12; GPR Profile mit Zugrichtung der Antennen (blaue Pfeile), Geoelektrikprofile (grün); Bohrpunkte (grau); Wiederholungsbohrungen mit Probenahmen für Altersdatierungen (rot); Lage des geologischen Profils A-A' (schwarze Strich-Punkt Linie); Quelle Topographie und Bohrpunkte: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

Diese Struktur wurde mittels Widerstandsgeoelektrik sowie mit dem Georadar untersucht. Neben der Auswertung bestehender Bohrdaten konnten durch zusätzlich abgeteufte Bohrungen Altersdatierungen an Torfen verschiedener Tiefensektionen vorgenommen werden. Abbildung 7.3.1 zeigt die geographische Lage der geophysikalischen Messprofile sowie die ausgewerteten Bohrpunkte.

### 7.3.1 Widerstandsgeoelektrik

Die Messungen der kreuzförmig angelegten Geoelektrikauslage (mit Syscal Junior Switch 48) erfolgte in der Wenner-Schlumberger Konfiguration. Aufgrund der unterschiedlichen Profillängen wurden verschiedene Elektrodenabstände gewählt. Die beiden Auslagen lassen sich wie folgt beschreiben:

- Profil  $P_1$  mit 500 cm Elektrodenabstand in Wenner-Schlumberger Geometrie mit 544



Dipolmessungen; Orientierung der Auslage in N-S Richtung; Länge 175 m; Schnittpunkt mit Profil  $P_2$  bei 60 m

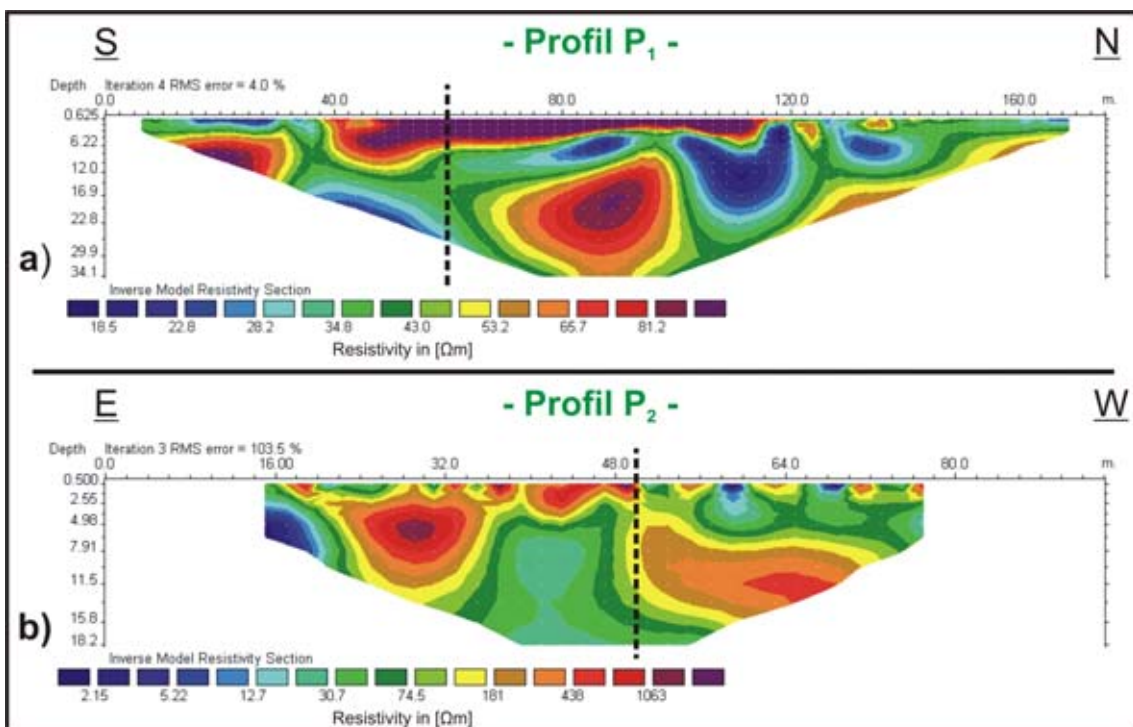
- Profil  $P_2$  mit 200 cm Elektrodenabstand in Wenner-Schlumberger Geometrie mit 590 Quadrupolmessungen, Orientierung der Auslage in E-W Richtung, Länge 94 m; Schnittpunkt mit Profil  $P_1$  bei 50 m

Der Messfortschritt ist bei beiden Messungen gleich definiert. Liegt die Standardabweichung nach drei Messdurchläufen über 10%, werden weitere Messungen an dieser Konfiguration durchgeführt, bis der Fehler kleiner als 10% ist oder die maximale Anzahl von sechs Messungen erreicht wurde. Die Messdauer beträgt 1000 ms. Außerdem wird jeweils nur eine Widerstandsmessung ohne induzierte Polarisationsmessung durchgeführt. Falls nötig kann die maximale Leistung der Anlage für die Messung verwendet werden. Schwierigkeiten bei der Messung ergaben sich durch oberflächennahe Tierbauten. Diese können eine schlechte Ankopplung der Sonden bewirken und außerdem zu sehr hochohmigen Ergebnissen der oberen Niveaus führen. Gleichzeitig waren stark leitende Objekte in diesen Tiefenniveaus vorhanden, welche auf die anthropogene Verfüllung der Hohlform zurückzuführen sind. Diese Extremwerte können in tiefere Niveaus weitergegeben werden, was zu einem ungünstigen Signal-Rausch-Verhältnis führen kann.

Profil  $P_1$  erreicht eine maximale Analysetiefe von ca. 34 m unter Flur. Nach ca. 38 m Profillänge zeichnet sich innerhalb der ersten 10 Tiefenmeter eine besonders hochohmige Zone ab. Diese endet nach ca. 118 m in nördlicher Richtung und entspricht annähernd dem geographischen Verlauf des Senkenbereichs an der Geländeoberfläche. Signifikant sind zwei lokal voneinander getrennt auftretende Tiefenmaxima innerhalb des Profilverlaufes. Das südliche Maximum befindet sich nahe 48 m Profilauslage und erreicht eine Tiefe von ca. 12 m. Das zweite Maximum liegt bei 110 m Auslagenlänge und endet bereits nach ca. 8 Tiefenmetern. In der nächsten Tiefensektion, ungefähr in der Mitte des Profils bei einer Auslagenlänge von 85 m, folgt zunächst ein Bereich geringen elektrischen Widerstandes. Da keine direkte Zuordnung von Materialien bzw. Gesteinen möglich ist, lässt sich hier aufgrund von nahegelegenen Bohrungen vermuten, dass es sich in dieser Tiefenlage um eine gut durchfeuchtete, humose Sedimentlage handelt (Torf oder Mudde). Darunter folgt eine weitere hochohmige Zone. Diese erstreckt sich bis zur maximalen Analysetiefe von ca. 34 m. Das geoelektrische Profil beschreibt somit einen trichterförmigen, überwiegend hochohmigen Bereich, dessen maximale Ausdehnung nahe der Geländeoberkante ca. 80 m beträgt und in den tiefsten Niveaus zwischen 10 m und 20 m liegt. Das Muster der Widerstandsverteilung von Profil  $P_1$  ist komplementär zu dem Ergebnis der Messungen im Bereich der Giesestraße, wodurch eine erste Interpretation der Struktur als Erdfall unterstützt wird. Die zwei oberflächennahen Tiefenmaxima des oberen hochohmigen Bereiches deuten an, dass es oberflächennah zu zwei separaten Geländeeinbrüchen gekommen ist. Das Versturzmateriale wurde von dort aus in Richtung des tiefer gelegenen Zentralbereiches gravitativ abtransportiert. In Abbildung

7.3.2a ist die Widerstandsverteilung der Wenner-Schlumberger Messung sowie der gemittelte Fehler (RMS=root mean square) der dritten Iteration angegeben.

Bedingt durch die Unterschiede in der Auslage sind die Messwerte von Profil  $P_2$  nicht direkt mit denen von Profil  $P_1$  korrelierbar. Aussagekräftig ist die Widerstandsverteilung jedoch innerhalb der Inversion. Der geringere Abstand zwischen den Elektroden von 2 m bei einer Profillänge von 94 m führt zu einer Analysetiefe von nur ca. 17 m. Auf den ersten 15 m der Auslage machen sich Randeffekte des Hochhausfundaments, der angekoppelten Gehwegplatten sowie Effekte der künstlichen Auffüllung der ehemaligen Baugrube als hochohmige Zone (lila Farbe) bemerkbar. Einige Analysepunkte mussten wegen schlechter Ankopplung an die Gehwegplatten und den tieferen Untergrund für die Auswertung vernachlässigt werden. Eine hochohmige Zone im Bereich ab ca. 16 m markiert den Senkenrand. Bei ca. 50 m schneiden sich die beiden Geoelektrikprofile. Hier beginnt ein weiterer hochohmiger Bereich unterhalb des Zentralbereiches der Senke. Auch wenn die Messwerte von Profil  $P_2$  von deutlich geringerer Qualität sind als die von Profil  $P_1$ , so markieren sie doch die Rand- und Zentralbereiche der Depression im Untergrund in E-W Richtung des südlichen Strukturbereiches. Die Widerstandswerte der Wenner-Schlumberger Messung sowie der RMS-Fehler der dritten Iteration sind in Abbildung 7.3.2b gegeben.



**Abb. 7.3.2:** Profile der Widerstandsgeoelektrik durch die Struktur BS-12; **a)** N-S Profil  $P_1$  mit einem Elektrodenabstand von 5 m, **b)** E-W Profil  $P_2$  mit einem Elektrodenabstand von 2 m.

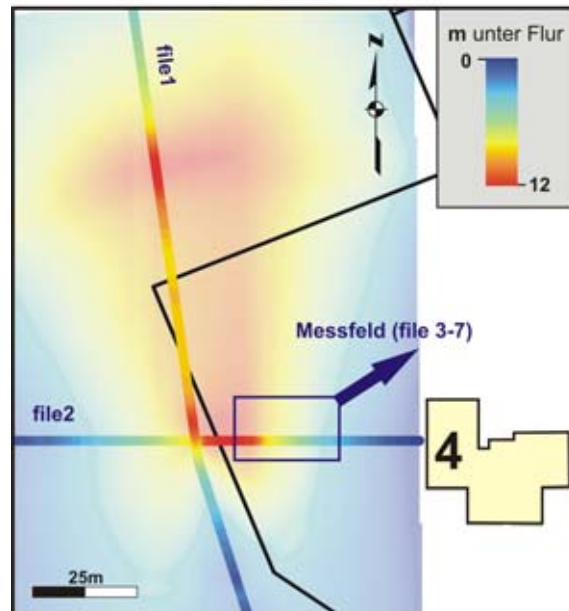
### 7.3.2 Georadar

Weiterführende Untersuchungen der Hohlform wurden mittels 100 MHz sowie 200 MHz Antennen durchgeführt. Die Messstrecken entsprechen von ihrem geographischen

Verlauf den Profilen 1 und 2 der Widerstandsgеоelektrik und dienen der weiteren geometrischen Vermessung der Hohlform im oberflächennahen Untergrund. Zur Klärung des Deformationsstils wurden jeweils fünf weitere Parallelprofile mit ca. 90° gegen den östlichen Strukturrand gelegt. Die maximale Analysetiefe beträgt ca. 11 m.

### 7.3.3 Ergebnisse der bathymetrischen Vermessung

Die Ergebnisse der bathymetrischen Auswertung mit dem Georadar bestätigen die ersten Erkenntnisse der Geoelektrik. Die geographische Ausbreitung und die Geometrie der Struktur im Untergrund entsprechen dem Erscheinungsbild der Depression an der Geländeoberkante. Außerdem zeigt die elongierte Hohlform im Süden und im Norden jeweils ein separates Tiefenmaximum innerhalb des Profilverlaufes und stützt die Ergebnisse der Widerstandsmethode. In Abbildung 7.3.3 ist die bathymetrische Auswertung der Radarsektionen abgebildet. Die aus weiteren Radardaten interpolierte Struktur ist in schwachen Farben hinterlegt und deutet die geographische Lage und die Form der Hohlform(en) im Untergrund an.



**Abb. 7.3.3:** Bathymetrische Auswertung der GPR-Sektionen file 1-7 mit einer maximalen Tiefendifferenz von ca. 15 m; rot=Tiefenmaximum, dunkelblau=max. Höhenlage des Profils (Basisreflektor im Niveau der GOK des Strukturrandes); Quelle Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg).

### 7.3.4 Vermessung der Primärstrukturen

Aufgrund der schlechten Begehrbarkeit und entsprechend eingeschränkten Messbedingungen, konnten die zentralen Tiefenmaxima räumlich nicht vollständig auf ihren strukturellen Aufbau hin untersucht werden. Ihre Existenz legt allerdings nahe, dass es sich um zwei getrennt voneinander kollabierte Bereiche handelt, deren räumliche Nähe zueinander zur Ausgestaltung einer länglichen Hohlform führte. Die primäre Abbruchstruktur im Süden der Senke wird von den beiden Radarprofilen 1 und 2 gekreuzt sowie von der Geoelektrik bestätigt. Das Zentrum dieser Kollapsstruktur liegt bei den Koordinaten 559838/5935112 (UTM, WGS 1984, Zone 32N, siehe auch Strukturregister). Um den Charakter dieses Erdfalls zu bestimmen, wurden nahe der südlichen primären Abbruchkante die Randstrukturen detailliert analysiert. Dabei konnte die primäre Abbruchkante der Versturzröhre zumindest teilweise von den Profilen 3 bis 7 erfasst werden. Abbildung 7.3.5 und 7.3.6 zeigen die Geometrie dieses Versturztrichters. Die Verfüllung der Versturzröhre selbst, die Versturzbrekkzie, ist komplementär zur Struktur BS-9 durch überwiegend horizontal gelagerte und

aneinander versetzte Reflektoren charakterisiert. Die Versturzbrekkzie lässt sich vom Analysemaximum bis in ca. 5 m unter Flur verfolgen und markiert in dieser Tiefenlage den Übergang zum Kragenbereich des Versturztrichters. Ergänzend zur südlichen Struktur wurde eine Abschätzung der ungefähren Lage des nördlichen Oberflächenkollapses vorgenommen. Anhand des vorhandenen Datensatzes wird dieses zweite Versturzzentrum mit den Koordinaten 559827/5935173 (UTM, WGS 1984, Zone 32N, siehe auch Strukturregister) beschrieben.

### 7.3.5 Vermessung sekundärer Bewegungsflächen

Die fünf Parallelprofile zur detaillierten Vermessung des Randbereiches beginnen von einer Basislinie aus im ungestörten Bereich östlich der Struktur nahe dem Hochhaus Nr. 4. Die Profile 3, 4 und 5 liegen in einem Abstand von 2,5 m zueinander. Der Abstand zwischen Profil 5, 6 und 7 beträgt jeweils 5 m. Jede Sektion hat eine Länge von ca. 25 m (Abb. 7.3.1). Das Radargramm 5 (Abb. 7.3.5) zeigt nach 5 m Profilverlauf die deutlich verstellten Reflektoren des Randbereiches nahe der östlichen Böschung, welche die sekundären Bewegungsflächen bilden. Hier liegt die undeformierte Basis in einer Tiefe von ca. 6 m und bildet die unterste sekundäre Bewegungsfläche. Die Tiefenlage der Basis nimmt in Richtung der Primärstruktur deutlich zu und verschwindet schließlich mit der primären Bewegungsfläche der Versturzröhre in der Tiefe. Der Neigungswinkel der verstellten Reflektoren im Untergrund nimmt zum Strukturrand hin ab. Somit dünnt der Bereich deformierter Sedimentschichten innerhalb der Böschungen aus und reicht nur geringfügig über die Dimensionen der Geländevertiefung hinaus. Zum strukturellen Zentrum hin versteilen sich die Reflektoren konzentrisch und enden an der subvertikal einfallenden primären Abbruchstruktur.



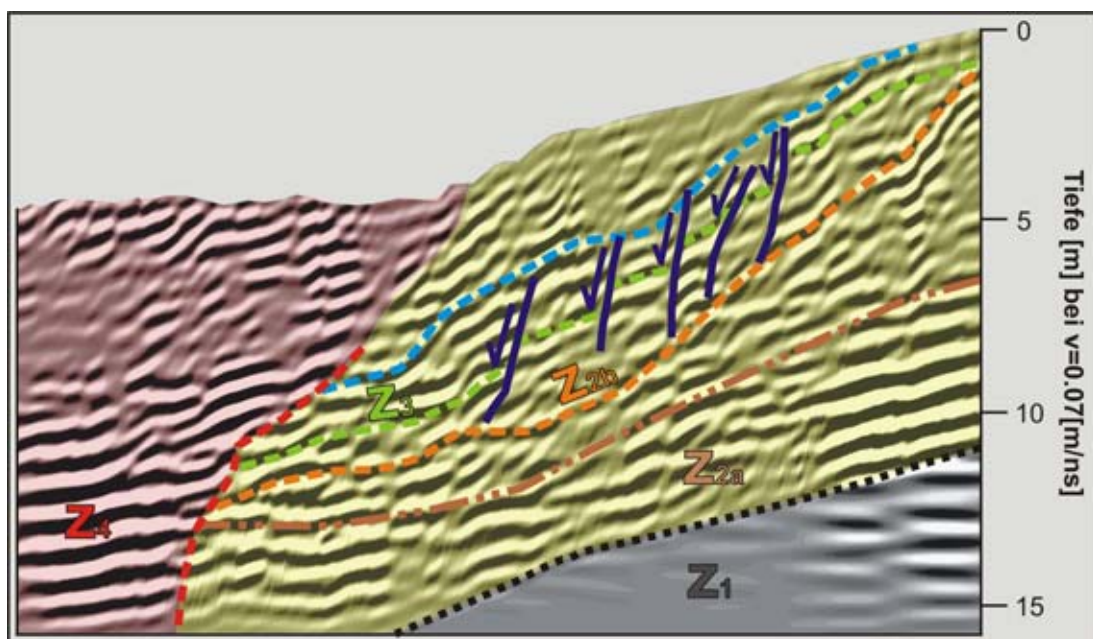
**Abb. 7.3.4:** Fotos der Hohlform BS-12 **a)** Blick nach Osten auf das Hochhaus Nr. 4, im Vordergrund die Depression des südlichen Strukturbereiches mit üppiger Vegetation; **b)** der Blick nach Westen auf den südlichen peripheren Bereich der Struktur BS-12 zeigt die Ausbildung von Geländestufen als Resultat von Bodenbewegungen in Richtung des südlichen Erdfallzentrums.

### 7.3.6 Beschreibung der peripheren Strukturbereiche

In den weiteren Profillinien 8 und 9 bzw. peripheren Profilabschnitten der Sektionen 1 und 2 bestätigen sich die Ergebnisse aus den Analysen des Strukturrandbereiches. Die



undeformierte Basis steigt mit zunehmender Distanz von der Primärstruktur an. Darüber gelegene Reflektoren flachen weiter ab und dünnen aus. Ebenso nimmt der Deformationsgrad der Reflektoren in den peripheren Bereichen ab. Dennoch kommt es zu gravitativen, konzentrischen Bewegungen im Untergrund, welche sich bis an die Geländeoberkante durchpausen. Neben den leicht deformierten Reflektoren im oberflächennahen Untergrund lässt sich dieses eindeutig anhand der Ausbildung von kleinen Geländestufen im südlichen Peripherbereich der Struktur belegen. Die Fotos (Abb. 7.3.4a, 7.3.4b) zeigen, wie das Gelände mit treppenstufenartigen Versätzen zum südlichen Strukturzentrum hin abfällt. Einen weiteren Hinweis geben Vermessungsarbeiten, welche ein leichtes Verkippen des Hochhauses Nr. 4 belegen (PALUSKA, 2002).



**Abb. 7.3.5:** Radarsektion file 5 (Länge 25m) zeigt das Deformationsmuster des östlichen Randbereiches der Struktur BS-12 bis zum Kollapszentrum.  $z_1$ =undeformierte Gesteine; Sekundärstrukturen (transparent gelbe Zone): schwarze Punktlinie=strukturelle Basis;  $z_{2a}$ =Zone leichter Deformationen mit Ausbildung von Gleithorizonten (braune Linie);  $z_{2b}$ =Zone intensivierter Deformation mit deutlich verkipptem Reflektor der Gleitfläche (orangene Linie) und Rutschkörpern drüber;  $z_3$ =Zone signifikanter Deformation mit an Abbruchkanten (dunkelblaue Linien) versetzten Gleitflächen (grüne Linie) und Rutschmassen; primäre Versturzone (transparent rote Zone);  $z_4$ =Zone der primären Versturzstrukturen; primäre Abbruchkante (rote, vertikal bis subvertikal verlaufende Strich-Linie), Versturzbrekkzie (horizontale Reflektoren) - darüber deuten sich keilförmige (kolluviale oder anthropogene) Verfüllungen an.

### 7.3.7 Deformationsstil

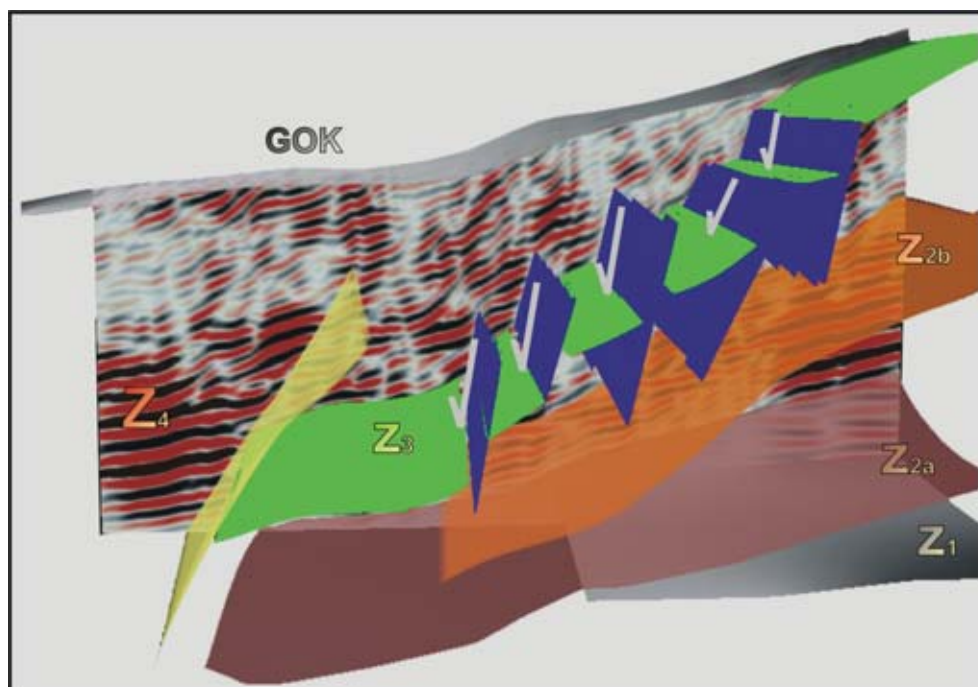
Durch die detaillierte Analyse des östlichen Strukturrandes mit dem GPR bis hin zum südlichen Kollapszentrum lassen sich vier verschiedene Bereiche voneinander unterscheiden. Diese werden wie folgt als Zonen mit unterschiedlicher Deformationscharakteristik beschrieben:

- Ein Bereich horizontal bzw. subhorizontal gelagerter Reflektoren ab einer Tiefe von ca. 6m und darunter deutet auf ungestörtes Gestein im östlichen Randbereich der



Struktur hin. Diese Zone ist in den Abbildungen 7.3.5 und 7.3.6 als  $Z_1$  in grauer Farbe gekennzeichnet und dünnt ungefähr 4 m vor Beginn der Primärstruktur am unteren Rand der Radarsektion aus.

- Diskordant darüber liegt die unterste Bewegungsfläche, die randliche strukturelle Basis ( $Z_{2a}$ ). Dieser Reflektor ist mit ca.  $20^\circ$  zum Strukturzentrum hin geneigt, kaum deformiert und wird als Gleithorizont interpretieren. Oberhalb dieser Basis lassen sich zum strukturellen Zentrum hin Rutschungen und kleine Versätze erkennen. Die Basisfläche ist in Abbildung 7.3.5 und 7.3.6 in braunen Farbtönen dargestellt. Mit Zunahme des Neigungswinkels der durchgängigen Gleithorizonte häuft sich die Anzahl von Rutschungsmustern des bewegten Materials. In Abbildung 7.3.5 und 7.3.6 ist der nur leicht deformierte durchgängige Gleithorizont ( $z_{2b}$ ) in orange dargestellt.



**Abb. 7.3.6:** 3D-Modell der Deformationsstrukturen und Bewegungsindikatoren des östlichen Randbereiches der Hohlform BS-12 bis zum Versturzzentrum, generiert aus den Radarsektionen file 3-7. Die Zonierung entspricht Abb. XE, die primäre Abbruchfläche ist hier in gelber Farbe dargestellt.

- Erhöht sich der Neigungswinkel weiter oder nähert sich ein Reflektor dem Bereich eines schlagartig einsetzenden gravitativen Massentransportes nahe der Primärstruktur, führt dies zur Ausbildung von Abbruchkanten. An diesen steil stehenden Bewegungsflächen werden sowohl Rutschkörper als auch Gleitflächen ähnlich einer steilen Abschiebung gegeneinander versetzt. In den Abbildungen 7.3.5 und 7.3.6 sind die Abbruchkanten in blauer Farbe gekennzeichnet, die grüne Fläche ( $z_3$ ) beschreibt den an den Abbruchkanten versetzten Reflektor. Die Versätze variieren hier im Bereich mehrerer Dezimeter.

- Die zentrale Zone ( $z_4$ ) ist durch die primäre Versturzhöhle gekennzeichnet. Diese Höhle wird von den subvertikalen oder vertikalen primären Abbruchkanten gebildet, an denen schlagartig Material gravitativ senkrecht nach unten versetzt wurde. Das Muster der subhorizontalen Reflektoren dieses Versturzmateriale ist identisch mit dem Radarsignal der zentralen Versturzbrechkante von Struktur BS-9 und lässt sich bis zum Tiefenmaximum hin verfolgen. Der obere Bereich der Versturzhöhle weitet sich oberhalb des Kragebereiches zu einem Trichter. Am Krage der Versturzhöhle endet sowohl die primäre Abbruchkante als auch die Versturzbrechkante. Darüber und randlich der Primärstruktur fallen die Reflektoren zum Trichtermittelpunkt hin ein. Nahe der Geländeoberkante deuten die Reflektoren ungestörte und keilförmige Strukturen an. Dabei handelt es sich entweder um anthropogene Verfüllungen oder um Paläooberflächen kolluvialer Einträge, welche vom Rand her die Depression des ursprünglichen Oberflächenkollapses verfüllen.

### 7.3.8 Auswahl der Bohrlokalitäten und Auswertung von Bohrdaten

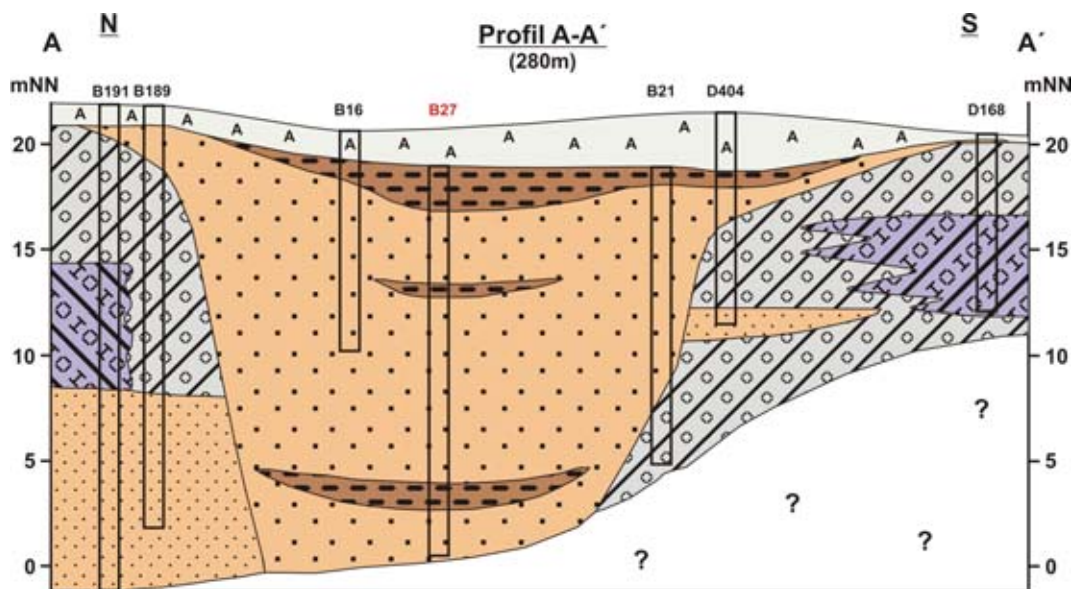
In dem Arbeitsgebiet der Pfitznerstraße und Bauerstraße wurden zwei Bohrungen zur Probenahme von Torfen für Altersdatierungen mittels Pflanzenpollen durchgeführt. Die Auswahl der Bohrlokalitäten wurde unter verschiedenen Gesichtspunkten geprüft und durchgeführt, um die Ergebnisse sowohl für die Charakterisierung von Einzelstrukturen als auch für den Bereich der gesamten Bahrenfelder Senke nutzen zu können.

Eine der Bohrungen sollte in einem direkten geologischen Bezug zu den geophysikalischen Daten der Struktur BS-12 stehen, aber auch weiterführende Informationen über verschiedene Torfbildungen unterschiedlichen Alters und Tiefenlage liefern. Hierfür wurde eine Wiederholungsbohrung der bestehenden Altbohrung D2 (1100) nahe dem südlichen Strukturzentrum der Hohlform durchgeführt und beprobt (Abb. 7.3.1). Die zweite Bohrung dient zum einen als Vergleichsbohrung, zum anderen der weiteren Charakterisierung der übergeordneten Struktur „Bahrenfelder Senke“ sowie dem Höhenmodell der Sedimente der Senke, welches in Kapitel 5 entwickelt wurde.

Ein weiteres Argument für die Auswahl der zweiten Bohrlokation liefert die historische Recherche des Bebauungsplans. Diese hatte ergeben, dass nach einer Bohrlochsprengung (Bodenuntersuchungen für eine geplante Elbehochbrücke) im Jahre 1938 eine Erdsenke von etwa 2000 qm entstanden war (unveröff. Gutachten FULDA 1938). Die Labilität des Deckgebirges (und des Gipskalkes) im Bereich der Bahrenfelder Senke war somit bekannt und erklärt, warum ein weiter Bereich dieses Gebietes erst in den 1960er Jahren bebaut wurde. Auch heute sind flächenhaft lediglich Sportanlagen, jedoch wenige Gebäude errichtet worden.

Unter Berücksichtigung der möglichst zentralen Lage innerhalb der Bahrenfelder Senke, dem Höhenmodell des Salzstockes und der oben angeführten Argumente wurde als zweite Bohrung eine Wiederholung der Altbohrung B27 (483) durchgeführt

und beprobt. Die Altbohrung B27 wurde bereits zu einem Zeitpunkt vor der anthropogenen Verfüllung der Depression abgeteuft. In Abbildung 7.3.1 sind die Bohrlokalitäten aufgeführt. Das geologische Profil A-A' (Abb. 7.3.7) setzt die Bohrung B27 in einen geologischen Zusammenhang mit der Gesamtstruktur (BS-16). Das Profil dokumentiert die zentrale Lage der Sondierung innerhalb einer verdeckten Hohlform. Angetroffen und beprobt wurden drei kleinräumige Torfbildungen unterschiedlicher Tiefen. Nach RICKERT (2008) weisen diese gegenüber der Altbohrung geringere Mächtigkeiten auf. Die Verfüllung der Hohlform besteht neben den biogenen Sedimenten aus feinen und mittleren Sanden. In den Randbereichen wurden bindige Sedimente, Geschiebelehm und Geschiebemergel nachgewiesen. Das Profil bestätigt hier das Untergrundmodell der Bahrenfelder Senke (Kapitel 5) und zeigt, dass auch verfüllte und maskierte Hohlformen im Untergrund durch das Höhenmodell aufgespürt werden können.



**Abb. 7.3.7:** Das geologische Profil A-A' (6fach überhöht) zeigt die nach unten geöffnete Hohlform BS-16. Die Verfüllung besteht aus Mittel- und Feinsanden. Die Randbereiche sind durch in sich verzahnte bindige Sedimente charakterisiert. Drei kleinräumige Torfhorizonte unterschiedlicher Tiefenlage wurden altersdatiert und dienen als Referenz zu den Torfen der Hohlform BS-12; orange=Sand, braun=Torf, grau=Geschiebelehm, lila=Geschiebemergel, grau "A"=anthropogene Auffüllung (Quelle der Bohrdaten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg).

Eine vollständige Bearbeitung der Pollenanalyse findet sich in einem projektinternen Bericht von RICKERT (2008). Die Beprobung der oberen Torfe (4,57 - 4,66 m) beschreibt ein zeitliches Spektrum von Atlantikum (9000 - 5750) über Subboreal (5750 - 2750) bis zum (mittleren) Subatlantikum (1000 - 400 nChr.). In den Bereichen zwischen 7,55 m und 9,40 m sind die datierten Proben nicht eindeutig zuzuordnen. Sicher lässt sich jedoch aussagen, dass diese Proben deutlich älter sind und nicht mehr dem Boreal zugeordnet werden können. Rickert diskutiert anhand der Pollenspektren die Bildungszeit der biogenen Sedimente innerhalb eines Interstadials der Weichsel-Kaltzeit, hält aber auch einen Bildungszeitraum im späten Eem für

möglich. Der Nachweis der Wasserpflanze *Myriophyllum spicatum* und Algen der Gattung *Pediastrum* ab einer Tiefe von 9,14 m zeigt, dass es sich hier entgegen dem Verzeichnis der Bohrung B27 des geologischen Landesamtes Hamburg nicht um einen stark humosen bis torfigen Feinsand handelt, sondern um eine sandige Mudde/Sandmudde bzw. einen Feinsand mit eingeschalteten Muddelagen.

Weitere Differenzen zwischen den biogenen Sedimenten der beiden Bohrlokalitäten können anhand der eindeutig datierten oberen Torfe dargestellt werden. Die Torfe des mittleren Subatlantikums (2000 bis 1000 aBPcal) treten in der Peilstangenbohrung im Bereich ab 0,61 m unter der Geländeoberkante auf, dieses entspricht in Bohrung B27 20,08 mNN. Die gleich alten Torfe treten hingegen in Bohrung 1100 bei 17,83 mNN auf. Da es sich um Niedermoor torfe handelt, deren Bildung im Bereich des mittleren Grundwasserspiegels erfolgte, kann dieser „Sprung“ von rund 2,2 m erst nach der Bildung der Torfe erfolgt sein. Der Grundwasserspiegel muss bei der geringen Entfernung der Bohrpunkte zueinander ehemals in der gleichen Tiefe gelegen haben. Dies deutet auf ein lokales Absinken zumindest der Struktur BS-12 des heute tiefer liegenden Torfes hin. Sollte es sich bei der maskierten Hohlform ebenfalls um einen Erdfall handeln, so kann hier von einem „relativen“ höheren Absenkungsbetrag der Struktur BS-12 von 2,2 m gegenüber der maskierten Hohlform ausgegangen werden.

### 7.3.9 Klassifizierung und Genese

Bedingt durch eine zumindest teilweise erfolgte anthropogene Verfüllung der Kollapsstruktur wird dieser Erdfall zunächst seinem Erscheinungsbild an der Oberfläche als *buried*-Typ klassifiziert. Die Auswertung geophysikalischer Daten des südlichen Strukturbereichs der Hohlform BS-12 zeigt das charakteristische Muster eines schlagartigen Kollapsereignisses. Der Genese nach wird der Erdfall entsprechend als *dropout*-Typ klassifiziert. Dieser bildet im Allgemeinen kleinräumige und kreisrunde Oberflächeneinbrüche aus. Die elongierte Oberflächenstruktur lässt sich durch das nahegelegene nördliche Kollapszentrum erklären. Die Distanz zwischen den beiden Erdfällen ist so gering, dass es zwischen den Einbruchtrichtern zu Überlappungen der Randbereiche kommt. Entsprechend einer „Schnittmenge“ wurde aus dieser Zone Material in beide Einsturztrichter transportiert. Der Gesamtbetrag des bewegten Materials ist hier also deutlich höher als in den anderen Randbereichen. Somit kommt es zur Ausbildung einer einzigen, deutlich größeren und sichelförmigen Depression. Die tieferen Sektionen der Widerstandsgeoelektrik deuten an, dass sich der eigentliche Massentransport im Untergrund durch nur eine zentrale Zone zwischen den Oberflächeneinstürzen vollzieht. Aus diesem Grunde muss die gesamte Hohlform als Kollapsstruktur angesehen werden, deren Hauptcharakteristik in mehreren und räumlich voneinander getrennten Oberflächeneinbrüchen besteht. Kleinräumige „stockwerkartig“ auftretende Torfbildungen, sowie die nahegelegene Torfbildung gleichen Alters aber unterschiedlicher Tiefenniveaus stützen diese Beobachtung. Eine sichere zeitliche Zuordnung der Erdfallaktivität kann auf einen Zeitraum nach der Bildung der Torfe des mittleren Subatlantikums vorgenommen werden. Rezente



Bewegungen im Bereich der Struktur BS-12 werden durch die Stufenbildung an der Geländeoberkante sowie durch Neigungsmessungen an den Hochhäusern belegt. Ob diese jedoch mit einem anhaltenden Massenverlust im Untergrund in Verbindung stehen, oder durch Setzung bzw. auch Bodenkriechen hervorgerufen werden, kann hier nicht eindeutig nachgewiesen werden. Eine kontinuierliche und kleinräumige Vermessung kann hierüber Aufschluss geben.



**Abb. 7.4.1:** Geographische Lage der Hohlform FS-2; GPR Profile mit Zugrichtung der Antennen (blaue Pfeile); GPR-Messfelder (Polygone in rosa); Bohrpunkt (schwarz); Bohrpunkt (rot) im geologischen Profil A-A' (rote Strich-Punkt-Linie); Bohrpunkt (grün) im geologischen Profil B-B' (grüne Strich-Punkt-Linie); Bohrpunkt (blau)=Korrelationsbohrung für GPR-Daten (Quelle der Bohrlokationen und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg); Bohrpunkt (gelb)=eigens abgeteufte Korrelationsbohrung für GPR-Daten.

#### 7.4 Struktur FS-2

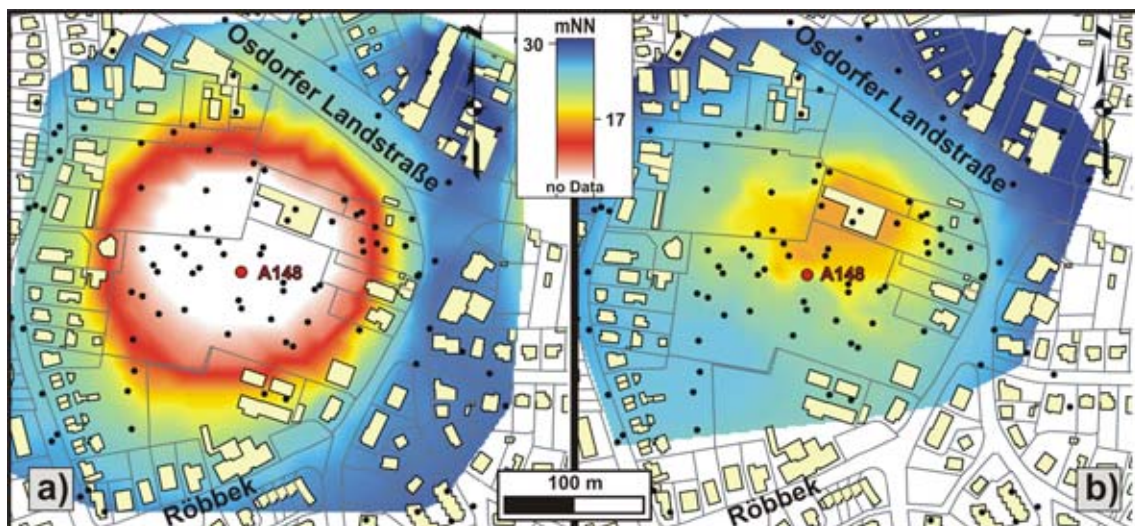
Das Untersuchungsgebiet der Struktur FS-2 wird im Norden von der Osdorfer Landstraße, im Osten von der Groß Flottbeker Straße, im Süden von der Röbbek und im Westen von dem Verlauf der Seestraße eingegrenzt. Ungefähr am westlichen Rand des heutigen Flottbeker Marktplatzes befand sich noch 1927 ein Teich, der zum Garten des Staudinger Hauses in der Seestraße 32 bis 34 gehörte (siehe auch Abb. 4.2). Er hatte einen Abfluss Richtung Süden durch das Moor und bildete die Quelle des Baches Röbbek. Theodor Finmann schrieb dazu: „Wiederholt hatte Staudinger versucht, den Teich zuzuschütten, es gelang aber nur vorübergehend, immer wieder wurden die Sandmassen von dem Moorgrund aufgesogen. Solche Teiche „ohne Grund“ hatten etwas Unheimliches und gespensterhaftes an sich. Historische Karten belegen, dass dieses vermoorte Gebiet, auch Moorwisch oder Dübels genannt, nie bebaut wurde. Die historische Recherche und auch der augenscheinliche Eindruck heute verraten, dass das Moor über lange Jahre hinweg als Müllablageplatz genutzt wurde.“



Für die Bearbeitung der Hohlform konnten bestehende Bohrdaten herangezogen und im Detail ausgewertet werden. Die Analyse besonders der strukturellen Randbereiche erfolgte mittels Georadar. Durch das Abteufen weiterer Flachbohrungen innerhalb der Messfelder war eine direkte Korrelation zwischen geophysikalischen und geologischen Informationen gegeben. Des Weiteren wurden Altersdatierungen an Torfen unterschiedlicher Tiefenlage vorgenommen. Das Probenmaterial stellte die Firma Enders & Dürkop während Baugrunduntersuchungen (2008) zur Verfügung. Die biogenen Sedimente entstammen dem nördlichen Grundstücksbereich der Schule in der Straße Röbbek 4a-b. Eine geplante und ergänzende Messung mittels Widerstandsgеоelektrik konnte nicht durchgeführt werden, da sich die Hohlform in den Jahren 2006 bis 2007 unerwartet mit Stauwässern gefüllt hatte. Aus der Karte (Abb. 7.4.1) geht die Lage des Untersuchungsgebietes, der Bohrungen, der geologischen Profile und der Radarsektionen sowie der -messfeldern hervor.

#### 7.4.1 Ergebnisse der bathymetrischen Vermessung

Im Unterschied zur Vorgehensweise bei den bisher beschriebenen Strukturen erfolgte die räumliche Vermessung der Hohlform im Untergrund nicht mittels Georadar, sondern durch eine detaillierte Modellierung von 97 Bohrungen. Dieses ist durch die ungünstigen Messbedingungen für das Radar im zentralen Bereich der Struktur begründet. Die Größe der Hohlform, der Bodenbewuchs und der dichte Baumbestand verwehrten die Anlage eines Messfeldes. Oberflächennahe Wurzelböden, die mächtige Verfüllung durch Müll sowie der ansteigende Stauwasserspiegel erwiesen sich hier ebenfalls als äußerst ungünstige Faktoren für die Analyse des oberflächennahen Untergrundes mit dem Georadar.



**Abb. 7.4.2:** Bathymetrische Darstellung **a)** Top Geschiebelehm und **b)** Top Sand mit Angaben in mNN. Für die Berechnung der Flächen standen maximal 97 Bohrungen zur Verfügung. Bereiche weißer Farbe beinhalten keine Daten. (Quelle der Bohrlokationen und Topographie: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg).

Die Abbildungen **7.4.2a** und **b** zeigen die räumliche Ausbreitung der Struktur FS-2. In diesen Abbildungen ist die Hohlform ergänzend zum Kapitel 5 durch das Top der Geschiebelehm- und Sandlage in unterschiedlicher Tiefe dargestellt. Auf diese Weise lässt sich ein Bild der Hohlform in verschiedenen Tiefenniveaus visualisieren und kann durch die Charakteristik der einzelnen Verfüllungen Asymmetrien in der Gestalt der Struktur aufdecken. Der tiefer gelagerte Horizont ist hier Top Geschiebelehm (Abb. **7.4.2a**), der eine kreisrunde Hohlform beschreibt. Der Durchmesser der Struktur in Nord-Süd- sowie in Ost-West-Richtung beträgt ca. 250 m. Die dunkel- und hellblauen Farben zeigen Bereiche des Top Geschiebelehms in einer Tiefe zwischen 1 m und 5 m unter Flur an. Ein rascher Farbwechsel von Türkis und Grün über Gelb, Orange und Rot in Richtung zum Zentrum hin signalisiert ein steiles Einfallen der Oberfläche bis in eine Teufe von über 20 m. Die Kartendarstellung zeigt ebenfalls, dass diese Bereiche teilweise überbaut sind. In der weiß belassenen Zone treffen die Bohrungen keinen Geschiebelehm innerhalb einer Teufe von 25 m an. Das augenscheinliche strukturelle Zentrum liegt nahe des Kreuzungspunktes A148 der beiden geologischen Profile A-A' und B-B' (Abb. **7.4.8** und **7.4.9**).

In Abbildung 7.4.2b ist die Modellfläche Top Sand dargestellt. Der Sand überdeckt in weiten Bereichen den Geschiebelehm und beschreibt einen Senkenbereich mit einem Durchmesser zwischen 150 m in Nord-Süd- und 185 m in Ost-West Richtung. Die blauen Farben deuten wiederum eine Lage nahe der Geländeoberkante an, welche sich hier jedoch deutlich weiter zum Strukturzentrum hinzieht als es bei Top Geschiebelehm der Fall ist. Die tiefsten Bereiche der Oberfläche sind in orangenen Farben dargestellt und liegen bei ca. 17 mNN, was einer etwaigen Teufe von 11 - 13 m unter Flur entspricht. Das strukturelle Zentrum ist von ovaler bzw. subzirkularer Gestalt, liegt allerdings nördlich bzw. nordwestlich der Bohrung A148. Die Lage des tiefsten Oberflächenbereichs Top Sand weist somit gegenüber dem modellierten strukturellen Zentrum des Geschiebelehms auf eine leichte Asymmetrie der Struktur hin. Auch das strukturelle Zentrum der Modellfläche Sand ist zum Teil überbaut. Die geologischen Profile (Abb. **7.4.8** und **7.4.9**) verdeutlichen die Verteilung und die Mächtigkeiten der die Hohlform verfüllenden Sedimente.

#### 7.4.2 Georadar

Die für den Einsatz des Georadars bereits beschriebenen ungünstigen Messbedingungen im zentralen Strukturbereich führten dazu, den Schwerpunkt der Radaruntersuchung auf den unmittelbaren strukturellen Randbereich im Übergang zwischen der zentralen, stark bewaldeten Zone und den privaten Gärten bzw. nicht überbauten, begehbaren Flächen zu verlegen. Für diese Untersuchungen wurden 18 Einzelprofile und drei Messfelder mit jeweils 200 MHz sowie 100 MHz Antennen angelegt. Die Strategie der Messkampagne bestand darin, die Struktur möglichst konzentrisch zu vermessen, um im günstigen Fall Deformationsstrukturen in einem 90° Winkel zum Streichen aufnehmen zu können. Außerdem wurden Straßenprofile rund um die Struktur FS-2 und im Besonderen in der Falllinie am westlichen Hangbereich

der Flottbeker Senke aufgenommen. Letztere Profile dienen der Klärung, ob an dem morphologisch ausgeprägten Senkenrand Hanginstabilitäten dargestellt werden können. Die Charakterisierung der drei Messfelder zur räumlichen Darstellung der Randstrukturen lassen sich wie folgt beschreiben:

- **Mf1** (100/200 MHz): Länge: max. 50 m; Breite: 80 m; Profilabstand: 10 m; Anzahl der Profile: 9; Querprofil bei 5 m vor Messfeldende; Eindringtiefe: max. 11 m
- **Mf2** (100/200 MHz): Länge: max. 45 m; Breite: 19,5 m; Profilabstand: 0,3 m bzw. 3 m; Anzahl der Längsprofile: 66 bzw. 9; 1 Querprofil zentral (SW-NE); max. Eindringtiefe: ca. 10 m
- **Mf3** (100/200 MHz): Länge: 25 m; Breite: 7,2 m; Profilabstand: 0,6 m; Anzahl der Längsprofile: 13; 1 Querprofil zentral (SW-NE); max. Eindringtiefe: ca. 10 m, Ergänzungslinie Mf3-file1 über den gesamten Strukturrand mit direktem Anschluss an das Messfeld.

#### 7.4.3 Vermessung des Zentralbereiches

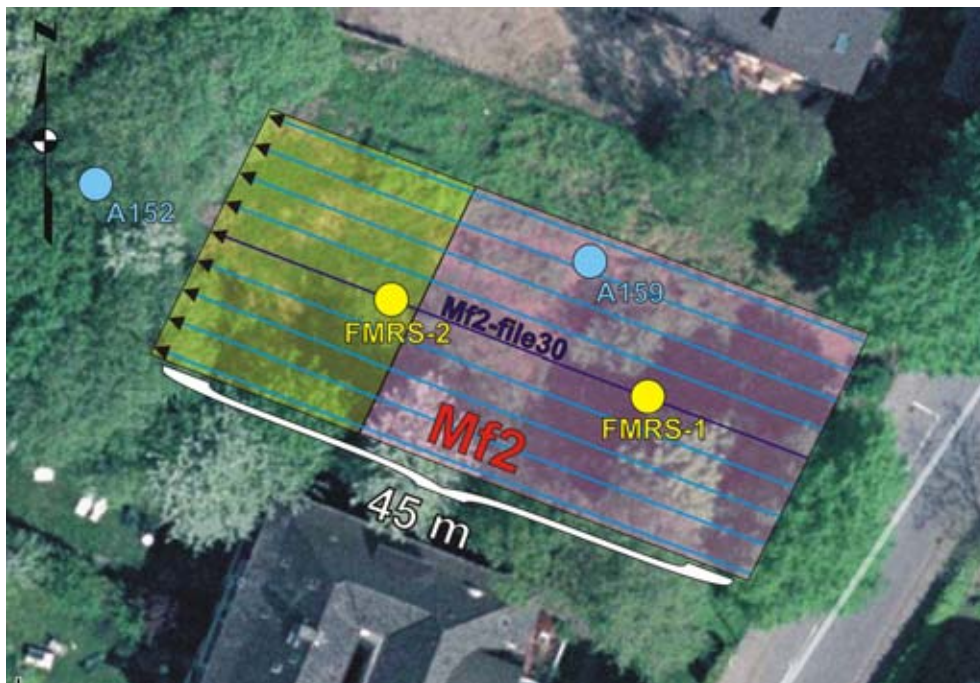
Das von Ost nach West zentral durch die Struktur verlegte Radarprofil Mf3-file1 zeigt lediglich das Deformationsmuster des östlichen bzw. des westlichen Randbereiches auf. Die deformierten Reflektoren enden mit der maximalen Analysetiefe von ca. 10 m. Das Signal des zentralen Strukturbereiches ist geprägt durch den oberflächennahen Wurzelboden, durch die mächtige und inhomogene, teilweise mit Müll belastete anthropogene Verfüllung und eine lokale, bis zu mehreren Metern mächtige Torfbildung. Die Datenqualität ist hier unzureichend für eine strukturelle Analyse. Hinzu kommt, dass sich Deformationen innerhalb von Torfen nur dann durch das Radar abbilden lassen, wenn Top oder Basis deutlich deformiert wurden und einen Impedanzkontrast zum umgebenden Material liefern. Gleiches gilt für eine durch Deformation entstandene Kluft bzw. einen markanten Riss, welcher mit einem mineralischen Sediment (z.B. Sand) verfüllt wurde und so einen Impedanzkontrast zum Signal des Torfes ausbildet. Dieses wurde im zentralen Strukturbereich nicht beobachtet. In diesem Fall ist davon auszugehen, dass mögliche Deformationen durch die wassergesättigten organogenen Sedimente innerhalb kurzer Zeiträume verschlossen wurden.

#### 7.4.4 Vermessung der Strukturränder

Eine detaillierte Vermessung des Strukturrandes wurde mittels Georadar innerhalb von definierten Messfeldern durchgeführt. Diese drei Felder wurden dort angelegt, wo zum einen eine möglichst große und gut begehbare Fläche zur Verfügung stand, und zum anderen die Messfeldfläche diejenigen Zonen der modellierten bathymetrisch vermessenen Bereiche überdeckt, welche jeweils durch intensives Abtauchen der Modellflächen (gelb bis rote Farben, Abb. 7.4.2a, b) gekennzeichnet sind. Im Norden bot sich hierfür der asphaltierte Flottbeker Marktplatz (Mf1) an. Die Oberfläche der südöstlich davon gelegenen Freifläche ist versiegelt. Eine intensive Zementation des

kalkhaltigen Materials der Oberflächenversiegelung wirkt sich äußerst ungünstig auf die Eindringtiefe der elektromagnetischen Radarwelle aus, so dass hier mit der 100 MHz-Antenne eine ungewöhnlich geringe Analysetiefe von maximal 4,5 m erreicht werden konnte. Die Fläche wurde für die Anlage eines Messfeldes als ungünstig bewertet. Die Charakteristika der einzelnen Messfelder wurden bereits oben beschrieben.

Das Messfeld Mf2 befindet sich in der Groß Flottbeker Straße 65. Dieses Ödland musste zunächst eigens für die Radarmessungen von Dornengebüsch und störendem Bewuchs befreit werden. Hier lag die Eindringtiefe bei ca. 10 m. Von den 66 parallel angeordneten Längssektionen des Messfeldes Mf2 wurde jedes zehnte 100 MHz-Profil vom Zaun zur Groß Flottbeker Straße aus in Richtung Westen zum Strukturzentrum hin gezogen (Abb. 7.4.3).

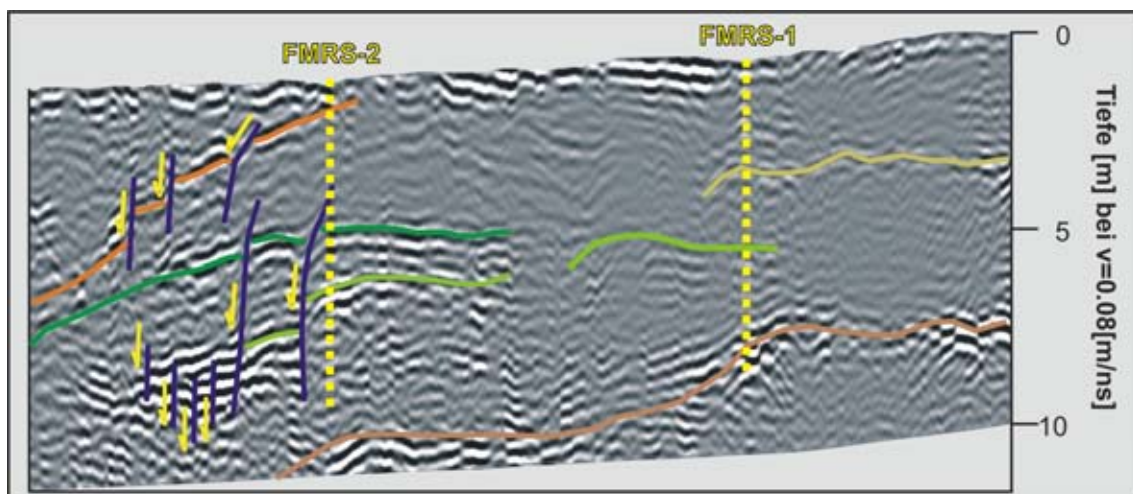


**Abb. 7.4.3:** Geographische Lage des Messfeld 2 (Mf2); GPR Profile mit Zugrichtung der 100 MHz Antennen (blaue Pfeile); GPR-Messfeld mit Profilabstand von 2 m (Polygon in rosa); GPR-Messfeld mit Profilabstand von 0,3 m (Polygon in gelb); Bohrpunkte (blau)=Korrelationsbohrung für GPR-Daten (Quelle der Bohrlokationen: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg); Bohrpunkte (gelb)=Korrelationsbohrung für GPR-Daten (eigens abgeteuft); Quelle Luftbild: Landesbetrieb Geoinformation und Vermessung - Stadt Hamburg.

Profil Mf2-file30 (Abb. 7.4.3 und 7.4.4) zeigt eine 45 m lange Radarsektion aus diesem Messfeld. Auf den ersten 10 m bis 15 m beschreiben die Reflektoren unterschiedlicher Tiefenlage eine weitgehend horizontale und ungestörte Lagerung. In diesem Bereich wurde die Bohrung FMRS-1 eigens abgeteuft. Die geologische Ansprache des Bohrprofils beschreibt bis in eine Tiefenlage von 7,2 m eine Abfolge von verschiedenen Sanden und Feinkiesen sowie sehr geringmächtigen Torflagen (< 10 cm) und Tonen (< 20 cm). Diese geringmächtigen Zwischenlagen liegen im Grenzbereich des Auflösungsvermögens der 100 MHz Antenne und können nicht eindeutig abgebildet



werden. In einer Teufe von ca. 7,2 m wurde Geschiebelehm erbohrt. Dieser lässt sich mit dem deutlichen Impedanzkontrast zwischen den Sanden und der strukturellen Basis (braune Linie) gut korrelieren (Abb. 7.4.4). Im weiteren Profilverlauf fällt das Top Geschiebelehm bis zum Analysemaximum von ca. 10 m Tiefe wellenförmig ab. Außerdem erhöhen sich die Einfallwinkel und der Deformationsgrad aller Reflektoren auf den letzten fünfzehn Profilmeter signifikant und markieren hier den Strukturrand (Abb. 7.4.4, grüne und orangefarbene Linien). Zwei weitere Bohrungen (A152, A159) nahe dem Messfeld bestätigen die sedimentäre Abfolge von FMRS-1. Anhand dieser ergänzenden Bohrprofile und einer zweiten eigens abgeteufte Sondierung (FMRS-2) innerhalb des Messfeldes lassen sich weitere Reflektoren verifizieren. Der bereits bekannte Reflektor des Tops Sand (orangefarbene Linie) wird in dem Bohrprofil FMRS-2 von einer knapp 0,5 m mächtigen anthropogenen Auffüllung überlagert. Die Reflektoren Top Sand bzw. Basis Auffüllung sowie die Geländeoberkante zeigen, wie die künstliche Verfüllung zum Senkenzentrum hin an Mächtigkeit deutlich zunimmt, während am Strukturrand der Sand mit einer Mächtigkeit von 4,5 m im Profilverlauf bis auf wenige dm ausdünn. Das Top Sand bildete die oberste natürliche Erosionsfläche und zeichnet die Gestalt des ehemaligen steil einfallenden Randbereichs der Hohlform nach. Deutliche Versätze dieser Paläooberfläche entlang von subvertikalen Abbruchkanten weisen darauf hin, dass es bis zur Verfüllung des Zentralbereiches von Menschenhand noch zu Deformationen bis an die ehemalige Geländeoberkante gekommen sein muss.

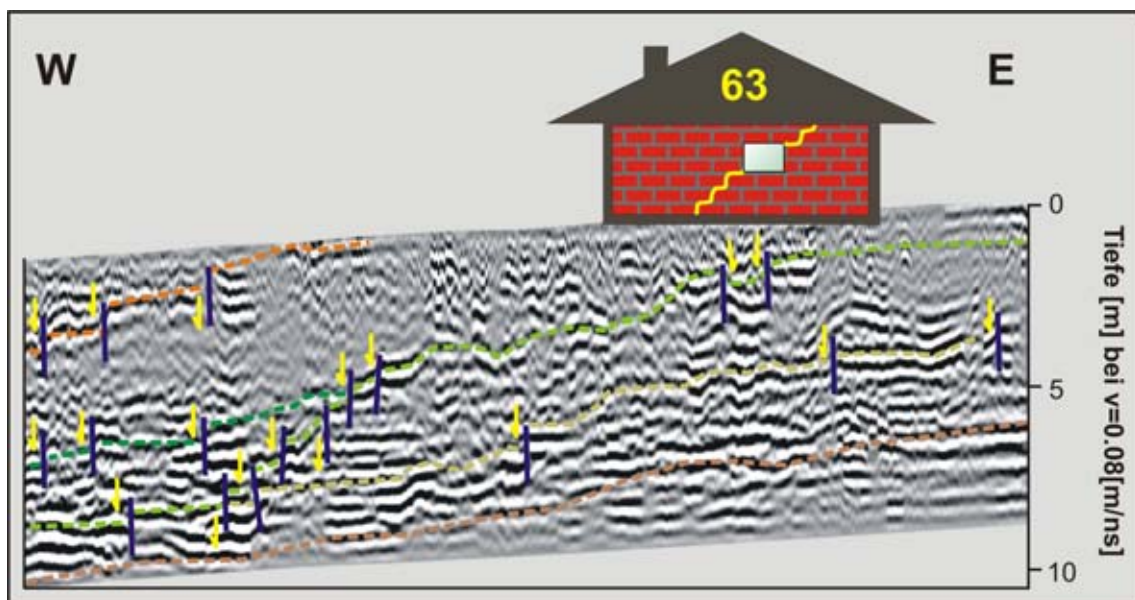


**Abb. 7.4.4:** Radarsektion Mf2-file30 (1,3fach überhöht), 100 MHz, Länge 45 m; Das Radargramm bildet verschiedene Paläooberflächen am östlichen Randbereich der Struktur FS-2 ab. Die interpretierten Reflektoren zeigen in ihrem Verlauf vom Randbereich zum strukturellen Zentrum hin unterschiedliche Einfallswerte und Deformationsmuster; orangefarbene Interpr.-Linie=Top Sand, dunkelgrüne Interpr.-Linie=Top Torf, hellgrüne Interpr.-Linie=Top Sand/Basis Torf, braune Interpr.-Linie=Geschiebelehm (strukturelle Basis), olivfarbene Interpr.-Linie=geringmächtige sandige Zwischenschicht mit Korngrößenwechsel; dunkelblaue Linien=Abbruchkanten; gelbe gestrichelte Linien=im Profilverlauf abgeteufte Korrelationsbohrungen (FMRS-1 & FMRS-2).



Unterhalb der Sande folgt zunächst eine ca. 1,2 m mächtige Torfschicht (dunkelgrüne Linie=Top Torf). Im Profilverlauf zeigen auch die biogenen Sedimente zunächst eine horizontale Lagerung. Im Bereich des deformierten Strukturrandes ändert sich jedoch dieses Lagerungsverhältnis und auch die Torfe fallen zum strukturellen Zentrum hin ein. Deformationsanzeiger sind am Top Torf zwar erkennbar, jedoch nicht so intensiv ausgeprägt, wie es bei den zuvor beschriebenen oberen Sanden der Fall ist. Unterhalb der Torfe lagern bis zum Geschiebelehm der strukturellen Basis weitere meist weiße Feinsande. Diese kolluvialen Einträge zeigen an ihrem Top (hellgrüne Interpretationslinie) postsedimentäre Deformationsstrukturen in Form eines Stufenmusters. Auch hier wird der Reflektor mehrfach an subvertikalen Abbruchkanten nach unten versetzt. Auf dem durch signifikante Deformation charakterisierten Profilabschnitt fällt die strukturelle Basis unter die maximale Analysetiefe des Radars von gut 10 m und bestätigt die durch verschiedene Bohrungen modellierte bathymetrische Vermessung der Geschiebelehme.

Südlich von Messfeld Mf2 liegt das Messfeld Mf3 im Garten von Haus 63. Um die hier beobachteten Deformationsmuster im Untergrund mit Schäden im Mauerwerk korrelieren zu können, wurde das Profil Mf3-file1 in Ost-West-Richtung von der Groß Flottbeker Straße aus beginnend entlang des Hauses Nr. 63 und mit direktem Anschluss an den Südrand des Messfeldes Mf3 angelegt. Das Profil verläuft durch den gesamten Zentralbereich der Hohlform und endet nahe dem westlichen Strukturrand (Abb. 7.4.1).



**Abb. 7.4.5:** Radarsektion Mf3-file1 (~3,5fach überhöht), 100 MHz, Länge 60 m; das Radargramm bildet verschiedene Paläooberflächen am östlichen Randbereich der Struktur FS-2 ab. Die interpretierten Reflektoren (gestrichelte Linien) entsprechen den Farben und den Sedimenten von Abbildung 7.4.4. Abbruchkanten und Bewegungssymbole belegen den Deformationsstil des typischen Stufenmusters zum Strukturzentrum hin. Aus der Skizze geht hervor, dass Haus 63 zumindest teilweise oberhalb des aktiven Strukturrandes liegt. Die angedeutete Rissbildung in der Verfugung spiegelt den progressiven Deformationsstil des Untergrundes im Mauerwerk wieder.

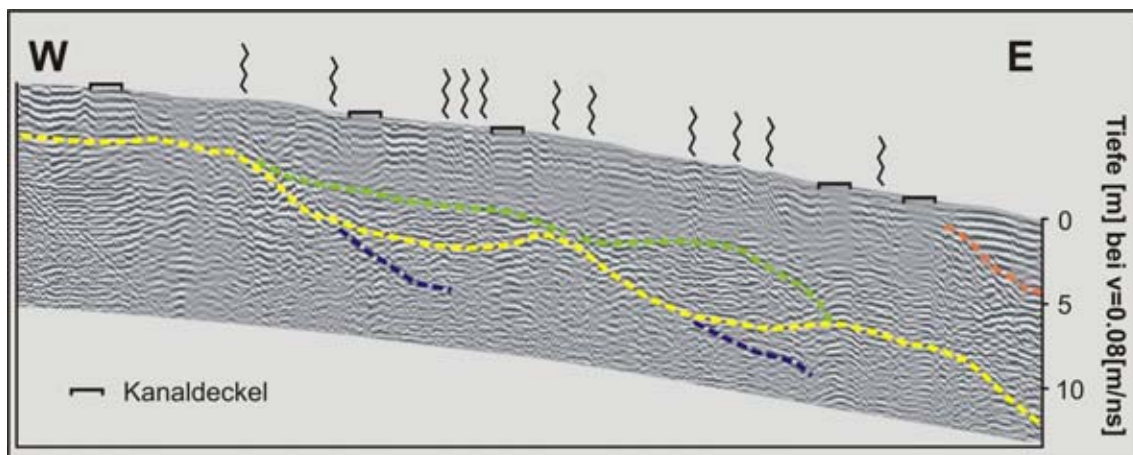
Anhand der Radardaten des Messfeldes Mf3 lassen sich analog zu Mf2 die sedimentäre Abfolge, Lagerungs- sowie Deformationscharakteristika abbilden. Während bei den zuvor beschriebenen Erdfällen in den sekundären und peripheren Strukturbereichen das wellenförmige oder stufenartige Deformationsmuster des Untergrundes zu ausgeprägten Geländestufen mit Abbruchkanten an der Geländeoberkante führte, zeigt Profil Mf3-file1 das progressive strukturelle „Wandern“ der Deformationsstrukturen im Untergrund in die Schwachpunkte des Mauerwerks, die Verfügung des Hauses Nr. 63 hinein (Abb. 7.4.5). Häufig verläuft die Rissbildung bis in die Ecken der unteren Fensterzargen und setzt sich ab der gegenüberliegenden oberen Zargenecke im Mauerwerk weiter fort. Oberhalb der Bereiche intensiver Deformation im Untergrund durchzieht das Stufenmuster nicht nur die Verfügung, sondern bricht das Ziegelwerk oder sogar betonierete Kellerwannen (siehe Kapitel 1, Abb. 1.2).

Die Radardaten des Messfeldes Mf1 sowie die zahlreichen Einzelprofile bestätigen das zuvor beschriebene Reflektorenmuster. Die einzelnen Sektionen dienen weiterhin zur geographischen Vermessung des gesamten äußeren Strukturrandes, welcher aus der Strukturkarte (Kapitel 8) hervorgeht.

#### 7.4.5 Beschreibung des peripheren Strukturbereichs und des Senkenrandes

Der westliche Rand der Flottbeker Senke fällt geographisch mit dem peripheren Bereich der Strukturen FS-1 und FS-2 zusammen. Die Straßen Wolsteinkamp, Staudingerstraße, Von-Thünen-Straße und Windmühlenstieg verlaufen im Fallen des markanten Hanges (Abb. 7.4.1) auf den zentralen Bereich der Struktur FS-2 zu. Bei den Anliegerhäusern dieser Straßen traten wiederholt Fassadenrisse auf und auch Straßenschäden waren zu beobachten. Außerdem liegt der Hang in einer Zone aktiver Kollapsbeben, welche seit Jahrzehnten mit der Struktur FS-1 in Verbindung gebracht werden. Für eine strukturelle Untersuchung des Untergrundes wurden hier acht Parallelprofile mit dem Georadar im Verlauf der vier Straßen angelegt. Auf allen Profilen zeichnen sich in unmittelbarer Nähe der Geländeoberkante die horizontalen Reflektoren der Fahrbahn und deren Unterbau ab. Störenden Einfluss auf die Messungen nahmen Kanaldeckel und deren Verrohrung bis zur Kanalisation in gut 5 m Tiefe unter Flur (Top Kanalrohr). Weiterer Leitungsbestand ist lediglich auf den ersten 1,8 m unter Flur zu erkennen. Grundsätzlich wirkten sich bei allen Messungen die für das gewählte Messverfahren ungünstigen Eigenschaften des unterhalb des Straßenfundaments anstehenden Geschiebelehms sowie Geschiebemergels auf die Datenqualität aus. Trotz der mäßigen Datenqualität lässt sich ein markanter Reflektor über das gesamte Profil FM-file15 (Abb. 7.4.6) verfolgen (gelbe gestrichelte Linie). Dieser zeigt ein weites Wellenmuster, welches deutlich steiler einfällt als die Geländeoberkante. Das Muster der steilen Wellenflanken lässt sich jeweils noch einige Meter weiter in den Untergrund verfolgen (blaue gestrichelte Linie), während sich oberhalb der Wellentäler linsenförmige Sedimentkörper starker Impedanz abheben (grüne gestrichelte Linie = Top Sedimentkörper). Die Symbole der Zickzacklinien nahe

der Geländeoberkante beschreiben die während der Messung kartierten Straßenschäden. Die Lage der Symbole zeigt, dass die kartierten Rissbildungen sowohl oberhalb des Wellenscheitels als auch der steilen Wellenflanken auftritt, d.h. dort, wo eine durch Hangaktivität provozierte Zerrung am ehesten zu erwarten ist. Ebenso lassen sich Straßenrisse oberhalb der Sedimentlinsen im Wellental erkennen. Eine direkte Korrelation zwischen den Strukturen im Untergrund und den kartierten Schäden an der Geländeoberkante ist mit dieser Antennenfrequenz also nicht eindeutig möglich. Die Eindringtiefe der 200 MHz Antenne reicht aufgrund der bindigen Böden im Untergrund mit ca. 4,5 m nicht bis zu den markanten Reflektoren in ca. 7 m Tiefe. Das Reflektorenmuster wiederholt sich auf allen Radarsektionen des Senkenrandes und ähnelt dem Rutschungsmuster bereits beschriebener kleinräumiger Strukturen. Da eine Rutschung immer vom Wellentop beginnt und entlang der steileren Flanke abrutscht, wurden diejenigen Bereiche an den einzelnen Radargrammen markiert, an denen es am ehesten zu einer Zerrung und später zur Ausbildung von Abbruchkanten kommen kann. Diese Punkte wurden anschließend in die Geogefahrenkarte in Kapitel 8 übertragen und über das Symbol einer Abbruchkante miteinander verbunden. Am Ende des Profils FM-file15 (Abb. 7.4.6) markiert die orangefarbene Linie den faziellen Wechsel von bindigen Sedimenten im Westen zum Sand in Richtung zum Strukturzentrum hin.

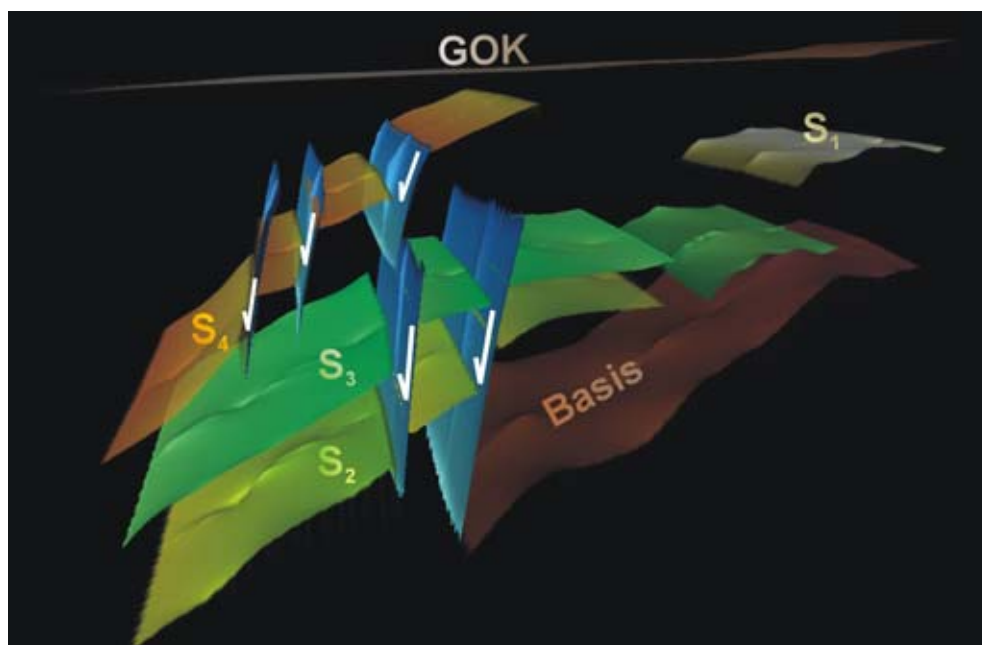


**Abb. 7.4.6:** Radarsektion FM-file15 (~3,5fach überhöht), 100 MHz, Länge 202 m. Das Radargramm bildet den peripheren westlichen Randbereich der Struktur FS-2 bzw. den westlichen Strukturrand der Flottbeker Senke entlang der Von-Thünen-Straße ab. Neben den auffälligen Störsignalen der Kanaldeckel und der Verrohrung darunter zeigen die Zickzacklinien oberhalb der GOK kartierte Straßenschäden an. Im Untergrund bildet sich ein Wellenmuster anhand eines markanten Reflektors ab, welcher sich über das gesamte Profil verfolgen lässt (gestrichelte gelbe Interpretationslinie). Unterhalb der jeweiligen Absätze lässt sich die Reflektorgeometrie weiter in den Untergrund verfolgen (blaue gestrichelte Interpretationslinie). Die grünen Interpretationslinien zeigen das Top von Linsen starker Impedanz an. Im östlichen Profilbereich beschreibt die orangefarbene gestrichelte Linie den Fazieswechsel von bindigen Sedimenten im Westen und einer künstlichen Sandverfüllung in Richtung zum Strukturzentrum hin.

#### 7.4.6 Deformationsstil

Die umfangreichen Untersuchungen des gesamten Randbereiches der Hohlform FS-2 mittels Georadar beschreiben ein einheitliches Bild des Deformationsstils. Dieser zeigt

deutliche Analogien zu dem Deformationsstil der Sekundärstrukturen und Randbereiche der zuvor im Detail beschriebenen Erdfälle. Innerhalb der Analysetiefe konnte eine weitgehend undeformierte Basis bindiger Sedimente dargestellt werden, welche zum strukturellen Zentrum hin steil unter die Analysetiefe von rund 11 m fällt. Darüber lagernde Sande und organogene Sedimente weisen die typischen Reflektorenmuster der zum Strukturzentrum hin gestaffelten Abbruchkanten auf. Die Anzahl der Abbrüche und die Versatzbeträge variieren zwischen wenigen dm und fast einem Meter. Auffällig ist das inhomogene Deformationsmuster innerhalb der Torfschichten. Während die Basis des Torfes noch ein ausgeprägtes Stufenmuster der im Liegenden befindlichen Sande übernimmt, findet sich am Top Torf lediglich ein wellenartiger Reflektorenverlauf. Dabei bildet der Umbiegepunkt (Wellenscheitel) jeweils die Verlängerung des Abbruches der Basis. Die biogenen Sedimente scheinen die rupturartigen Bewegungen aufgrund ihrer Materialeigenschaften zu puffern. Im Hangenden der Torfe lagernde Sande hingegen zeigen wiederum das gestaffelte Muster der Abbruchkanten. Auch wenn die Struktur FS-2 einen mehrfach größeren Durchmesser zeigt als alle anderen zuvor beschriebenen Hohlformen, wird auch hier eine deutliche Zunahme des Einfallwinkels aller Paläooberflächen zum Zentrum hin deutlich. An den flacher geneigten Reflektorenabschnitten ist auch hier zunächst die Ausbildung von Rutschkörpern zu beobachten, während es zu einem Abbruch des Reflektors erst in den steiler einfallenden Bereichen kommt. Abbildung 7.4.7 zeigt ein aus Messfeld Mf2 generiertes 3D-Bild des Strukturrandes.



**Abb. 7.4.7:** 3D-Modell der Paläooberflächen, Deformationsstrukturen und Bewegungsindikatoren des östlichen Randbereiches der Hohlform FS-2, generiert aus den Radarsektionen Mf2-file1 bis file 66 und den Korrelationsbohrungen A152, A159, FMRS-1 und FMRS-2.

Aus der strukturellen Analyse mittels Georadar und den nicht zu erhebenden Daten im Zentralbereich der Hohlform FS-2 bleibt unklar, ob es ein oder mehrere Versturzzentren ähnlich den Primärverstürzen der zuvor beschriebenen Erdfälle gibt.

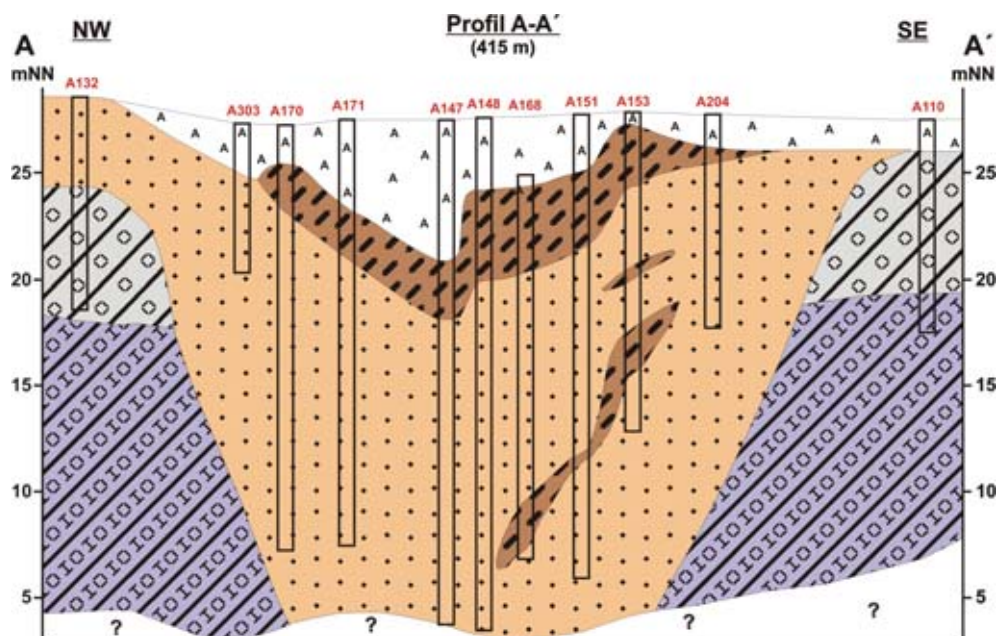


Ebenso kann es sich hier um einen anderen geologischen Prozess der Subsidenz handeln, welcher zu der Ausbildung dieser weiträumigen Hohlform geführt hat.

Außerhalb des unmittelbaren Strukturbereiches nehmen die Reflektoren peripherer Radarprofile nach Süden und Osten einen subhorizontalen Verlauf an, welcher mehr oder weniger parallel der Geländeoberkante verläuft. Im Norden und Westen hingegen geht die Struktur FS-2 in die Struktur FS-1 oder den Randbereich der Flottbeker Senke über. Hier enthalten die Radarsektionen Hinweise aus dem Reflektorenmuster, welche als Bodenbewegungen und Hanginstabilitäten interpretiert werden können.

#### 7.4.7 Auswahl der Bohrlokalitäten und Auswertung von Bohrdaten

Die Lage von zwei sich kreuzenden geologischen Profilen durch die Struktur FS-2 (Abb. 7.4.1) wurde so gewählt, dass deren Schnittpunkt ungefähr im durch die bathymetrischen Untersuchungen ermittelten Zentrum der Struktur liegt. Das Profil A-A' verläuft von NW nach SE und wurde aus den Daten von 11 Bohrsäulen entwickelt (Abb. 7.4.8). Ähnlich der Struktur BS-8 zeichnet sich eine markante Hohlform ab. Deren Verfüllung besteht überwiegend aus Sanden mittlerer Korngröße und lokal bis zu drei verschiedenen Torflagen. Die Bohrung A168 wurde noch vor der Verfüllung der Hohlform mit Müll, Bauschutt, Ziegelbruch und anderen Abfällen abgeteuft. Die anthropogene Verfüllung ist bis zu 5 m mächtig. Zu den Rändern hin wird die Hohlform durch Geschiebemergel und Geschiebelehm begrenzt, welche in den zentralen Bohrprofilen bis in eine Tiefe von ca. 25 m nicht erbohrt werden konnten.

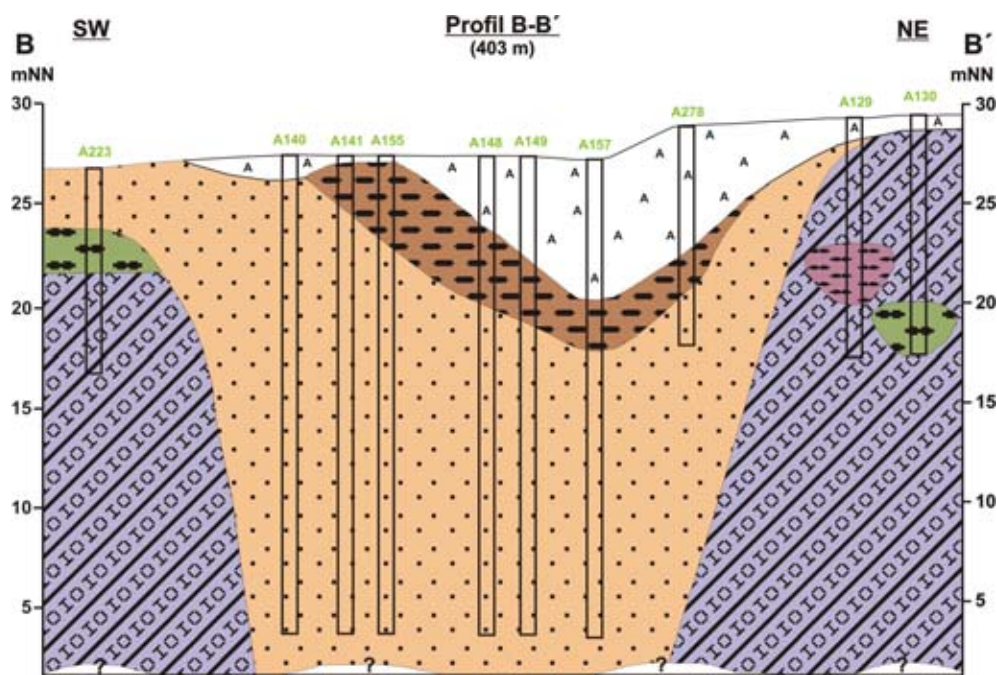


**Abb. 7.4.8:** Geologisches Profil A-A' durch die Struktur FS-2; orange=Sand, braun=Torf, grau=Geschiebelehm, violettblau=Geschiebemergel, weiß "A"=anthropogene Auffüllung (Quelle der Bohrdaten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg).

Während die Basis des Sandes oberhalb der bindigen Sedimente eine steile Trichterform ausbildet, stellt das Top eine seichte Senke dar, welche nach Südosten



einen stufenartigen Verlauf zeigt. Der darüber gelagerte obere Torf zeigt einen parallelen Verlauf zu diesem Muster, so dass diese Stufenstruktur beider Sedimente auf ein gemeinsames Deformationsereignis zurückzuführen ist. Eine weitere kleine Linse mittlerer Torfe wird in dem Bohrprofil A153 dokumentiert und ist durch eine ca. 2 m mächtige Sandlage von den oberen Torfen getrennt. Eine dritte Torflage wird durch die Bohrungen A168, A151 und A153 dokumentiert. Deren Mächtigkeit schwankt zwischen 0,4 m und ca. 1,2 m und dünnt ungefähr in der Mitte bei Bohrung A151 deutlich aus. Ungewöhnlich ist deren Lagerung, da das Torfband über eine Länge von ca. 90 m bis zum zentralen Bereich der Hohlform um ca. 15 m nach unten versetzt wurde.



**Abb. 7.4.9:** Geologisches Profil B-B' durch die Struktur FS-2; violettblau=Geschiebemergel, orange=Sand, braun=Torf, violett=Ton, oliv=Schluff, weiß "A"=anthropogene Auffüllung; (Quelle der Bohrdaten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg).

Das geologische Profil B-B' (Abb. 7.4.9) beschreibt einen SW-NE Schnitt durch die Struktur FS-2 und spiegelt die zuvor beschriebenen Lagerungsverhältnisse des Profil A-A' und die Gestalt der Hohlform weitgehend wider. Anders als im südöstlichen Strukturbereich ist am Top Sand und an den oberen Torfen kein stufenartiges Deformationsmuster zu erkennen. Die zentral abgeteufte Bohrprofile dokumentieren jedoch ein deutliches Einfallen des Tops des oberen Torfs zum Strukturzentrum hin. Während im Südwesten eine Mächtigkeit der Torfe von mehreren Metern erreicht wird, dünnen die biogenen Sedimente nach Nordosten hin aus. Der Neigungswinkel sowie die verringerte Mächtigkeit des Torfes zum strukturellen Zentrum hin sprechen für eine Deformation. Weitere Torflagen konnten hier nicht nachgewiesen werden. In den Randbereichen dokumentieren Bohrungen zusätzlich zu den bereits beschriebenen Sedimenten lokales Vorkommen von Ton und Schluff.

#### 7.4.8 Datierung

Aufgrund der hohen Stauwasserstände gegenüber den Vorjahren war die Bergung eines Bohrprofils oberflächennah anstehender organogener Sedimente aus dem zentralen Strukturbereich nicht möglich. Freundlicher Weise stellte jedoch die Firma Enders & Dührkop Sedimentproben zur Verfügung, welche während Baugrunduntersuchungen im Februar 2008 im Bereich Röbbek 4a-4b zu Tage gefördert wurden. Die ausführliche Pollenanalyse und Datierung findet sich in RICKERT (2008).

Den Bohrprofilen BS2 und BS4 entstammen Proben von jeweils einer Torfschicht. Die Bohrprofile BS5, BS7 und BS8 hingegen enthalten zwei und Profil BS6 drei Torfschichten unterschiedlicher Tiefenlage. Die oberflächennahen Torfschichten weisen Mächtigkeiten zwischen 0,5 m und ca. 1,2 m auf und zeigen ein typisches atlantisches Pollenspektrum von Eiche, Linde, Ulme und Erle. Da aus jeder Schicht nur eine Probe zur Verfügung stand, können jedoch keine Angaben zu Beginn und Ende des Wachstums der Torfe holozänen Alters gemacht werden. Darüber lagert eine ca. 2 m mächtige anthropogene Auffüllung. Die Profile BS5, BS7 und BS8 weisen unter Sanden variierender Mächtigkeit je eine weitere Torfschicht auf, im Falle von BS6 konnten zwei weitere Torfschichten geborgen werden. Die ermittelten Pollenspektren können sowohl aus dem ausgehenden Eem stammen, als auch aus einem Frühweichsel-Interstadial (vermutlich zweite Hälfte des Brörup-Interstadials). Dieses ist anhand von Einzelproben aufgrund der Ähnlichkeit der Pollenspektren aus der Frühphase eines Interstadials und eines Interglazials nicht eindeutig zu bestimmen (RICKERT, 2008; LITT, 1994). Gegen holozäne Torfbildungen des Boreals sprechen jedoch vergleichbar hohe Kiefernwerte sowie Einzelfunde von Eiche und Erle. Aus den gleichen Gründen ist auch bei der zuunterst geborgenen Torfschicht aus Profil BS6 eine Zugehörigkeit zum Holstein-Interglazial auszuschließen. Diese unterste Torflage wird von der mittleren Torfschicht des Profils durch eine knapp 2 m mächtige Sandlage getrennt und kann ebenso dem frühen Eem-Interglazial entstammen, als auch der Frühphase eines Interstadials (erste Hälfte des Brörup-Interstadials). Anhand der Pollenspektren wird eine Zugehörigkeit zum Holstein-Interglazial hingegen von RICKERT (2008) eindeutig ausgeschlossen.

#### 7.4.9 Klassifizierung und Genese

Bedingt durch die intensive anthropogene Verfüllung mit einer Mächtigkeit von mehr als 5 m ist die Struktur FS-2 zunächst als *buried*-Typ zu klassifizieren. Mittels geophysikalischer Messverfahren konnte kein Primärversturz im zentralen Bereich der Hohlform lokalisiert werden. Dieses liegt zum einen an den ungünstigen Messbedingungen. Zum anderen weisen verschiedene Faktoren darauf hin, dass es einen Zentralversturz, wie er bei anderen Strukturen des *dropout*-Typs zuvor beschrieben wurde, hier nicht existiert. Außergewöhnlich ist die Größe der Hohlform. Sowohl die bathymetrische Auswertung verschiedener Sedimente, als auch die geologischen Profile belegen eine weite Trichterstruktur, welche eine maximale

Aufweitung nahe der Geländeoberkante von fast 400 m im Durchmesser aufweist. Der strukturelle Abschnitt, welcher bei einem Erdfall des *dropout*-Typs dem Kragen entspräche und die Verjüngung des Trichters zur engen Versturzhöhle beschreibt, beträgt hier 150 m bis 250 m und ist ungefähr zehnmal so groß wie der eines zuvor beschriebenen *dropout*-Typs. Selbst in einer Teufe von rund 30 m uGOK beträgt der Durchmesser der Sandverfüllung noch ca. 150 m. Die geophysikalischen Messergebnisse der Randbereiche spiegeln jedoch genau das gleiche Deformationsmuster wider, welches den Sekundärmerkmalen der kleinräumigeren *dropout*-Typen entspricht. Eine nur gering deformierte Basis bindiger Sedimente, welche zum strukturellen Zentrum hin steil abtaucht, sowie stufenartige Versätze, Rutschungsmuster und ein kontinuierlich zunehmender Neigungswinkel der verschiedenen Paläooberflächen zum Zentrum hin, weisen auf aktive Subsidenz bis mindestens zum Zeitpunkt der Verfüllung durch Menschenhand hin. Der Vergleich der modellierten Flächen Top Geschiebelehm und Top Sand zeigen, dass die letzten Absenkungen der Geländeoberkante vor der Verfüllung nicht im Zentrum der Modellfläche Lehm vor sich ging, sondern nördlich der Bohrung A148. Hier hat die jüngste natürliche Verwitterungsfläche der oberen Sande ihr Tiefenmaximum (Abb. 7.4.2a, b; 7.4.8; 7.4.9). Die Bildung der rund 2 m mächtigen oberen Torfe in diesem Bereich belegen, dass die lokale Absenkung der Sande bis deutlich unter den damaligen Grundwasserspiegel erfolgt sein muss. Nach dem Auswachsen dieser Torfmächtigkeit kam es erneut zur Absenkung. Die Differenz zwischen dem Top des oberen Torfes im Randbereich und dem des zentralen Bereiches beträgt ca. 8 m. Ebenso bleibt die Torfmächtigkeit zum Senkzentrum hin konstant oder dünnt sogar aus. Dieses spricht gegen ein kontinuierliches Torfwachstum ohne weitere Absenkung, da hier eine Zunahme der Torfmächtigkeit zum Strukturzentrum der Hohlform zu erwarten wäre.

Weitere Hinweise auf mehrfache oder zumindest zeitweise auch kontinuierliche Subsidenz innerhalb der Struktur FS-2 belegt ein zweites, älteres Absenkungszentrum südöstlich der Bohrung A148. Die Bohrung A153 belegt drei unterschiedliche Torflagen welche durch mindestens 2 m mächtige Sandlagen voneinander getrennt werden. Über die mittleren Torfe lässt sich lediglich aussagen, dass deren Wachstum ebenfalls nur unterhalb eines konstanten Grundwasserspiegels erfolgt sein kann. Dieses gilt auch für die untersten Torfe. Allerdings ist die gesamte untere Torflage zum heutigen Strukturzentrum hin verkippt. Es ist davon auszugehen, dass sich im Bereich der Bohrung A151 zu einem früheren Zeitpunkt eine leichte Senke mit einem Durchmesser von rund 100 m ausgebildet hat. Der Grundwasserspiegel wird in einer Tiefe gelegen haben, welche dem Übergang zwischen Geschiebelehm und Geschiebemergel des Randbereiches entspricht. Hier konnten sich die unteren Torfe mit einer Mächtigkeit von gut einem Meter ausbilden. Datierungen dieser Torfe nach RICKERT (2008) sind dem Eem oder Brörup zuzuordnen. Anschließend kam es zu einer weiteren Absenkung im Bereich der Bohrung A151, was hier durch eine deutliche Ausdünnung der unteren Torfe belegt wird. Nach der Ausbildung der mittleren Torfe geriet die Struktur FS-2 erneut unter den Einfluss aktiver Subsidenz, dieses Mal in dem Bereich zwischen den

Bohrungen A151 und A148. Dabei wurden die unteren Torfe, die darüber gelagerten Sande und auch die oberen Torfe abgesenkt und verstellt.

Anhand des parallel verlaufenden Stufenmusters von Top oberer Sand und Top oberer Torf wird ersichtlich, dass dieses Subsidenzereignis Auswirkungen bis an die damalige Geländeoberkante gehabt haben muss (Abb. 7.4.8). Das Alter der oberen Torfe ordnet RICKERT (2008) dem Atlantikum zu. Da jedoch nur Einzelbeprobungen vorgenommen worden sind, sei auch hier darauf hingewiesen, dass keine genaueren Angaben zum Beginn und Ende des Wachstums dieser Torfe gemacht werden können.

Das jüngste zu interpretierende Absenkungsereignis wurde bereits beschrieben. Im Profil A-A' liegt dieses im Bereich der Bohrung A147 und in Profil B-B' nahe der Bohrung A157. Die Lagerung der Unteren Torfe wurde zuletzt von diesem Ereignis beeinflusst, was durch deren steiles Einfallen in Richtung des jüngsten Subsidenzzentrums belegt wird. Dieser nördliche Senkenbereich wurde zuvor nicht derart intensiv abgesenkt, dass es hier zur lokalen Ausbildung weiterer Torflagen kommen konnte. Top Sand und oberer Torf belegen jedoch einen Betrag der letzten Absenkungsphase von mindestens 2 m. Die Senke erhielt vor der Auffüllung hier ihren morphologischen Tiefpunkt.

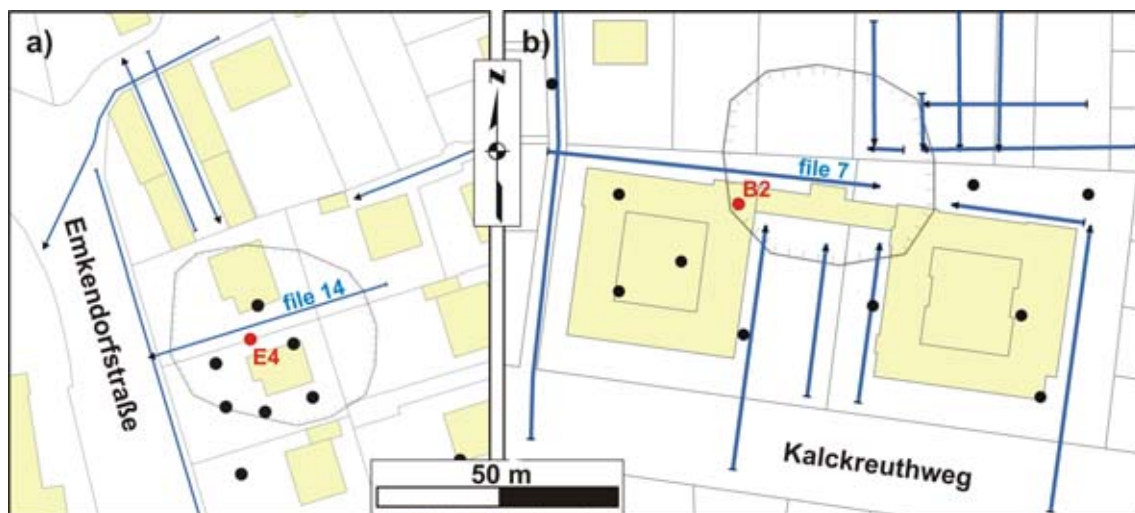
Abschließend lässt sich die Hohlform FS-2 anhand der multidisziplinären Untersuchungen als verborgener Erdfall des *suffosion*-Typs klassifizieren. Durch ein mehr oder weniger kontinuierliches Absinken und ein internes „Wandern“ des Subsidenzzentrums lassen sich sowohl lokale Bildungsräume unterschiedlicher Torflagen, deren spezielle Lagerung als auch das enorme Massendefizit über die Zeit seit dem Eem (oder Brörup-Interstadial) innerhalb der weiträumigen Struktur erklären. Der hohe Massentransport vollzieht sich dabei überwiegend durch den mächtigen zentralen Sandkörper. Das randliche Deformationsmuster ist fast ausschließlich oberhalb der bindigen Sedimente der strukturellen Basis nachzuvollziehen. Des Weiteren wurden innerhalb der immensen Sandverfüllung der Trichterstruktur keine Verbruchstücke bindiger Sedimente eines ehemaligen Strukturrandes geborgen. Als weiteres Indiz einer über lange Zeiträume aktiven Subsidenzstruktur spricht deren geographische Lage. Die Struktur befindet sich am unmittelbaren Nordwestrand der Flottbeker Senke, welche hier eine deutliche morphologische Depression darstellt. Analog der Struktur BS-8 sollte davon ausgegangen werden, dass eine bereits Eemzeitlich entstandene Hohlform aufgrund der im Weichsel Hoch- und Spätglazial herrschenden Periglazialbedingungen und entsprechenden Solifluktuationsprozessen hätte weitgehend eingeebnet werden müssen.

Hinweise auf eine rezente Aktivität des Erdfalles zeigt aus historischer Sicht der Sachverhalt, dass der zentrale Strukturbereich aus gutem Grund bis heute nicht vollkommen überbaut worden ist. Im Jahre 2004 wurde zum Projektbeginn das Haus in der Groß Flottbeker Straße 67 wegen starker Schäden im Mauerwerk abgerissen. Grund hierfür waren keine torfbedingten Setzungsschäden, da Torf hier nicht im Untergrund ansteht. Dieses Gebäude stand, wie einige andere Häuser der Groß Flottbeker Straße auch, am unmittelbaren Strukturrand, wie die Abbildungen 1.2

andeuten. Weitere dokumentierte Gebäudeschäden finden sich im Kapitel 8. Eine Mobilität der oberen Sande auf der Basis bindiger Böden wäre hierfür eine Erklärung. Diese Bewegung wird durch ein anhaltendes Massendefizit im Zentrum des Erdalles in Form sedimentären Kriechens induziert. Ein ähnlicher Prozess mit weitaus höheren Senkungsraten, wird derzeit an einem Erdfall vergleichbarer Größe in Lüneburg beobachtet. Auch die geographische Nähe zu einer Zone aktiver Kollapsbeben im Bereich des Wendehammers in der Seestraße (FS-1) und einem weiteren aktiven *suffosion*-Typ Erdfall (FS-4) spricht für eine subrosionsbedingte Aktivität der Struktur FS-2.

## 7.5 Struktur BS-14 und ZN-2

Die Lage von zwei weiteren Hohlformen ist in Abbildung 7.5.1a und 7.5.1b dargestellt. Die Struktur BS-14 befindet sich im Übergangsbereich nahe dem südwestlichen Rand der Bahrenfelder Senke auf dem südöstlichen Hochbereich in unmittelbarer Nähe zur Emkendorfstraße. Struktur ZN-2 ist auf dem morphologischen Hochbereich zwischen der Bahrenfelder und der Flottbeker Senke im Kalckreuthweg gelegen.



**Abb. 7.5.1:** Geographische Lage der GPR Profile (blaue Pfeile) mit Zugrichtung der 100 MHz-Antennen, Bohrpunkte (schwarz), Bohrpunkte (rot) zur Korrelation mit GPR Daten; **a)** Struktur BS-14; **b)** Struktur ZN-2; Quelle Topographie und Bohrlokationen: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg).

### 7.5.1 Georadar

Für die Vermessung der zentralen Strukturbereiche der Hohlform BS-14 erteilten die Besitzer der entsprechenden Grundstücke eine Begehungserlaubnis für die Aufnahme nur eines einzigen Profils. Aus den Bohrpunktmodellen (Kap. 5) war die geographische Ausbreitung der Struktur bereits gut definiert, so dass die Anlage von weiteren Profilen auf benachbarten Grundstücken der Bestätigung der Modelle diene. Die Aufnahme der Radarsektion file14 erfolgte mit einer 100 MHz-Antenne und bildet einen Querschnitt durch die gesamte Hohlform von Ost nach West ab (Abb. 7.5.1a). Dieses



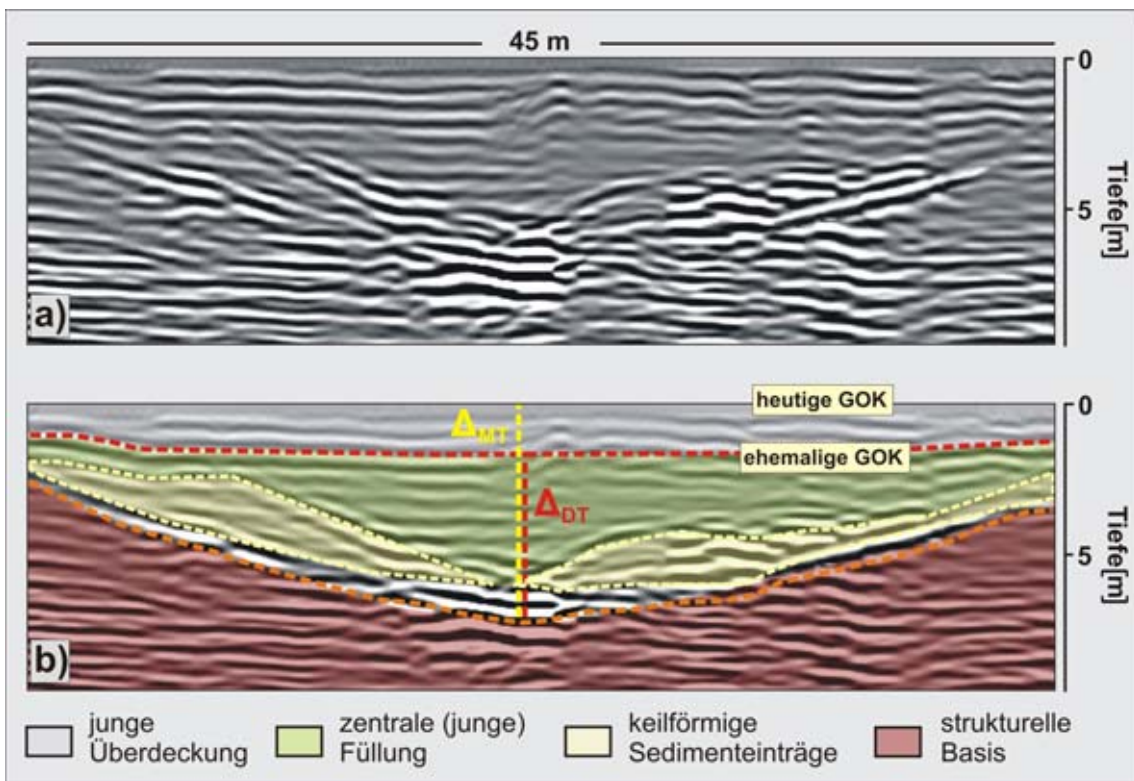
Profil zeigt einen Strukturdurchmesser von ca. 44 m in Ost-West Richtung an, aus dem Höhenmodell lässt sich die Ausbreitung in N-S Richtung mit ca. 37 m abschätzen.

Aufgrund der Überbauung und verschiedener umzäunter Grundstücke waren die Begehbarkeiten oberhalb der gesamten Hohlform ZN-2 nur eingeschränkt möglich. Dennoch konnten die Randbereiche durch möglichst konzentrisch angelegte Einzelprofile analysiert werden. Diese Anordnung deckt die Lage der strukturellen Schulterbereiche weitgehend ab und erlaubte so eine geographische Vermessung der Hohlform (Abb. 7.5.1b). Mit einem Durchmesser von 39 m in N-S Richtung und ungefähr 46 m in E-W Richtung besteht eine gute Übereinstimmung zwischen der Vermessung mittels Georadar und den Sedimentmodellen (Kap. 5). Anhand des Radargramms file7 konnte ein Querschnitt zwischen dem westlichen Strukturbereich und dem strukturellen Zentrum der Hohlform erstellt werden. Die Vermessung der teilverfüllten Hohlform wurde mittels einer 100 MHz Antenne vorgenommen.

### 7.5.2 Beschreibung der Hohlform BS-14 im Radargramm

Die Radarsektion (Abb.7.5.2a) file14 zeigt in unmittelbarer Nähe der Geländeoberkante Reflektoren schwacher Impedanz, welche anhand des Bohrkerns E4 (Anhang A) auf eine humose Deckschicht unterhalb der Grasnarbe schließen lässt. Dieser Bereich des ersten Teufenmeters kann ebenso als teil der anthropogenen Oberflächengestaltung interpretiert werden. Geschiebelehm sowie Geschiebemergel beschreiben den Teufenbereich zwischen 0,90 m und 3 m Endteufe der Bohrung. Diese bindigen Sedimente zeigen im Radargramm Reflektoren hoher Impedanz und verfolgen einen weitgehend ungestörten und horizontalen Verlauf über die gesamte Radarsektion. Der Übergang zwischen Geschiebelehm und Geschiebemergel bei 2,80 m entspricht ungefähr dem Tiefenniveau der Strukturschultern der Hohlform und stellt eine Paläooberfläche dar, welche der Geländeoberkante ungefähr zur Zeit der Entstehung der Hohlform entspricht. Die schüsselförmige Gestalt der Depression wird durch den Basisreflektor der Primärstruktur abgebildet. Dieser ist durchgängig über die Randbereiche und das Strukturzentrum zu verfolgen und beschreibt eine diskordante Lagerung sowohl gegenüber den Reflektoren der Hohlformfüllung, als auch gegenüber den horizontal gelagerten und weitgehend ungestörten Reflektorenmustern außerhalb der strukturellen Basis. In einer Teufe von ca. 8 m unter der Geländeoberkante erreicht die nach unten geschlossene Hohlform ihr Tiefenmaximum. Dieses entspricht einer Differenzteufe zwischen Strukturschulter und Teufenmaximum von knapp 6 m. Anhand der Reflektorenmuster innerhalb der Depression werden mindestens zwei verschiedene Stadien der Wiederverfüllung dokumentiert. Von den Rändern her lassen sich keilförmige Sedimentkörper beschreiben, welche zum Strukturzentrum hin deutlich ausdünnen (Abb. 7.5.2b, gelbe Punktlinie). Der zentrale Bereich hingegen wird von horizontal verlaufenden Reflektoren geringerer Impedanz beschrieben und belegt die endgültige Verfüllung der Senke bis zum Tiefenniveau der Strukturschultern. Der geringere Impedanzkontrast dieser Sedimente und die diskordante Lagerung gegenüber den keilförmigen, äußeren Sedimentschüttungen lassen auf einen faziellen

Wechsel mit einem höheren Sandanteil schließen. Aufgrund der geringen Bohrungsteufen lassen sich diese Sedimente jedoch nicht weiter beschreiben. Weder die Sedimentkeile noch die horizontalen Reflektoren der zentralen Füllung zeigen Indikatoren postsedimentärer Deformation an. Es ist entsprechend davon auszugehen, dass nach dem Zeitpunkt der Ausbildung der Hohlform und deren natürlicher Verfüllung keine weiteren geologische Prozesse auf die Struktur gewirkt haben. Die horizontalen Reflektorenmuster der Überdeckung sprechen ebenso gegen eine spätere Kompaktion der Füllung. Hinweise auf eine kompaktionsbedingte Setzung der Geländeoberfläche sind nicht gegeben.

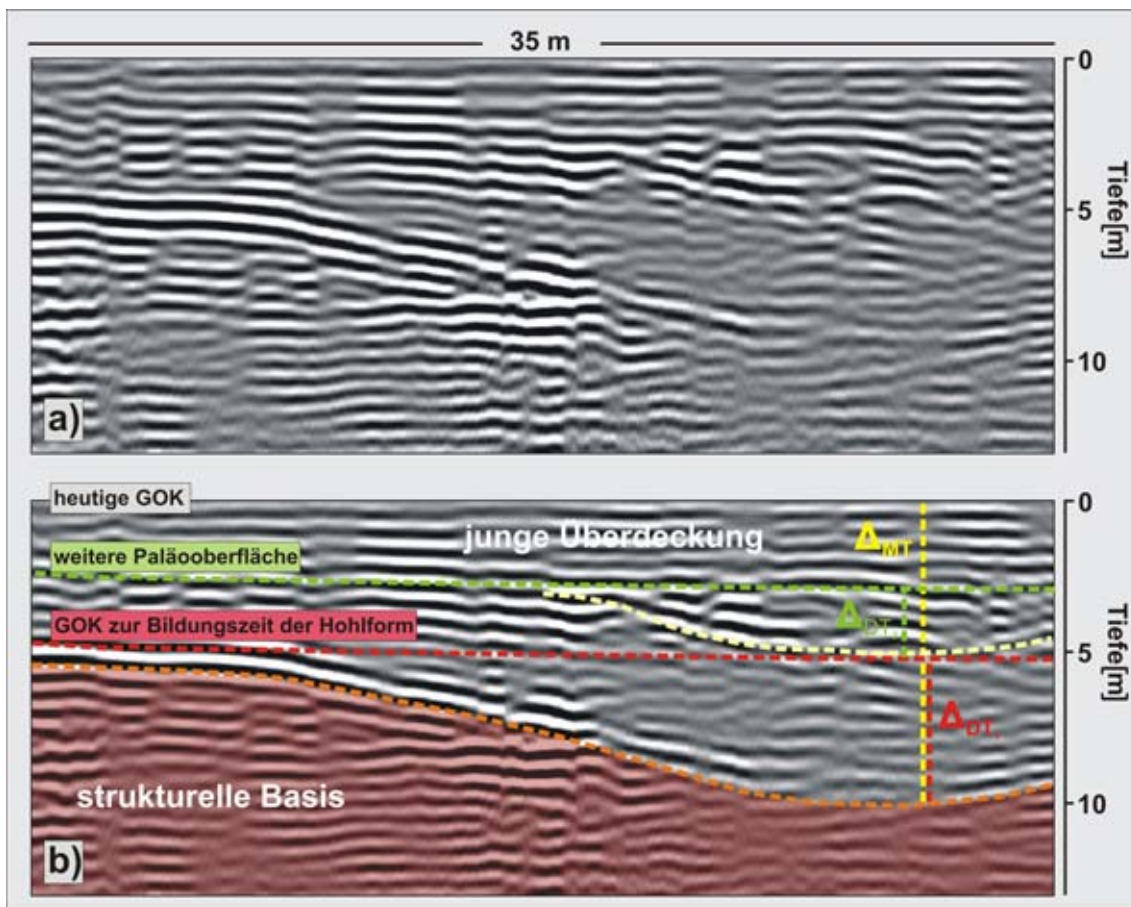


**Abb. 7.5.2:** Radarsektion file 14 zeigt **a)** einen Querschnitt durch die geschlossene Hohlform BS-14; **b)** Interpretation der Radarsektion file 14 mit  $\Delta_{MT}$ =Maximaltiefe (gelbe Strichlinie) und  $\Delta_{DT}$ =Differenztiefe (rote Strichlinie).

### 7.5.3 Beschreibung der Hohlform ZN-2 im Radargramm

Die Radarsektion in Abbildung 7.5.3a stellt einen Querschnitt durch die Hohlform ZN-2 vom westlichen Strukturrand bis über das zentrale Tiefenmaximum bei Profilmeter 30 dar. Anhand der starken Impedanz des markanten Basisreflektors der Primärstruktur (orangene Strichlinie, Abb. 7.5.3b) zeichnet sich eine nach unten geschlossene und schüsselförmige Hohlform ab. Darunter sind keine Anzeichen von Deformation zu erkennen. Die Reflektoren verfolgen einen horizontalen Verlauf über die gesamte Radarsektion hinweg oder enden an dem diskordant gelagerten strukturellen Basisreflektor. Das Niveau der Strukturschulter liegt bei ca. 5,1 m unter der heutigen Geländeoberkante und dokumentiert das Tiefenniveau der Geländeoberfläche zur Bildungszeit dieser Hohlform. Die am Strukturrand gelegene Bohrung B2 (Anhang A)

bestätigt diese Paläooberfläche durch einen Fazieswechsel von Geschiebelehm zu Geschiebemergel. Die Differenzteufe zwischen Strukturschulter und Sohle beträgt ungefähr 5 m. Verfüllungen der Hohlform an den Randbereichen werden durch ungestörte, horizontal gelagerte Reflektoren bis an die heutige Geländeoberfläche hin beschrieben. Im Gegensatz hierzu zeigt das Radarsignal in der tieferen zentralen Zone der Hohlform deutlich geringere Impedanzen und einen unruhigen Verlauf segmentierter Reflektoren. Dieses lässt sich als Wechsel der Radarfazies oberhalb der Strukturbasis interpretieren. Aufgrund fehlender Bohrdaten im zentralen Bereich war hier eine Korrelation zwischen Radarsignal und geologischer Informationen nicht möglich.



**Abb. 7.5.3:** Radarsektion file7 zeigt **a)** einen Querschnitt durch die geschlossene Hohlform ZN-2 bis zum Zentralbereich; **b)** Interpretation der Radarsektion file7 mit  $\Delta_{MT}$ =Maximaltiefe (gelbe Strichlinie), und  $\Delta_{DT1}$ =Differenzteufe zur Zeit der Ausbildung der Hohlform (rote Strichlinie),  $\Delta_{DT2}$ =Differenzteufe zur Zeit der Ausbildung der kleinräumigen Depression (grüne Strichlinie).

In der Profilmitte bei einer Teufe von ca. 2,5 m neigt sich ein weiterer markanter Reflektor zum Strukturzentrum hin und nimmt einen weitgehend parallelen Verlauf zur strukturellen Basis an. Nach dem Erreichen einer Teufe von ca. 5 m unter Geländeoberkante steigt der Reflektor in Richtung östlichem Strukturrand wieder an. Wie der Basisreflektor liegt auch dieser markante Reflektor einer kleinräumigeren

Depression winkeldiskordant zu den umgebenden Reflektoren. Auch diese Depression wurde später bis auf das Niveau der damaligen Geländeoberkante verfüllt, was durch eine deutlich diskordante, horizontale Lage der Reflektoren innerhalb und außerhalb der kleinen Depression belegt wird. Eine spätere Kompaktion mit resultierender Setzung hat nicht stattgefunden. Die Reflektoren im Hangenden verlaufen zwischen einer Teufe von 2,5 m bis zur heutigen Geländeoberfläche horizontal.

#### 7.5.4 Klassifizierung und Genese

Die beiden beschriebenen Strukturen werden durch einen durchgängigen und schüsselförmigen Basisreflektor ihrer Primärstruktur charakterisiert und beschreiben jeweils eine nach unten geschlossene Hohlform. Reflektoren außerhalb der Hohlformen zeigen oberhalb und unterhalb einen weitgehend horizontalen und ungestörten Verlauf über die gesamte Radarsektion oder sie enden an dem winkeldiskordant gelagerten strukturellen Basisreflektor. Es liegt somit eine Entwicklung der Hohlform von der Geländeoberfläche in den oberflächennahen Untergrund hinein vor. Die ehemaligen Oberflächendepressionen wurden anschließend verfüllt und überdeckt. Aus dem Reflektorenmuster lässt sich unterhalb des ersten Tiefenmeters keine Informationen über anthropogenes Einwirken ableiten, so dass beide Strukturen als glazigene bzw. postglazial gebildete Toteislöcher klassifiziert werden können. Hierfür sprechen ebenfalls die geringe Differenzteufe und eine Maximalteufe von ca. 10 m, die sowohl den Erfahrungswerten von anderen geschlossenen Hohlformen innerhalb des Arbeitsgebietes entsprechen, als auch Literaturwerten (Kapitel 3 und Kapitel 6). Der Deformationsgrad innerhalb der Füllungen ist gering und der Prozess der Kompaktion und Setzung weitgehend abgeschlossen. Aufgrund fehlender, ausreichend tiefer Bohrungen konnte keine Füllung von Torf nachgewiesen werden. Anhand des Reflektorenusters der Struktur ZN-2 ist das Vorhandensein allerdings auch nicht auszuschließen. Ein Ausbleiben von Torfwachstum innerhalb der geschlossenen Hohlformen, welche nach unten durch bindige Böden abgedichtet werden, ließe sich geologisch auch durch eine rasche Verfüllung der Depressionen erklären. Die Entstehung der kleinräumigen Depression innerhalb der Struktur ZN-2 kann nicht eindeutig nachvollzogen werden. Ob es sich hierbei um eine lokale Ausblasung oder Auswaschung handelt, kann anhand des Reflektorenusters nicht nachgewiesen werden. Diese zentrale Depression ist jedoch nicht durch Kompaktion der zentralen Füllung der Hohlform ZN-2 und anschließender Setzung entstanden. Dieses belegen die horizontalen und ungestörten Reflektoren der Füllung.

## 8 Strukturkarte und Geogefahrenanalyse

In den vorangegangenen Kapiteln wurde die Bearbeitung verschiedener Datensätze dargestellt, deren Ergebnisse im Folgenden in einer Strukturkarte sowie in einer Geogefahrenkarte des Arbeitsgebiets zusammengefasst werden. Zwischen den beiden Karten besteht ein grundsätzlicher Unterschied in ihrer Aussage. Die Strukturkarte zeigt die Lage bzw. die Verteilung der bereits beschriebenen, unterschiedlichen Strukturen innerhalb des Arbeitsgebiets. Ergänzend hierzu wurden aus der Literatur bereits bekannte strukturelle Informationen integriert, sowie im Partnerprojekt Geophysik generierte Daten aufbereitet und in die Karten eingearbeitet. Die Geogefahrenkarte enthält hingegen eine Bewertung der im Detail analysierten Strukturen und grenzt Flächen unterschiedlicher Erdfallgefährdung innerhalb des Arbeitsgebiets voneinander ab. Die Differenzierung erfolgt durch eine Einteilung in unterschiedliche Kategorien. Diese basieren auf BÜCHNER (1991) und wurden entsprechend den lokalen Gegebenheiten im Arbeitsgebiet leicht modifiziert.

Als Erweiterung der Karteninformationen ist ein Strukturregister (Anhang B) der verschiedenen analysierten Hohlformen angelegt worden. Dieses liefert Detailinformationen zu jeder analysierten Hohlform.

Abschließend werden die Strukturen und Flächen unterschiedlicher Gefahrenkategorien zur Entstehung von Erdfällen in einen generellen geologischen und geomorphologischen Zusammenhang innerhalb des Arbeitsgebietes gesetzt. Ein Abgleich der gesammelten Erkenntnisse mit einer aktuellen Arbeit zur Vermessung von langzeitlichen Hebungs- und Senkungsgebieten mittels *Persistent Scatterers* Methode (SCHÄFFER UND KÜHN, 2008) dienen der Darstellung aktiver Hebungs- bzw. Senkungszone nahe des südlichen Othmarschen-Langenfelde Diapirs.

### 8.1 Die Strukturkarte des Arbeitsgebiets

Die Strukturkarte umfasst die in dieser Arbeit dargestellten und analysierten Strukturen innerhalb des bearbeiteten Stadtgebiets. Da diese Zusammenfassung sowohl neue Erkenntnisse bezüglich der Strukturen unterschiedlicher Genese, als auch Literaturwerte sowie Modelldaten enthält, wird der Ursprung der einzelnen Elemente im Folgenden kurz erläutert.

#### 8.1.1 Modellierung des Lösungsherds

Eine geringe Datendichte über den gesamten Othmarschen-Langenfelde Diapir lässt die Erstellung eines räumlichen Salzstockmodells nicht zu. Der Mangel an Daten begründet sich in der geringen Aktivität an lagerstättentechnischen Erkundungen, da weder Kohlenwasserstoffe in wirtschaftlichen Mengen zur Produktion vorliegen, noch ein Salzabbau beabsichtigt war. Mittels der vorhandenen Datensätze lassen sich weder stratigraphische Einheiten, noch unterschiedliche Stockwerke des Lösungsgesteins bzw. eine inhomogene Verteilung der innerhalb des *Caprocks*



reliktisch vorhandenen wasserlöslichen Gesteine räumlich genau erfassen. Die Evaporite der stratigraphischen Horizonte des Rotliegenden, des Zechstein sowie des Gipskeupers, an die die Verkarstung und Entstehung von Erdfällen oberhalb des Othmarschen-Langenhofe Diapirs gebunden ist, werden also im Detail vernachlässigt. Zur Abschätzung der Teufe wasserlöslicher Gesteine wird ein vereinfachtes Flächenmodell erstellt. Dieses bildet das oberste Stockwerk, also das Top Lösungsgestein, ab und wird im Folgenden als Lösungsherd bezeichnet. Generiert wird dieses Modell aus punktuellen Messwerten gravimetrischer Verfahren, h/v-Verhältnissen seismischer Messungen sowie Bohrungen bis in Teufen des Hutgesteins. Die Daten der geophysikalischen Messverfahren wurden durch das Partnerprojekt Geophysik erhoben und in Form einer Tabelle mit X- und Y-Koordinaten, sowie den umgerechneten Z-Werten in Form von Pseudotiefen zur Verfügung gestellt. Die Bohrdaten entstammen der Literatur sowie dem Archiv des Geologischen Landesamts der Stadt Hamburg.

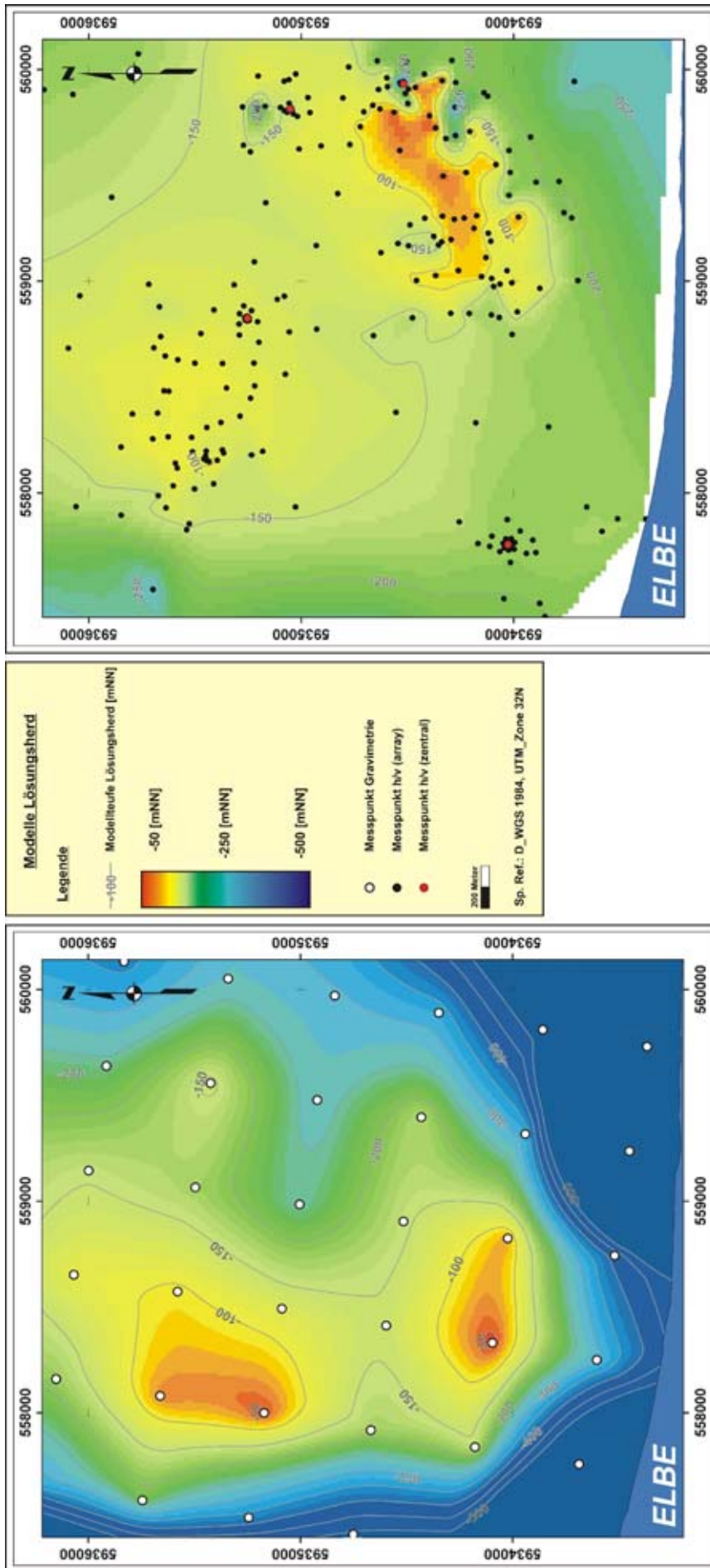
Zunächst wurden zwei separate Flächenmodelle aus den Schweredaten sowie den seismischen Daten erstellt. Abbildung 8.1a zeigt die Messpunktverteilung des gravimetrischen Verfahrens in Form einer regelmäßigen Punktwolke mit einem Messpunktabstand von 500 m zueinander. Die Konturlinien beschreiben die resultierende Modellteufe des Lösungsherds innerhalb des Arbeitsgebiets. Anhand der gelben und roten Farbkennung lassen sich Höhenzüge dieser Modellfläche im Nordwesten sowie im Süden ausmachen. Die blauen Farbgebungen weisen auf die steil abfallenden Flankenbereiche im Westen und Süden des Lösungsherdmodells hin. Der östliche Bereich wird durch ein seichteres Einfallen der Modellfläche beschrieben. Im Gegensatz zu den Schweredaten wurden die h/v-Messungen in der Messpunktgeometrie einer unregelmäßigen Punktwolke aufgenommen. Die Messpunkte überlagern geographisch zum Teil die der gravimetrischen Messungen, so dass eine Korrelation zwischen den beiden Modellen grundsätzlich möglich ist. In Abbildung 8.1b ist die Messpunktverteilung und die resultierende Modellteufe der h/v-Messungen dargestellt. Auch hier zeichnen sich die Hochbereiche im Westen und im Süden durch die gelbe Farbgebung ab. Im Gegensatz zum Schweredatenmodell beschreiben die rot-orangen Farbtöne im Südosten einen weiteren markanten NE-SW streichenden, elongierten strukturhohen Bereich. Um die Unterschiede zwischen den beiden Modellflächen im Detail diskutieren zu können, wird, wie bereits im Kapitel 5 beschrieben, ein Differenzmodell generiert. Dieses ist in Abbildung 8.2a dargestellt und zeigt, unter Berücksichtigung eines Fehlers von  $\pm 50$  Höhenmetern, eine gute Übereinstimmung der beiden Modelle in grünen Farben, welche weite Bereiche des zentralen Arbeitsgebietes überdecken. Unstimmigkeiten zwischen den beiden Modellen zeichnen sich hingegen in den extrem steil abtauchenden Flankenbereichen im Westen und Süden anhand der roten und orange-braunen Farbgebungen ab. Diese Zonen werden durch nur wenige Messpunkte beider Modelle definiert und durch weiträumige Interpolation charakterisiert. Ein weiterer unsicherer Teufenbereich des Differenzmodells liegt im Südosten des Arbeitsgebietes und resultiert aus dem NE-SW streichenden, elongierten Hochbereich, welcher von Zonen größerer

Teufenabweichung zwischen den beiden Modellflächen (braune Farben) lokal unterbrochen wird. Das Modell der gravimetrischen Daten verfügt hier über keinen direkten Messpunkt, so dass in dem Schweremodell über die messpunktfreie Zone hinweg interpoliert wird, ohne weitere Teufenangaben einbeziehen zu können. Eine genauere Beschreibung dieses Höhenbereichs erfolgt über die Teufe des obersten Lösungsherds mittels Bohrungen, welche bis in das Hutgestein hinein abgeteuft wurden. Diese Daten entstammen der Literatur sowie dem Archiv des geologischen Landesamtes Hamburg und bestätigen die Teufen des h/v-Modells weitgehend. Bei den lokalen Sondierungen wurden überwiegend Gipse in Teufen zwischen 70 m und 120 m geborgen. Außerdem konnten Hohlräume und bereits verstürzte Höhlen erbohrt werden, welche deutliche Hinweise auf vorhergehende Lösungsprozesse geben. Die geographische Lage der verwendeten Bohrungen ist im Differenzmodell (Abb. 8.2a) angegeben.

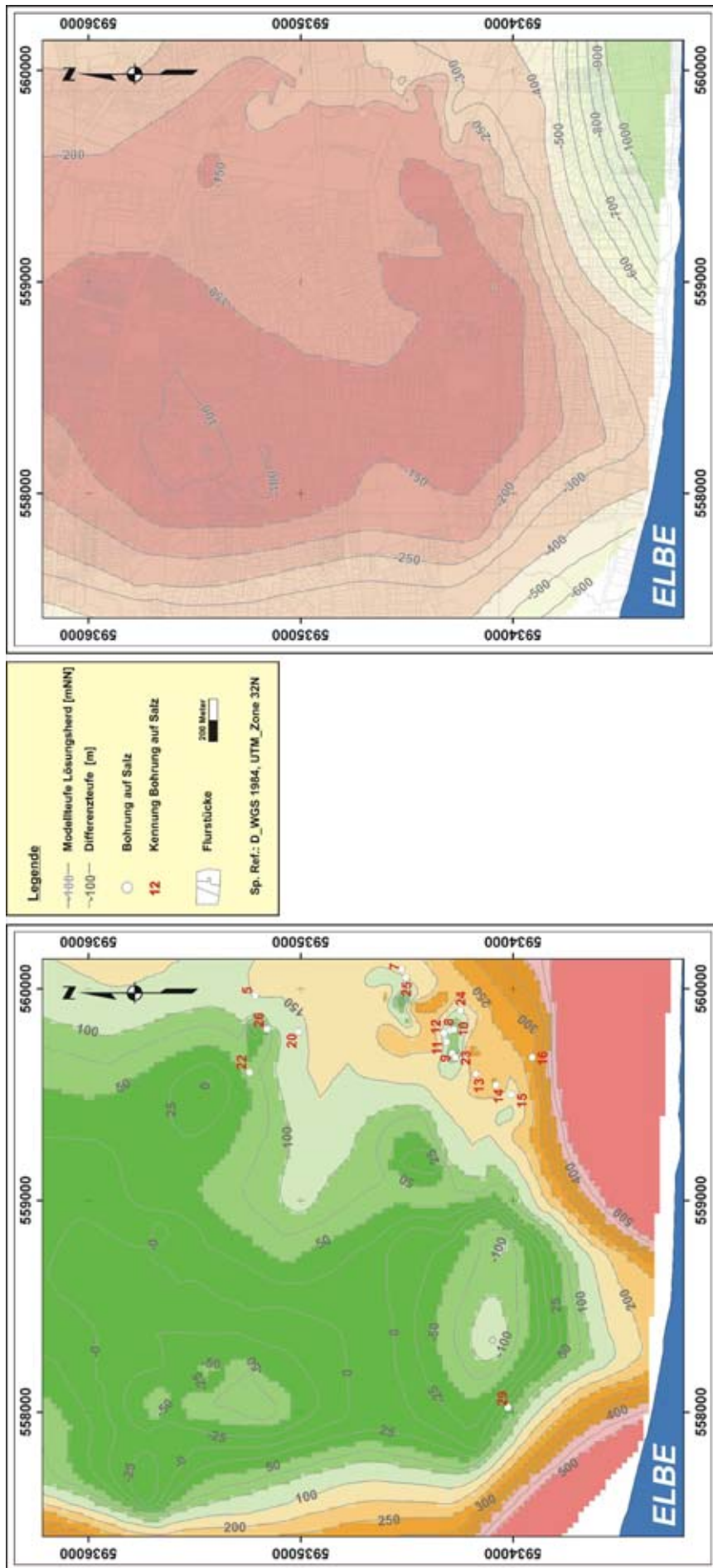
Innerhalb eines akzeptablen Fehlers von  $\pm 50$  Höhenmetern wurde unter Berücksichtigung der Bohrdaten das endgültige Elevationsmodell des obersten Lösungsherdes neu berechnet. Die Morphologie der resultierenden Modellfläche ist in Abbildung 8.2b dargestellt. Im Westen und Süden zeigt das Modell steile und bis in Teufen von über 1000 m abfallende Hangbereiche. Diese entsprechen in ihrer geographischen Lage ungefähr den Salzstockflanken. Der östliche Bereich der Modellfläche innerhalb des Arbeitsgebietes ist durch eine seichtere Morphologie charakterisiert und entspricht nicht der geographischen Lage der östlichen Salzstockflanke. Diese fällt erst ca. 1300 m weiter östlich in große Teufen ab (Abb. 8.4). Ein „L“- bis „U“-förmiger Höhenbereich beschreibt die zentrale Zone des Modells und erstreckt sich entlang der steilen, westlichen Modellflanke, streicht im Süden in E-W Richtung und biegt dann wiederum nach Norden um. Dabei erreichen Maximalwerte der Modellfläche ca. -70 mNN. Zentral zwischen den strukturhohen Bereichen gelegen befindet sich eine nach Norden geöffnete Depression, deren tiefster Punkt bei knapp -200 mNN liegt. Die Modellteufe des obersten Lösungsherds wird in weiteren Abbildungen (8.3a, b; 8.4a, b) dargestellt und im Zusammenhang mit den Verkarstungsstrukturen an der Geländeoberkante zur Bewertung und Abgrenzung von Flächen unterschiedlichen Gefahrenpotentials herangezogen.

### 8.1.2 Tektonische Strukturen

Die regionalen tektonischen Strukturen wurden bereits in Kapitel 2.4 beschrieben. PALUSKA (2001, 2002) vermutet mindestens eine salinartektonische Verwerfung im Bereich des südlichen Othmarschen-Langenfelde Diapirs. Diese streicht in N-S Richtung entlang dem westlichen Strukturrand des Salzstockes. Aus der Strukturkarte (Abb. 8.3a) geht hervor, dass sich entlang dieses Lineaments die aktiven und jungen Erdfälle der Flottbeker Senke in N-S Richtung aufreihen.



**Abb. 8.1:** Höhenmodell des Hutgesteins des Othmarschen-Langenfelde Diapirs **a)** generiert aus den Pseudotiefen der Schwerdaten nach DAHM 2008; Lage der Messpunkte in der Geometrie einer regelmäßigen Punktwolke im Bereich des Arbeitsgebietes; **b)** generiert aus den Pseudotiefen der hv-Messungen nach DAHM et al., 2008; Lage der Messpunkte in der Geometrie einer unregelmäßigen Punktwolke im Bereich des Arbeitsgebietes.



**Abb. 8.2a:** Differenzmodell generiert aus den Pseudotiefen der Schwerdaten und der h/v-Messungen mit Differenzteufen und Lage der Bohrpunkte auf Lösungsgesteine des Othmarschen-Langenfelde Diapirs im Bereich des Arbeitsgebietes; **b)** das Höhenmodell des Lösungsherd des Othmarschen-Langenfelde Diapirs im Bereich des Arbeitsgebietes.

### 8.1.3 Morphologische Senken

Die Charakterisierung der Flottbeker Senke (FBS) sowie der Bahrenfelder Senke (BFS) wurde in Kapitel 4 bereits vorgenommen. Während für die Bahrenfelder Senke in Kapitel 5.6 anhand von Analysen unterschiedlicher Torfvorkommen bereits ein detailliertes Modell bezüglich ihrer Entwicklung vorgestellt wurde, soll hier für die Flottbeker Senke ergänzend hervorgehoben werden, dass deren gerader N-S verlaufender Westrand von dem bereits beschriebenen Lineament einer möglichen aktiven salinartektonischen Verwerfung sowie dem westlichen Salzstockrand begrenzt wird.

### 8.1.4 Hohlformen

In der Strukturkarte sind alle in Kapitel 5 sowie Kapitel 7 analysierten Hohlformen dargestellt und mit ihrer jeweiligen Kennung versehen. Nähere Informationen zu den einzelnen Strukturen finden sich in dem Strukturregister im Anhang B. Aufgrund der neuen Erkenntnisse über einzelne Hohlformen erhalten diese in der Strukturkarte eine Einteilung in verschiedene Typen. Diese Einteilung bezieht sich auf Aussagen bezüglich der nachweisbaren Aktivität der Hohlformen, bzw. von aktiven Bereichen der Strukturen. Die Strukturen bzw. die Strukturbereiche sind ihrer Klassifizierung nach farblich gekennzeichnet.

- Typ-0

Die Struktur kann lediglich als Hohlform beschrieben werden. Diese zeigt keinerlei Anzeichen von (Paläo-)Aktivität im Sinne eines Erdfalls. Aus den verschiedenen Modellen gehen keine typischen Charakterzüge eines Erdfalls hervor. Und/oder die Vermessung und Analyse mittels geophysikalischer Methoden war nicht möglich, da kein Zutritt ermöglicht wurde; das Gelände bzw. der Untergrund war ungeeignet für geophysikalische Messungen.

- Typ-1

Die Hohlform zeigt eindeutige Charakteristika einer Erdfallstruktur. Diese werden im Modell und/oder Ergebnissen geophysikalischer Messungen belegt. Der Erdfall ist derzeit nicht aktiv, eine Aktivität wurde durch historische Aufzeichnungen nicht dokumentiert.

- Typ-2

Es gibt keinen eindeutigen Beleg für eine Aktivität des Randbereiches der Erdfallstruktur. Hinweise hierfür entstammen historischen Aufzeichnungen/Literatur, Aussagen von Anwohnern, einer Schadenskartierung oder Bewegungsanzeigern der näheren Umgebung/Geländeoberkante.

- Typ-3

Die Aktivität des Erdfallzentrums kann nicht eindeutig nachgewiesen werden. Hinweise hierfür entstammen historischen Aufzeichnungen/Literatur, Aussagen von Anwohnern, einer Schadenskartierung oder Bewegungsanzeigern der näheren Umgebung/Geländeoberkante.



- Typ-4

Der Erdfall zeigt eindeutige Anzeichen eines aktiven Strukturrandes.

- Typ-5

Der Erdfall zeigt eindeutige Anzeichen eines aktiven Strukturzentrums.

### 8.1.5 Hanginstabilitäten

Zur Vervollständigung der in Kapitel 7 herausgearbeiteten Hinweise auf Hanginstabilitäten am Nordwestrand der Flottbeker Senke, sind diese durch ein entsprechendes Symbol mit in die Strukturkarte des Arbeitsgebietes eingearbeitet worden.

## 8.2 Das Strukturregister der Hohlformen

Das Strukturregister ist eine Ergänzung zum Kartenmaterial, dessen Aufgabe es ist, die einzelnen Hohlformen in einer übersichtlichen Aufstellung zu charakterisieren und in Bezug zur lokalen Lage innerhalb des Stadtgebiets zu setzen. Außerdem wird der Bezug zur Modellteufe des Lösungsherd hergestellt. Die Kartei enthält weitere Information zur Lage, Größe, Gestalt, Verfüllung, Überbauung sowie zum individuellen Charakter und zur Aktivität der einzelnen Strukturen. Außerdem werden die jeweils verwendeten Analyseverfahren angegeben. Da dieses Register den aktuellen Kenntnisstand über die Strukturen innerhalb des Arbeitsgebietes widerspiegelt, liegt dieser Aufstellung die Philosophie einer kontinuierlichen Aktualisierung und Erweiterung zugrunde. Ziel der Erweiterung wäre eine vollständige Bearbeitung des strukturellen Inventars im gesamten Bereich des Othmarschen-Langensfelde Diapirs, was den Rahmen dieser Arbeit gesprengt hätte. Die Aktualisierung der Kartei und des Kartenmaterials ist erforderlich, da rezente geologische Ereignisse das strukturelle Inventar im Untergrund erweitern und lokalen Einfluss auf die Infrastruktur der städtischen Überbauung nahe der Geländeoberkante nehmen können.

## 8.3 Die Geogefahrenkarte

Die Gesamtheit der Strukturen, deren individuelle Genese und Entstehungsalter, sowie die Relation der Strukturen zueinander, bilden die Grundlage zur Bewertung und Abgrenzung von Flächen unterschiedlichen Geogefahrenpotentials. Grundsätzlich erfolgt in dieser Arbeit die Flächenabgrenzung nach dem Schema der acht von BÜCHNER (1991) definierten Gefahrenkategorien. Da jedes Untersuchungsgebiet durch individuelle Gegebenheiten charakterisiert ist, wurden leichte Modifikationen oder individuelle Ergänzungen an den vorgegebenen Kategorien Büchners vorgenommen. Eine Aufstellung der Kategorien zur Abgrenzung von Flächen unterschiedlicher Erdfallgefährdung ist in der Tabelle 8.1 gegeben. Die entsprechenden Modifikationen werden in der folgenden Bewertung des Gefahrenpotentials innerhalb des Arbeitsgebietes dargestellt. Dabei wird ausdrücklich darauf hingewiesen, dass sich die Abschätzung und Darstellung potentieller Geogefahren lediglich auf die Verkarstungsstrukturen beziehen. Eine Betrachtung weiterer Geofaktoren oder eine

Risikoabschätzung unter wirtschaftlichen Gesichtspunkten, welche aus den erfassten Strukturen abgeleitet werden könnten, wurde hier bewusst nicht vorgenommen. Ebenso wenig lässt sich anhand der dargestellten Flächen unterschiedlicher Kategorien eine Voraussage für zukünftige Ereignisse machen.

Kategorie	Beschreibung
<b>Kat-0</b>	Im Untergrund sind keine wasserlöslichen Gesteine bekannt. Erdfälle sind auch theoretisch unmöglich.
<b>Kat-1</b>	Lösliche Gesteine im Untergrund liegen in so großer Tiefe, dass bisher kein Schadensfall bekannt geworden ist, der auf Verkarstung in dieser Tiefe zurückgeführt wird. Es besteht praktisch keine Erdfallgefahr.
<b>Kat-2</b>	Lösliche Gesteine liegen in einer Tiefe, in der lokal bereits Verkarstung bekannt ist (irreguläre Auslaugung). Erdfälle aus dieser Tiefe sind selten. Sofern in der Nähe überhaupt Erdfälle bekannt sind, liegen sie mindestens 300 m entfernt.
<b>Kat-3</b>	Lösliche Gesteine liegen in einer Tiefe, in der mit großer Wahrscheinlichkeit Auslaugung stattfindet (reguläre Auslaugung). Sofern Erdfälle bekannt sind, liegen sie mindestens 100 m entfernt.
<b>Kat-4</b>	Lösliche Gesteine liegen in einer Tiefe, in der mit großer Wahrscheinlichkeit Auslaugung stattfindet (reguläre Auslaugung). Im Umkreis von 100 m liegen 1 - 2 Erdfälle.
<b>Kat-5</b>	Lösliche Gesteine liegen in einer Tiefe, in der Auslaugung stattfindet. Im Umkreis von 100 m liegen 3 - 8 Erdfälle, bzw. im Umkreis von 50 m 1-2 Erdfälle.
<b>Kat-6</b>	Lösliche Gesteine liegen in einer Tiefe, in der Auslaugung stattfindet. Im Umkreis von 100 m liegen >8 Erdfälle, bzw. im Umkreis von 50 m >2 Erdfälle. Standorte über alten Erdfällen oder Subrosionssenken.
<b>Kat-7</b>	junger oder aktiver Erdfall

**Tab. 8.1:** Die Tabelle zeigt die acht Kategorien zur Abgrenzung von Flächen unterschiedlicher Erdfallgefährdung im Gipskarst nach BÜCHNER (1991). Diese Kategorien wurden in dieser Arbeit teilweise modifiziert oder erweitert und bilden die Grundlage für die Erstellung der Geofahrenkarte des Arbeitsgebiets.

### 8.3.1 Die modifizierten Gefährdungskategorien

Die Kategorie 0 (Kat-0) wird nach BÜCHNER (1991) durch ein Nichtvorhandensein verkarstungsfähiger Gesteine definiert. In dieser Arbeit wird hierfür der Literaturwert von 1000 m Teufe (hier -1000 mNN des Lösungsherdmodells) und tiefer herangezogen, bei dem eine Lösung mit der Konsequenz einer Ausbildung von Verkarstungsstrukturen an der Geländeoberkante nahezu ausgeschlossen wird (siehe auch Kapitel 3.2).

Während BÜchner Bereiche der Kategorie 1 (Kat-1) durch das Vorhandensein eines verkarstungsfähigen Gesteins in großer Tiefe, jedoch ohne durch Verkarstung verursachte und bekannte Schadensfälle definiert, wird hier zusätzlich der Literaturwert von 500 m Teufe des lösungsfähigen Gesteins einbezogen. Da in dieser Arbeit keine Verkarstungserscheinungen an der Geländeoberkante erkannt wurden, welche oberhalb eines Teufenbereiches des Lösungsherds kleiner -500 mNN liegen, wird diese Teufe als Modifikation der Kat-1 nach BÜchner ergänzt.

Maßgeblich für die Festlegung des Gefährdungsgrades für die Kategorien 2 bis 6 ist nach BÜchner der Zusammenhang zwischen der Häufigkeit vorhandener Erdfälle sowie die Verbreitung und Tiefenlage verkarstungsfähiger Gesteine. Eine Beschreibung der verkarstungsfähigen Gesteine über das Arbeitsgebiet wurde bereits in Kapitel 8.1.1 vorgenommen. Das Teufenmodell wird hier sowohl für die Bewertung der Tiefenlage als auch für die Beschreibung morphologischer Gegebenheiten des Lösungsherdes herangezogen. Eine Beschreibung der Anzahl von Kollapsstrukturen pro Fläche wird mittels einer einfachen statistischen Dichteverteilung der Strukturen über das Arbeitsgebiet generiert. Der jeweilige Durchmesser des Schlagkreises innerhalb des Auszählrasters orientiert sich an den Vorgaben BÜchners. Für den ersten Durchlauf wird ein Abstand zwischen den Strukturen von 300 m gewählt (Kat-2). Literaturangaben zufolge findet bis in eine Teufe von 500 m eine Auslaugung sowohl der Chloride als auch der Sulfate mit großer Wahrscheinlichkeit statt (siehe auch Kapitel 3.2). Da alle dargestellten Verkarstungsstrukturen des Arbeitsgebietes von der Konturlinie -500 mNN des Teufenmodells umschlossen werden, wird diese Kategorie (Kat-2) BÜchners um eben diese Voraussetzung erweitert.

Der zweite Durchlauf analysiert die Strukturdichte für die Kategorien Kat-3 bis Kat-6 mittels eines Schlagkreises von 100 m. Die erweiterten Bedingungen der Kategorie Kat-5 und Kat-6 erfordern einen dritten Durchlauf mit einem Schlagkreis von 50 m. Entsprechend der vorgegebenen Mindestanzahl von Strukturen innerhalb der Schlagkreise (siehe auch Tab. 8.1) kann anschließend eine erste Einteilung der Kategorien vorgenommen werden. Legt man die Ergebnisse der einzelnen Durchläufe übereinander so kommt es zu logischen Überlagerungen von Zonen unterschiedlicher Kategorien. In diesem Falle erhält die Zone der jeweils höheren Kategorie Priorität und wird in der Karte abgebildet. Eine Verminderung der Kategorie und somit eine Herabsetzung des Gefahrenpotentials ist hingegen nicht möglich.

Für die Kategorie Kat-6 haben neben der Dichteverteilung der Erdfälle auch Hinweise auf Standorte über alten Erdfällen (Paläoerdfälle) oder Subrosionssenken entscheidenden Einfluss. Hier wird jedoch nicht der gesamte Bereich einer Subrosionssenke als Kat-6 eingestuft, sondern lediglich die von Erdfällen betroffene Zone innerhalb der Senke, welche durch einen Schlagkreis von ca. 100 m ausgedehnt wird. Als erweitertes Kriterium dieser Arbeit werden Hinweise auf Reaktivierung von Erdfällen berücksichtigt. Diese Hinweise stammen aus den Ergebnissen der Pollenanalysen an lokal anzutreffenden Torfen unterschiedlicher Teufen und Alter, sowie der Interpretation unterschiedlich intensiv deformierter Torfe mit der Tiefe.

Die höchste Kategorie zur Abgrenzung von Flächen bildet Kat-7. Diese wird nach Büchner durch „junge“ oder aktive Erdfälle definiert. Während die rezenten Aktivitäten innerhalb des Arbeitsgebietes eindeutig nachgewiesen werden können, bezieht sich die Definition eines „jungen“ Erdfalls hier auf den Zeitraum der schriftlichen Dokumentation von Aktivitäten innerhalb der letzten knapp 200 Jahre (bis 1834). Die dokumentierten Strukturen konnten innerhalb des Arbeitsgebietes eindeutig als Erdfälle angesprochen werden oder verfügen über eine gut belegte Darstellung der Frequenz ihrer Aktivitäten bis heute. Für die Abgrenzung und Darstellung der Kategorien Kat-6 und Kat-7 in der Geogefahrenkarte gilt das oben beschriebene Vorgehen bei der Priorisierung der Kategorien.

### 8.3.2 Abgrenzung von Flächen unterschiedlicher Erdfallgefährdung im Arbeitsgebiet

In der aktuellen Geogefahrenkarte des Arbeitsgebietes (Abb. 8.3b; Anhang B) können alle acht nach BÜCHNER (1991) modifizierte Geogefahrenkategorien abgebildet werden. Die Kategorie Kat-0 tritt lediglich im äußersten Südosten des Arbeitsgebietes auf und beschreibt den Modellbereich der steil abtauchenden Salzstockflanke unterhalb von -1000 mNN. Die Fläche ist in der Geogefahrenkarte in weißer Farbe dargestellt. Auch die nächst höhere Kategorie Kat-1, hier in dunkelgrün dargestellt, tritt lediglich im Süden des Arbeitsgebiets auf. Diese umfasst einen Teufenabschnitt der südlichen Salzstockflanke zwischen -1000 mNN und -500 mNN. Literaturwerte schließen weder die Lösung von Chlorid-Karst noch die von Sulfat-Karst in diesem Teufenbereich aus, jedoch konnten an der Geländeoberkante keine Verkarstungserscheinungen oberhalb dieser Zone nachgewiesen werden. Ob diese Beobachtung für den gesamten Salzstock gilt, kann hier nicht belegt werden.

Innerhalb der Konturlinie von -500 mNN beschreibt das Modell den Bereich des Lösungsherds unterhalb des zentralen Arbeitsgebiets durch lokale Höhenzüge, Hänge, Flächen und Lösungssenken (siehe auch Abb. 8.4). Anhand der oben aufgeführten Definitionen gilt an der Geländeoberkante für diese gesamte Zone zunächst die Kategorie Kat-2, welche in hellgrüner Farbe über weite Bereiche des Arbeitsgebiets dargestellt ist. Innerhalb des zentralen Arbeitsgebiets lassen sich die weiteren Kategorien Kat-3 bis Kat-5 anhand der Dichteverteilung abgrenzen. Zonen der Kategorie Kat-3 sind in hellgelb dargestellt und beschreiben singuläre Strukturen oder eine weiträumig angelegte Gruppen von Erdfällen. Die Lage und Verteilung der Einzelstrukturen ist in der Strukturkarte (Abb. 8.3a; Anhang B) abgebildet. Aus der Geogefahrenkarte (Abb. 8.3b) wird ersichtlich, dass sich eine Zone der Kategorie Kat-3 im Norden des Arbeitsgebietes zwischen der Bahrenfelder Senke und der Flottbeker Senke befindet. Eine weitere Zone dieser Kategorie liegt im Süden der Flottbeker Senke.

Die Abgrenzung der Gefahrenkategorie Kat-4 für Erdfälle im Arbeitsgebiet ist in hellrosa dargestellt und schließt südwestlich an die Bahrenfelder Senke an. Die Zone wird aus nur zwei singulären Erdfällen generiert. Aufgrund der Priorisierung können die westlich gelegenen Erdfälle innerhalb der Bahrenfelder Senke nicht in der

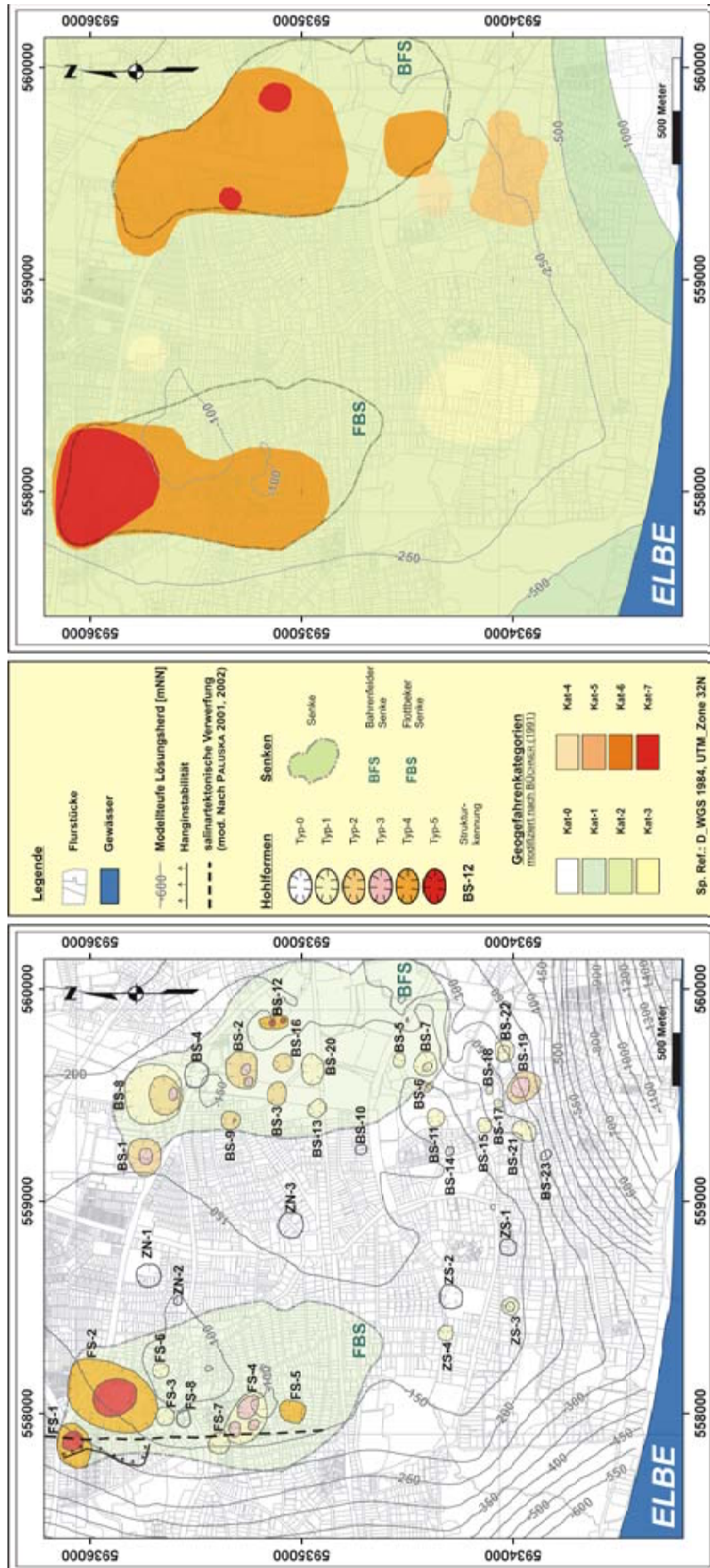
Flächenkalkulation für diese Kategorie berücksichtigt werden. Die Einstufung dieses Bereichs als Kategorie Kat-4 rechtfertigt sich zudem in dem Sachverhalt, dass keine der beiden Strukturen eine junge oder rezente Aktivität aufweisen und in der Strukturkarte dem Typ-1 zugeschrieben werden.

Anders verhält es sich mit der als Kategorie Kat-5 ausgeschriebenene Fläche südlich der Bahrenfelder Senke. Die Strukturkarte belegt hier einen echten Cluster von sechs Erdfällen. Die einzelnen Erdfälle zeigen zwar keine strukturelle Überlappung, jedoch erfüllen sie die minimalen Anforderungen von drei Strukturen innerhalb eines 100 m Schlagkreises oder die erforderliche Anzahl von ein bis zwei Erdfällen innerhalb von 50 m Schlagkreis. Aufgrund der Einstufung der Struktur BS-19 als Typ-3 in der Strukturkarte, könnte hier eine lokale Erhöhung der Gefahrenkategorie nach Kat-6 erwogen werden.

Eine ähnliche Clusterbildung ist innerhalb der Bahrenfelder Senke in einer weitläufigen Zone vom nördlichen Rand bis über den zentralen Bereich der Depression zu erkennen. Aufgrund der dort herrschenden infrastrukturellen Situation konnten wenige dieser Strukturen nicht im Detail untersucht werden, die Mehrheit lässt sich jedoch eindeutig als Erdfall ansprechen. Zusätzlich konnten Nachweise für Reaktivierungen einzelner Strukturen erbracht werden. Diese Zone wird der Kategorie Kat-6 zugeschrieben und ist als orangene Fläche dargestellt. Aus der Flächenkalkulation und den Modifikationen nach Büchner ergibt sich eine weitere, kleinräumige Zone der Kategorie Kat-6 im Südwesten der Bahrenfelder Senke.

Die Flottbeker Senke umgibt weite Bereiche der westlichen Hochzone des Lösungsherdmodells. Wie aus der Strukturkarte (Abb. 8.3a) ersichtlich, verläuft an dem Westrand der Depression die salinartektonische Verwerfung in N-S Richtung. Entlang dieser linearen Struktur konnten acht Erdfälle aufgenommen werden. Diese bilden zwei strukturelle Akkumulationen aus. Während es für den nördlichen Bereich eine deutliche Indikation mehrfacher, junger sowie rezenter Bewegungen gibt, ist für den südlichen Cluster keine mehrfache Aktivität belegt. Für den südlichen Struktur-Cluster ist ein geringer Abstand zwischen den Einzelstrukturen mit Überlappungen der jeweiligen Randbereiche charakteristisch. Der zentrale Erdfall (FS-4) dieser Ansammlung konnte als Typ-3 klassifiziert werden (siehe Abb. 8.3a). Anhand der Kategorisierung nach Büchner ist zunächst die Strukturdichte ausschlaggebend für eine Zuordnung der Flottbeker Senke in die Kategorie Kat-6. Da nicht für die gesamte Depression die Genese einer Subrosionssenke anhand von Erdfällen nachgewiesen werden konnte, wird nach den entsprechenden Modifikationen dieser Arbeit lediglich die von Erdfällen betroffene Zone der Senke dieser Kategorie unterstellt. Zur Klärung des räumlich begrenzten Bereichs der Struktur FS-4 kann eine langzeitliche Vermessen der Geländeoberkante Aufschluss geben. Können hier rezente Bewegungen an der aktuell als Typ-3 eingestuften Struktur nachgewiesen werden, müsste eine lokale Erhöhung der Gefahrenkategorie nach Kat-7 erfolgen.





**Abb. 8.3a:** Die Strukturkarte fasst die geomorphologischen, tektonischen-, sowie Verkarstungs- und Salinarstrukturen des Arbeitsgebietes zusammen (Quelle topographischer Informationen: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg).

**Abb. 8.3b:** Die Geofahrenkarte beschreibt die geographische Lage der modifizierten Kategorien nach BÜCHNER (1991) zur Abgrenzung von Flächen unterschiedlicher Erdfallgefährdung innerhalb des Arbeitsgebietes (Quelle topographischer Informationen: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg).

Nach Büchner ist junge bzw. rezente Aktivität von Erdfällen das entscheidende Kriterium für die Abgrenzung der Gefahrenkategorie Kat-7. Im Bereich der Flottbeker Senke wird diese Aktivität durch das häufige Auftreten von Kollapsbeben im Bereich der Struktur FS-1 belegt. Die Literatur beschreibt diese Struktur historisch als Erdfallsee, heute belegen intensive Schäden an Mauerwerk und sogar an Betonkonstruktionen die Intensität der Bodenbewegungen. Immer wieder auftretende und sich fortpflanzende Schädigungen des Mauerwerks lassen sich auch rund um die Struktur FS-2 beobachten. Hier sind es jedoch die langsamen und konzentrischen Kriechbewegungen des suffosion-Typ Erdfalles, welche die Bauwerke aktiv zermürben. Altersdatierungen sowie Deformationsanalysen an Torffüllungen belegen eine über lange Zeiträume hinweg immer wiederkehrende Aktivität bzw. eine lokale Reaktivierung dieser Struktur. Durch die nachweisliche Aktivität des nördlichen Bereichs der Flottbeker Senke lässt sich dieser innerhalb eines erweiterten Schlagkreises von ca. 100 m um die benannten Strukturen der Kategorie Kat-7 zuordnen.

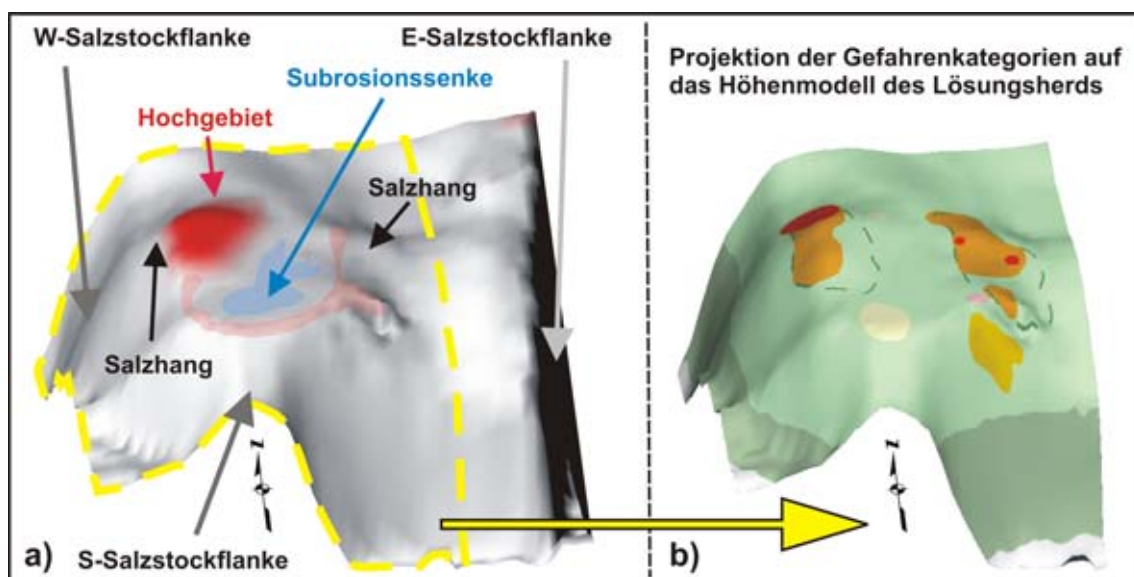
Innerhalb der Bahrenfelder Senke wird der historisch gut dokumentierte, sowie detailliert untersuchte Erdfall BS-9 innerhalb eines Schlagkreises von ca. 100 m der Kategorie Kat-7 unterstellt. Weitere Hinweise auf aktive lokale Subsidenz innerhalb der Bahrenfelder Senke liefern Vermessungen von Gebäudeneigungen im Bereich der Struktur BS-12 (PALUSKA, 2002). Die räumliche Nähe zweier Erdfallzentren des dropout-Typs und Überlagerung von deren Randbereichen sowie Hinweise durch Altersdatierungen und Deformationsanalysen an Torffüllungen bestätigen eine mehrfache Reaktivierung dieser Struktur. Auch hier erfolgt eine lokale Abgrenzung der Gefahrenkategorie Kat-7.

#### **8.4 Der Lösungsherd und Verkarstungsstrukturen an der Geländeoberkante**

Die Betrachtung der morphologischen Charakteristika des Lösungsherdes wird in Abbildung 8.4a anhand einer räumlichen Darstellung des Modells vorgenommen. Dabei ist der „U-förmige Verlauf des Höhenzuges in rötlicher Farbe hervorgehoben, die tiefer gelegene Zone der Lösungssenke ist blau dargestellt. Im äußersten Süden und Westen sowie im Osten fallen die Flanken der Modellfläche bis in große Tiefen steil ab. Zwischen den strukturhohen Bereichen und der zentralen Depression, sowie in den Bereichen nahe den steilen Flanken beschreiben Ebenen und in verschiedene Richtungen einfallende Salzhänge die unruhige Morphologie der Modellfläche.

In Abbildung 8.4b ist lediglich der Ausschnitt des Modells unterhalb des Arbeitsgebietes dargestellt (Ausschnitt der gelben Strichlinie von Abb. 8.4a). Um einen direkten Bezug zwischen der Morphologie des Lösungsherdes und den verschiedenen Kategorien der Erdfallgefährdung an der Geländeoberkante darzustellen, werden diese Flächen auf das Modell des Lösungsherdes projiziert. Die Farbgebung der abgegrenzten Flächen unterschiedlicher Kategorien entspricht der Geogefahrenkarte (Abb. 8.3b). Abgesehen von den Kategorien Kat-1 und Kat-2, welche sich unter anderem auf eine Teufe wahrscheinlicher Lösungsprozesse der Literatur beziehen,

liegen alle Flächen der höheren Gefahrenkategorien auf den Höhenzügen des Elevationsmodells des Lösungsherd. Bei genauerer Betrachtung wird deutlich, dass die Flächen bevorzugt entlang der jeweils äußeren Salzhänge streichen. Innerhalb der Lösungssenke und den ihr zugewandten Hängen bilden sich hingegen keine Zonen unterschiedlicher Erdfallkategorien ab. Grundsätzlich lässt sich daraus ableiten, dass Lösungswässer überwiegend von außen an das Lösungsgestein des Othmarschen-Langenfelde Diapirs herangeführt werden, deren Salinität eine Ablaugung der löslichen Gesteine des äußeren *Caprocks* zulässt. An den westlichen und östlichen Salzhängen wird eine maximale bevorzugte Lösungsstufe von ca. -200 mNN erreicht, im Süden liegt diese mit etwa -350 mNN etwas darunter (vergl. Abb. 8.3a, b). Der Zusammenhang zwischen bevorzugter Lösungsstufe und Morphologie des Lösungsherd spiegelt sich besonders gut anhand der Flächen der höheren Gefahrenkategorie Kat-6 wieder. Ein direkter Teufebezug des Lösungsherd und aktiver Erdfallstrukturen der Kategorie Kat-7 an der Geländeoberkante lässt sich jedoch nicht im Detail belegen.



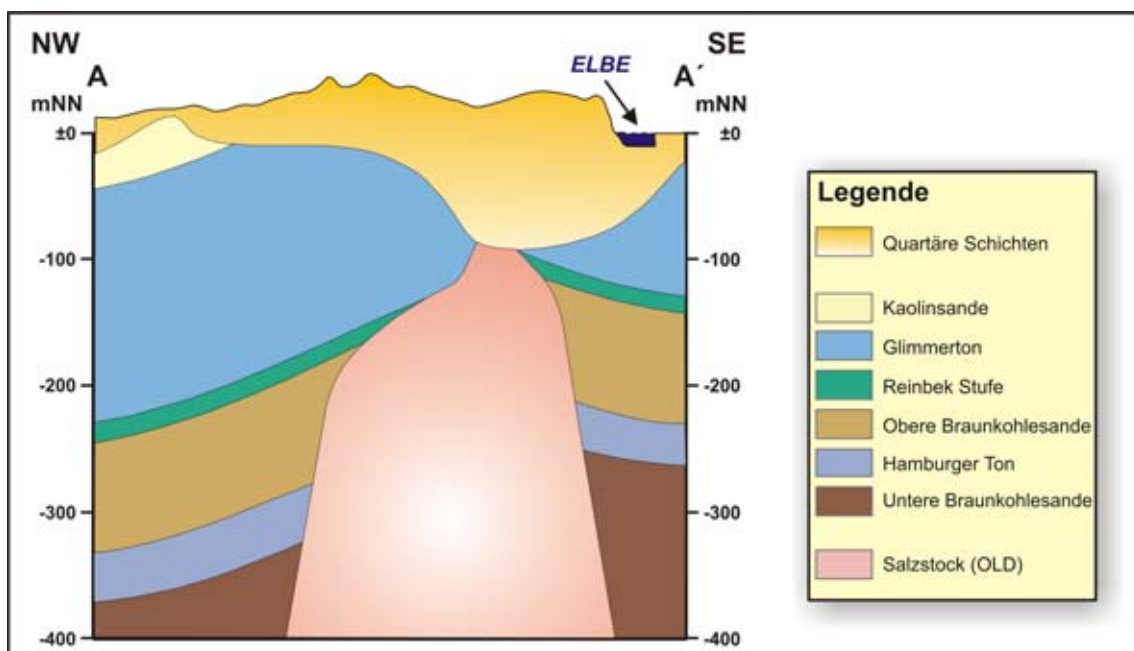
**Abb. 8.4:** Elevationsmodell des Lösungsherd mit Blickrichtung von Süden nach Norden **a)** Darstellung morphologischer Charakteristika; **b)** Darstellung des Ausschnittes (gelbe Strichlinie) der morphologischen Charakteristika und Projektion der Flächen unterschiedlicher Erdfallgefährdung von der Geländeoberkante auf die Modelloberfläche.

Das NW-SE verlaufende geologische Profil (Abb. 8.5) nach LINKE (1983) entlang und durch den Othmarschen-Langenfelde Diapir hindurch zeigt, dass sowohl Obere sowie Untere Braunkohlensande durch den Salzaufstieg bis in die Teufen bevorzugter Lösung zwischen -100 mNN und -400 mNN aufgeschleppt wurden. Diese Aquifere können somit als Lieferant der Lösungswässer beschrieben werden.

Die zentrale Zone des Lösungsherdmodells weist aufgrund ihrer markanten Senkenstruktur generelle auf Auslaugung hin. Obwohl diese mit maximal -200 mNN innerhalb der lokal bevorzugten Lösungsstufe liegt, scheint die Auslaugung keinen

Einfluss mehr auf die heutige Geländeoberkante zu haben. Eine relative zeitliche Einschätzung aktiver Lösung in dieser Zone könnten seismische Daten über den *Caprock* erbringen. Eine Erklärung für geringe Ablaugung oder vollkommene Stagnation weiterer Lösung findet sich darin, dass innerhalb der Senke eine gesättigte, wenig mobile Sole vorliegt, welche hier eine weitere Ablaugung des *Caprocks* in jüngerer Zeit verhindert.

Diese Annahme wird auch durch die Betrachtung der morphologischen Charakteristik der Geländeoberkante des Arbeitsgebiets im Vergleich mit dem Höhenmodell des Lösungsherds bekräftigt. In Abbildung 8.4b wurden die Randbereiche der Flottbeker sowie der Bahrenfelder Senke ergänzend auf der Modellfläche des Lösungsherdes als grüne Strichlinien abgebildet. Die Markierungslinien beider Senken der Geländeoberkante umschließen die Hochbereiche des Lösungsherdmodells. Genau entgegengesetzt verhält es sich mit der zentralen Depression des *Caprocks*. Diese Zone beschreibt an der Geländeoberkante den Hochbereich zwischen der Bahrenfelder und der Flottbeker Senke, welcher weder nachweisbare Erdfallstrukturen noch mit Torf verfüllte Hohlformen enthält. Einen weiteren Hinweis auf eine inverse Morphologie der Geländeoberkante im Vergleich zur Modellfläche des Lösungsherds gibt das E-W streichende Tal des Teufelsbeks (siehe auch Kapitel 4), welches an der Geländeoberkante den Verlauf des Höhenzuges der Modellfläche am Südrand des Salzstockes verfolgt.

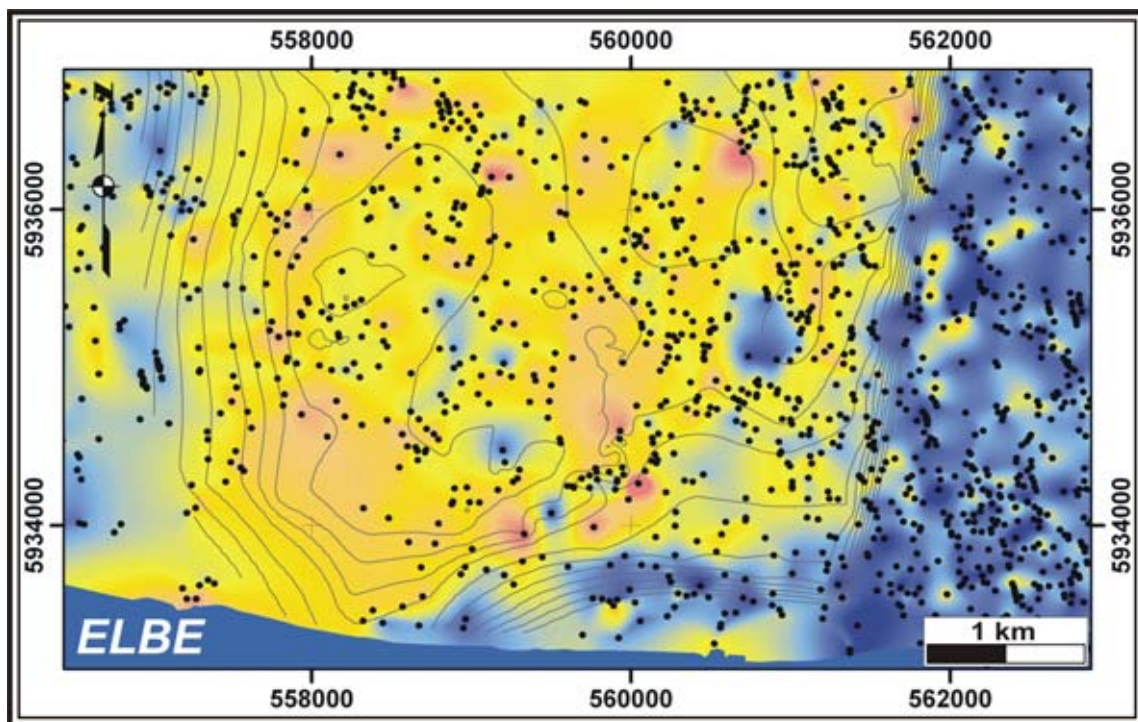


**Abb. 8.5:** Das geologische Profil nach LINKE (1983) durch das Arbeitsgebiet zeigt die quartären Deckschichten und die durch den Othmarschen-Langenfelde Diapir aufgeschleppten Schichten des Miozäns bis in eine Tiefe von -400 mNN (~20-fach überhöht). Die Profillinie A-A' ist in Abb. 2.5 dargestellt.



### 8.5 Rezente Hebungs- und Senkungsgebiete im Bereich des südlichen OLD

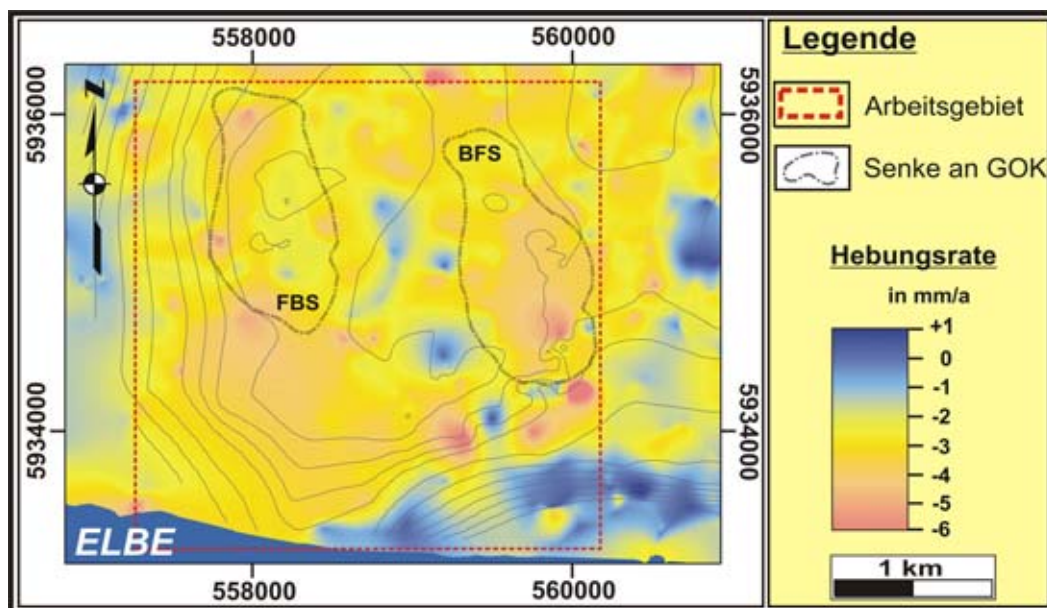
Zur Darstellung rezenter Bewegungstrends an der Geländeoberkante im Bereich des Othmarschen-Langenfelde Diapirs wurden Daten aus einer aktuellen Arbeit von SCHÄFFER und KÜHN (2008) herangezogen. Bei dem verwendeten Messpunkten handelt es sich lediglich um einen Auszug des Datensatzes. Für die Betrachtung des Bereiches nahe des südlichen Othmarschen Langenfelde Diapirs wurden 3166 *persistent scatterers* verwendet. Diese Messpunkte konnten innerhalb des Vermessungszeitraums zwischen dem 25. April 1993 und dem 11. Mai 2005 in insgesamt 52 Sequenzen von verschiedenen Satelliten (46 Sequenzen durch ERS-1 und -2 sowie weitere sechs Sequenzen durch ENVISAT-ASAR) identifiziert und deren Bewegungen aufgezeichnet werden. Die Verteilung der *persistent scatterers* beschreibt eine unregelmäßige Punktwolke (Abb. 8.6). Da hier Bewegungstrends über eine Fläche betrachtet werden sollen und nicht etwa Vertikalbewegungen einzelner Messpunkte, wurde auch hier über ein statistisches Gitter interpoliert. Dieses Flächenraster stellt die gemittelten vertikalen Bewegungen über den Beobachtungszeitraum dar. Die Bewegungsrate wird dabei über unterschiedliche Farben dargestellt und durch einen Farbbalken definiert (Abb. 8.7).



**Abb. 8.6:** Karte der gemittelten, jährlichen Vertikalbewegungen der letzten 12 Jahre ermittelt durch *persistent scatterers* (PS) oberhalb des südlichen OLDs. Der signifikante Farbkontrast zwischen Bereichen einer leichten Hebung von ca. 1 mm/a (blaue Farben) zeichnet entlang der äußeren Konturlinien des Lösungsherdmodells den subsidierenden OLD mit gelben und rot-orangenen Farben nach. Genaue Hebungsraten sind in der Legende in Abbildung 8.7 definiert. Für die Interpolation wurden lediglich Messpunkte mit einer Standardabweichung der jährlichen Bewegungsrate kleiner 1 mm/a sowie einer Coherenz größer 0,8 berücksichtigt. Das Datenprozessing selbst wurde vom BGR durchgeführt (SCHÄFFER und KÜHN, 2008). Die Datenaufnahme in 52 Sequenzen durch verschiedenen Satelliten (46 Sequenzen von ERS-1 und -2; 6 Sequenzen von ENVISAT-ASAR).



Die unterschiedlichen Hebungsraten werden zunächst in ein Verhältnis zum Salzstock gesetzt. Die blauen Farben östlich, südöstlich und westlich der Konturlinien des Lösungsherdes deuten eine leichte Hebung bis 1mm/a bzw. stabile Verhältnisse an. Eine scharfe Abgrenzung dieses Trends wird durch den markanten Farbwechsels deutlich, welcher sich entlang der äußeren Konturlinien des Lösungsherdes abzeichnet. Die überwiegend gelben Farben beschreiben eine Subsidenzrate oberhalb des Salzstockes von durchschnittlich 2 mm/a. Da der Sprung innerhalb der Hebungsraten den im Modell ermittelten Umriss des Salzstockes nachzeichnet (Konturlinien) und diesen von dem umgebenden Gestein deutlich abgrenzt, kann der flächenhafte Trend der Subsidenz den Lösungsprozessen am Caprock zugeschrieben werden. Andere Prozesse, welche zu einer weiträumigen Oberflächenabsenkung führen könnten, wie beispielsweise durch Absenkung des Grundwasserspiegels, können hier ausgeschlossen werden. Im Südsüdwesten verlaufen die gelb gefärbten Bereiche des Absenkungstrends (~2 mm/a) bis über die Elbe und bestätigen den Verlauf der Salzmauer nach Süden. Hier erstreckt sich jedoch der Jenischpark, ein Golfplatzes sowie die Elbe, eine Datendichte für repräsentative Aussagen in dieser Zone liegen somit nicht vor.



**Abb. 8.7:** Karte des Arbeitsgebiets mit gemittelten, jährlichen Vertikalbewegungen ermittelt durch *persistent scatterers* (PS). Die Datengrundlage entspricht Abbildung 8.X nach (SCHÄFFER und KÜHN, 2008). Rote und orangene Zonen belegen die höchsten Senkungsraten zwischen 2,5 mm/a und ~6,5 mm/a und zeichnen entlang der bereits beschriebenen Konturlinien die äußeren Hänge der Hochbereiche des Lösungsherdes nach. Oberhalb der zentralen Senke des Diapirs sind an der Geländeoberkante hingegen stabile oder sogar leichte Hebungstendenzen anhand der lokalen blauen Farben zu erkennen.

Bei einer genaueren Betrachtung des Arbeitsgebietes (Abb. 8.7, rote Strichlinie) zeichnen sich entlang der bereits in Kapitel 8.4 beschriebenen äußeren Hänge der strukturhohen Bereichen des Lösungsherds (Konturlinien) die stärksten Senkungsraten an der Geländeoberkante ab. Diese werden durch orangene und rote Farben

dargestellt und beschreiben durchschnittliche jährliche Absenkungen von 2,5 mm bis ~6,5 mm. Oberhalb der zentralen Zone des Lösungsherdmodells, welche in den vorangegangenen Kapiteln als Lösungssenke beschrieben wurde, herrschen hingegen weitgehend stabile Verhältnisse bzw. leichte Hebungen (blaue Farben) an der Geländeoberkante. Auch wenn ein Bewegungstrend einzelner Messpunkte hier nicht als aussagekräftig erscheint, bildet die interpolierte Fläche zwischen den *persistent scatterers* markante Zonen lokaler roter und orangener Färbung hoher Subsidenzraten ab. Im nördlichen Bereich der Flottbeker Senke werden hier die aktiven Strukturen FS-1 und FS-2 der Gefahrenkategorie Kat-7, sowie südlich davon eine Zone der Kategorie Kat-6 um die Struktur FS-4 und FS-5 hervorgehoben. Ebenso sind weite Bereiche der Bahrenfelder Senke durch rote und orangene Farben charakterisiert und deuten Zonen hoher Subsidenzraten an, welche sich gut mit denen der höheren Kategorien Kat-4 bis Kat-7 (Abb. 8.3b; 8.4) korrelieren lassen. Deutliche Senkungsbereiche befinden sich auch südlich der Bahrenfelder Senke genau dort, wo mittels Bohrungen Hohlräume, verstürzte Hohlräume und überwiegend Gipse des Caprocks erbohrt wurden (siehe auch Kapitel 8.1.1). Die Korrelation zwischen Konturlinien des Lösungsherdmodells und besonders hohen Senkungsraten bestätigt, dass Lösungsprozesse im Südosten des Arbeitsgebietes deutlich tiefer reichen, als im übrigen Arbeitsgebiet. Diese enden entweder abrupt in einer Teufe von 450 mNN oder die entstehenden Verkarstungsstrukturen pausieren sich ab dieser Lösungsteufe nicht mehr bis an die Geländeoberkante durch.

Auf eine zu detaillierte Interpretation des Datensatzes wird hier bewusst verzichtet. Der Ursprung lokal auftretender Subsidenz muss nicht automatisch in Verkarstungsprozessen liegen. Ebenso ist das Absacken kleinräumiger Flächen der Geländeoberkante durch Kompaktion und Setzung biogener Sedimente möglich oder bedingt durch Verdichtung oberflächennaher Sedimente denkbar.

## 9 Diskussion und Ausblick

Ziel dieser Arbeit war die Bestimmung und Darstellung von Flächen unterschiedlicher Geogefährdung, verursacht durch verborgene Verkarstungsstrukturen im Untergrund in dem Bereich des südlichen Othmarschen-Langenhelde Diapirs. Zu diesem Zweck wurde ein Konzept entwickelt, welches die Aufnahme des verborgenen strukturellen Inventars, eine Differenzierung sowie die Klassifizierung der einzelnen Strukturen im Untergrund eines intensiv überbauten Großstadtbereiches erlaubt. Die Kombination aus geologischen Arbeitsmethoden, GIS-gestützter und räumlicher Modellierung sowie dem Einsatz geophysikalischer Messverfahren erwies sich für die flächenhafte Analyse des Untergrundes in verschiedenen Tiefensektionen als äußerst effektiv und kostengünstig. In diesem Kapitel werden abschließend die Stärken und Schwächen der einzelnen Arbeitsmethoden aufgezeigt, die neuen Erkenntnisse zur geologischen Entwicklung des Arbeitsgebietes zusammengefasst und ein kurzer Ausblick für zukünftige Arbeiten gegeben.

### 9.1 Multidisziplinäre Arbeitsansätze

In dem urbanen Gebiet kam der Rekonstruktion von natürlichen Gegebenheiten an der Geländeoberfläche und des geologischen Untergrundes eine besondere Stellung zu. Eine maßgebliche Veränderung der Geländeoberfläche durch Menschenhand hat den natürlichen Verlauf des Drainagesystems, die ursprüngliche Lage und Ausbreitung von Söllen und Erdfallseen sowie den Großteil des Bestandes an wasserfreien Hohlformen innerhalb des Arbeitsgebietes verdeckt. Aufgrund einer guten topographischen Erfassung bis in das Jahr 1891 zurück, ließ sich das natürliche Gewässernetz eines damals noch wenig bebauten, ländlichen Gebiets sehr detailliert rekonstruieren. Dabei konnte die geographische Lage zahlreicher kreisrunder, abflussloser Teiche und Seen dargestellt werden, welche bis heute weitgehend überbaut wurden. Andere zirkulare Gewässer liegen direkt an den heute nicht mehr vollständig vorhandenen Bachbetten der Fließgewässer Röbbek, Flottbek und Teufelsbek. Neben der Rekonstruktion von Hohlformen an der Flur wurden weitere Hinweise auf verdeckte, lokale und ehemals mit Wasser verfüllte Depressionen durch kleinräumige Torfvorkommen ermittelt, die sich aus der geologischen Karte ableiten ließen.

Die dem HADU-Projekt vom Geologischen Landesamt Hamburg zur Verfügung gestellten Bohrdaten erwiesen sich für die flächendeckende Erfassung des strukturellen Inventars im oberflächennahen Untergrund bis in eine Teufe von ca. 20 m unter Flur als wertvolle Datengrundlage. Nach einer umfangreichen Prüfung des Datensatzes konnte sichergestellt werden, dass bis in diese maximale Analyseteufe a) eine ausreichende Anzahl und die Verteilung an Bohrpunkten über die zu analysierende Fläche gegeben ist, und b) die Bedingung, dass jede einzelne zirkulare Anomalie durch mehr als eine - im Idealfall durch eine Vielzahl an Bohrungen - im Modell erfasst und abgebildet wird, gewährleistet ist. Durch diesen Anspruch an die Datengrundlage für die verschiedenen Modelle wurde vermieden, dass kleinräumige Strukturen durch das Analyseraster fallen, und zum anderen kreisrunde Strukturen

nicht durch nur eine einzige Bohrung „falscher“ Tiefeninformation im Modell künstlich erzeugt wird.

In dieser Arbeit konnte gezeigt werden, dass anhand von unterschiedlichen Analysen an Bohrdaten komplexe geologische Zusammenhänge innerhalb des Arbeitsgebietes dargestellt werden können. Durch die räumliche Modellierung der Bohrdaten ließen sich morphologische Charakteristika verschiedener Sedimentlagen veranschaulichen, außerdem konnten Sedimentmächtigkeiten sowie spezielle Winkelverhältnisse an den Böschungsbereichen der im Untergrund verborgenen Strukturen abgeschätzt werden. Die verschiedenen Höhenmodelle dienten also nicht nur der Ermittlung von Größe und Verteilung der Hohlformen innerhalb des Arbeitsgebiets. Eine Betrachtung der Strukturen über alle drei Sedimentmodelle zeigt, dass einzelne Hohlformen lediglich innerhalb der oberen Flächendarstellungen auftreten und somit auf eine Entwicklung von der Geländeoberfläche in den Untergrund hinein schließen lassen. Dies spricht grundsätzlich gegen die Entwicklung einer Verkarstungsstruktur. Hohlformen mit geschlossener struktureller Basis belegen, dass die vertikale Teufendifferenz zwischen dem Niveau der Strukturschulter und dem zentralen Tiefenmaximum der Hohlform selten mehr als 10 m beträgt und innerhalb der maximalen Analyseteufe der Bohrungen von 20 m erfasst werden kann. Depressionen, welche sich hingegen durch alle drei Modellflächen pausen, lassen häufig eine Maximalteufe von mehr als 20 m erwarten. Mittels ergänzenden Analysen einzelner Bohrungen größerer Teufe ließ sich die tatsächliche vertikale Ausbreitung der Strukturen genauer abschätzen und gab Hinweise auf eine Verkarstungsstruktur mit einer Entwicklung aus dem Untergrund in Richtung der Geländeoberkante. Einige Hohlformen treten lediglich in den unteren Höhenmodellen auf und erreichen die Geländeoberfläche nicht. Ein Grund hierfür kann eine intensive Überprägung von der Geländeoberfläche her sein. Wahrscheinlicher ist jedoch, dass es sich bei diesen Strukturen um ältere Erdfälle handelt, welche nach ihrer natürlichen Verfüllung nicht mehr aktiviert und durch überwiegend natürliche Prozesse weiter überdeckt worden sind. Anhand einer großräumigen Betrachtung aller Modellflächen über das Arbeitsgebiet konnte dargestellt werden, dass die Ausbildung der weiträumigen Depressionen Bahrenfelder Senke und Flottbeker Senke im Zusammenhang mit der Lage und Verteilung einzelner kleinräumiger Hohlformen stehen. Unabhängig von einzelnen Hohlformen spiegeln alle drei Modellflächen die Einteilung der Geländeoberfläche in zwei Großsenken und einen zentralen Hochbereich wider. Die Modellierung oberflächennaher Sedimente lässt sich entsprechend dahin interpretieren, dass die einzelnen Sedimentlagen gemeinsam und durch denselben geologischen Prozess deformiert wurden.

Für eine vollständige strukturelle Analyse einzelner Hohlformen ist diese Methode jedoch nicht geeignet. Dies begründet sich in einer meist zu geringen Datendichte innerhalb der Strukturen und führt zu einem grundsätzlichen Problem bei der räumlichen Modellierung von Bohrdaten, bei denen Störungstrends und Einfallwerte der Sedimente nicht mit aufgezeichnet werden. Dabei werden datenlose Räume

zwischen den einzelnen Bohrungen im Modell durch Interpolation gefüllt. Komplexe Deformationsmuster in den interpolierten Bereichen zwischen den Datenpunkten können somit nicht abgebildet werden.

Als hilfreich erwiesen sich die Ergebnisse der Bohrdatenauswertung zur Planung der Geländekampagnen unter Einsatz geophysikalischer Messverfahren. Durch die Berücksichtigung topographischer Informationen nahe den räumlich bereits erfassten Strukturen im Untergrund ließen sich lagegetreue Profillinien und Messfelder planen, ohne zuvor aufwändige Feldesbegehungen durchgeführt zu haben.

Die Ergebnisse der strukturellen Analyse von Hohlformen mit dem Georadar haben gezeigt, dass mittels dieser Methode verschiedene anatomische Bereiche der unterschiedlichen Hohlformen aufgedeckt und definiert werden können. Anhand der Radarsektionen konnten Schlüsselpositionen zur Differenzierung von glazigen gebildeten Hohlformen und subrosionsbedingten Kollapsstrukturen an deren Strukturrändern sowie deren struktureller Basis aufgezeigt werden. Dabei bewährte sich die Anwendung unterschiedlicher Antennenfrequenzen für die Interpretation komplexer Deformationsmuster und Bewegungsindikatoren, welche Rückschlüsse auf die jeweilige Genese und Reaktivierung individueller Hohlformen zuließ.

Bedingt durch die ungünstigen oberflächennahen Verhältnisse mit weit verbreiteten tonreichen und überwiegend bindigen Böden, versiegelten Oberflächen, Wühlbauten sowie Kontaminationen in den verfüllten Zentralbereichen der Hohlformen, wurde der Analysebereich besonders in vertikaler Ausrichtung signifikant eingeschränkt. Dies äußerte sich in einem durchschnittlichen Penetrationspotential der 100 MHz-Antenne von lediglich 11 m unter Flur. Diese Analysetiefe reichte für die Beschreibung von Hohlformen mit geschlossener struktureller Basis zumeist aus. Anhand der definierten Schlüsselpositionen der durchgängigen und undeformierten Basis ließ sich bereits während der Messungen im Gelände eine Einschätzung zumindest als „nicht verkarstungsbedingte Hohlform“ vornehmen. Im Gegensatz hierzu erwiesen sich Untersuchungen und die Klassifizierung verschiedener Erdfalltypen als sehr viel komplexer und zeitaufwändiger.

Zur Analyse zentraler Bereiche von Hohlformen, für die das Potential der 100 MHz-Antenne nicht ausreichte, wurden Geoelektrikprofile angelegt. Die Widerstandsgeoelektrik diente dabei nicht der Auflösung komplexer Deformationsmuster, sondern erwies sich als äußerst effektiv bei dem Nachweis der nach unten geöffneten strukturellen Basis der Kollapsstrukturen in Tiefenbereichen, welche die Eindringtiefe des Radars bis um das vierfache überstieg. Aufgrund der aufwändigen Profilauslagen und der langen Messdauer wurde diese Methode lediglich exemplarisch angewendet. Die umfangreichen Bohrdaten erlaubten eine direkte Einbindung in die Profillinien oder zumindest eine Überprüfung der Messdaten.

Eine zeitliche Einschätzung der Aktivitäten aller Erdfallstrukturen konnte in dieser Arbeit nicht vollständig vorgenommen werden. Datierungen durch Pollenspektren an exemplarischen Proben ließen jedoch eine erste zeitliche Einordnung der Bildungsalter



zu und können für den Vergleich mit weiteren Beprobungen im Norddeutschen Raum herangezogen werden. Die Anzahl der Proben pro Lokation ist unzureichend, um jeweils eine komplette zeitliche Abfolge der Torfbildung abzubilden. Die Qualität dieser zeitlichen Einordnung besteht darin, dass verschiedene durch mineralische Sedimente voneinander getrennte Torflagen unterschiedlicher Teufe auch voneinander differierende Bildungsalter dokumentieren. Die Bildung dieser Torflagen ist nicht allein durch Änderung des Niveaus des Grundwasserspiegels über die Zeit zu erklären, da nicht alle Erdfälle gleicher Tiefenniveaus gleiche oder mehrere Torflagen enthalten. Der Abgleich direkt benachbarter Strukturen zeigt, dass diese zum Teil Torflagen gleichen Bildungsalters enthalten. Diese allerdings differieren signifikant in der Teufe, so dass auf eine lokale Absenkung der Geländeoberfläche mit unterschiedlichem Versatzbetrag bei konstanter Position des Grundwasserspiegels innerhalb der jeweiligen Bildungszeit geschlossen werden kann. Die Ausbildung verschiedener „Stockwerke“ wird als Nachweis mehrfacher Kollapsaktivität, also Reaktivierung von Erdfällen gesehen. Bohrungen, bei denen bis zu drei unterschiedliche Torflagen erbohrt wurden, zeigen einen zunehmenden Deformationsgrad mit der Teufe bzw. mit dem Bildungsalter, was ebenfalls für eine mehrfache Deformation der unteren Torflagen spricht. Des Weiteren war der Abgleich der Bildungsalter von verschiedenen Strukturen untereinander möglich und zeigt einen allgemeinen zeitlichen Bildungstrend. Datierungen durch Pollenspektren dokumentieren hier episodisch auftretende Phasen von Torfwachstum, was auf den Einfluss exogener (klimatischer?) Prozesse hinweist. Eine genaue Analyse konnte anhand der geringen Probenmenge nicht erbracht werden. Weitere relative zeitliche Einordnungen von Erdfallaktivitäten verdeutlichten die Radar-Analysen anhand der Dokumentation strukturellen Wachstums durch die Füllungen von Hohlformen sowie die Betrachtung modellierter Torfvorkommen unterschiedlicher Teufen. Junge und rezente Verkarstungsprozesse konnten durch mündliche und schriftliche Überlieferungen sowie aktuelle Vermessungsdaten dokumentiert werden. Eine statistische Darstellung aller jungen und rezenten Erdfälle über das Arbeitsgebiet ließ keine Systematik der Ereignisse über die Zeit erkennen. Eine Zone aktiver Lösung und rezenter Erdfallaktivität ist heute besonders am Nordwestrand der Flottbeker Senke zu beobachten. Außerdem konnte belegt werden, dass Erdfalltypen des *suffosion*-Typs in unmittelbarer Nähe zu Kollapsstrukturen des *dropout*-Typs existieren können. Die Entwicklung eines Erdfalltyps ist also nicht nur in der Beschaffenheit oberflächennaher Sedimente begründet. Beobachtungen an einer aktiven Subsidenzstruktur in Lüneburg während der Projektzeit sowie Radardaten aus dem Arbeitsgebiet konnten zeigen, dass es sowohl Übergangsstadien zwischen *dropout*-Typs und *suffosion*-Typs gibt, als auch eine aktive Entwicklung von *dropout*-Typ zum *suffosion*-Typ und umgekehrt.

Bei der Planung des HADU-Projekts wurde die Analyse der Teufenbereiche zwischen ~20 m unter Flur bis zum *Caprock* nicht berücksichtigt. Die innerhalb dieser „*black box*“ ablaufenden geologischen Prozesse konnten entsprechend nicht explizit durch Messdaten belegt und dargestellt werden. Um dennoch einen logischen Zusammenhang zwischen den Lösungsprozessen im tieferen Untergrund und den

resultierenden Verkarstungsstrukturen an der Geländeoberfläche herzustellen, wurden die in dieser Arbeit entwickelten Ergebnisse mit den Daten des Partnerprojekts Geophysik abgeglichen. Durch den Vergleich georeferenzierter Modelle unterschiedlicher Teufenlage ließen sich morphologische Analogien und Differenzen des *Caprocks* und der Geländeoberfläche abbilden. Die Projektion aller Erdfälle auf die *Caprock*oberfläche konnte sowohl eine Verkarstung entlang der äußeren strukturhohen Bereiche des Hutgesteins, als auch die bevorzugte Lösungssteufe am *Caprock* nachweisen. Dabei zeigt sich eine flächenhafte reguläre Ablaugung an den äußeren Salzhängen als dominierender Prozess der Verkarstung. Am Westrand der Flottbeker Senke spricht jedoch die Aufreihung verschiedener Strukturen entlang einer N-S Achse und rezente Erdfallaktivität in Verbindung mit messbaren Kollapsbeben für ein lokales Auftreten irregulärer Lösung im Untergrund. Ob hierbei die westliche Salzrandstörung oder interne salinartektonische Prozesse zu einer lokalen und linienförmigen irregulären Verkarstung führen, konnte nicht aufgelöst werden. Die gute Qualität der Modelle ließ sich durch die bekannte Lage der lokalen Aquifere belegen, die genau bis in die modellierten Lösungssteufen am Salzstock aufgeschleppt wurden und hier die erforderlichen Lösungswässer liefern. Eine weitere Projektion der verschiedenen Kategorien unterschiedlicher Erdfallgefährdung auf das Modell des *Caprocks* erbrachte keinen direkten Zusammenhang zwischen der exakten Teufe des Verkarstungsbereiches am Salzstock und der jungen bzw. rezenten Verkarstung an der Geländeoberfläche.

Um die Qualität des Modells unterschiedlicher Gefahrenbereiche durch Verkarstung an der Geländeoberfläche besonders für die jungen Erdfälle der Kategorie Kat-6 und für die aktiven Erdfälle der Kategorie Kat-7 zu überprüfen, erfolgte ein Vergleich mit Daten einer aktuellen Arbeit über Hebungs- und Senkungsprozesse der Geländeoberfläche im Bereich des südlichen Othmarschen-Langenfelde Diapirs. Neben einem generellen Absenkungstrend des Deckgebirges oberhalb des südlichen Salzstockes, zeigen die Vermessungsdaten aus dem All gute geographische Übereinstimmungen zwischen lokalen Bereichen größter Absenkung und den Zonen der Kategorie Kat-7 rezenter Erdfälle und bestätigen auch hier eine gute Qualität des Gefährdungsmodells. Der Abgleich der beiden voneinander unabhängigen Modelle stellt zur Diskussion, ob kleine Bereiche der als Kategorie Kat-6 eingestuften Zone junger Erdfälle aufgrund der aktuellen Vermessungsergebnisse in die Kategorie Kat-7 aktiver Erdfälle angehoben werden müssten. Hierfür sind detaillierte Wiederholungsmessungen und Beobachtungen an der Geländeoberfläche erforderlich, um die gemittelten Daten der Vermessung via Satelliten zu bestätigen.

Das dargestellte Konzept der Anwendung multidisziplinärer Arbeitsmethoden hat gezeigt, dass durch Prüfung und Ergänzung vorhandener Datensätze, Erhebung neuer Daten und Modellierung sowie Korrelation der einzelnen Datensätze miteinander eine Darstellung und Bewertung des verborgenen strukturellen Inventars im Untergrund urbaner Gebiete kostengünstig und ohne großen Personalaufwand möglich ist. Besonders hervorzuheben ist die georeferenzierte Bearbeitung der unterschiedlichen

Datensätze. Diese Arbeitsweise ermöglichte nicht nur Resultate einzelner Arbeitsmethoden anhand von thematischen Karten vorzustellen, sondern die einzelnen Teilergebnisse im Rahmen des jeweiligen Maßstabes punktgenau miteinander zu vergleichen und durch Spezialmodelle zu ergänzen. Dies gewährleistet die Überprüfung der Teilergebnisse intern und ermöglicht den Abgleich mit Ergebnissen anderer Arbeiten. Gegebenenfalls konnten problematische Strukturbereiche durch ergänzende Maßnahmen (weitere Messungen, Einsatz ergänzender Messmethoden und Modellierungen) weiter bearbeitet werden. Die Fülle der bearbeiteten Daten hat dabei zu einem guten Verständnis des strukturellen Aufbaus, der Prozesse innerhalb des oberflächennahen Untergrundes und einer ersten zeitlichen Einschätzung der geologischen Entwicklung des Bereiches oberhalb des südlichen Othmarschen-Langenfelde Diapirs geführt. Aus diesem Verständnis heraus ließ sich zum einen eine neue strukturgeologische Karte des Arbeitsgebietes, zum anderen die bewertete Darstellung der Strukturen in Form der Geogefahrenkarte zur Abgrenzung von Flächen unterschiedlicher Erdfallgefährdung entwickeln. Um diese Ergebnisse jedoch nicht nur unter dem Aspekt der Verkarstung mit Bezug auf eine potentielle Geogefahr innerhalb des Arbeitsgebietes darzustellen, wird hier abschließend ein Modell der geologischen Entwicklung im Bereich des südlichen Othmarschen-Langenfelde Diapirs zur Diskussion gestellt.

## **9.2 Die geologische Entwicklung im Bereich des südlichen Othmarschen-Langenfelde Diapirs**

Bei der Betrachtung der regionalgeologischen Verhältnisse wurde der Prozess des aufsteigenden Othmarschen-Langenfelde Diapirs bereits ausführlich abgehandelt (Kapitel 2.4). Ergänzend hierzu wird im Folgenden die Entwicklung des Salzstockdaches und des darüber befindlichen Deckgebirges dargestellt. PREXL (1997) zeigt anhand seismischer Daten, dass zu Beginn der Hamburger Ton-Zeit im unteren Mittelmiozän die durchschnittliche Aufstiegsrate der zentralen Bereiche des Othmarschen-Langenfelde Diapirs größer gewesen sein muss, als die gemittelte Subrosionsrate. Die seismischen Daten belegen, dass alle Schichten unterhalb der Basis Hamburger Ton eine relativ hohe Mächtigkeit aufweisen und dann in Richtung Salzstockzentrum hin stark auszudünnen. Der Diapir befand sich zu dieser Zeit noch im Aufstiegsstadium unter Ausbildung von Randsenken. Das Salzstocktop wies eine konvexe Wölbung auf. Alle darüber gelagerten, jüngeren tertiären Schichten laufen dagegen mit annähernd söhlicher Lage über dem Flankenbereich zusammen und biegen dann mit etwa konstanter Mächtigkeit flexurartig zum Salzstockzentrum hin um. Die konstante Mächtigkeit dieser jüngeren tertiären Sedimente dokumentiert ein ausgeglichenes Verhältnis zwischen Salzaufstiegs- und Lösungsrate während der Sedimentation. Ein Umbiegen dieser Schichten konstanter Mächtigkeit hingegen weist auf ein späteres, postsedimentäres Übergewicht der Lösungsrate gegenüber dem Salzaufstieg des zentralen Diapirbereichs hin. Ein genauer Zeitpunkt der ansteigenden Subrosionsrate kann hier nicht ermittelt werden. Die Intensivierung der Lösungsprozesse spiegelt sich jedoch deutlich in der im Modell des Lösungsherd

dargestellten zentralen Subrosionswanne unter Ausbildung eines unvollständigen Ringwalls des Hutgesteins wider. Da diese Lösungswanne deutlich unterhalb des Niveaus des Ringwalls liegt, kann eine erosionsbedingte Intensivierung der Lösungsrate durch Freilegung des Scheitelbereiches des Salzstockes zu dieser Zeit ausgeschlossen werden. Ein wesentlicher Unterschied zur Zeit der Ausbildung der Lösungswanne gegenüber heutigen Verhältnissen besteht darin, dass in der Vergangenheit auch der zentrale Salzstockbereich der Verkarstung unterlag, während heute der bevorzugte Lösungsbereich an den äußeren Flanken des Ringwalls liegt. Eine mögliche Erklärung für die hohe Lösungsrate im zentralen Bereich des Diapirs bietet eine klimatisch bedingte Änderung der Grundwasserverhältnisse unter Berücksichtigung unterschiedlich mobiler und löslicher Evaporite des Diapirs. Zunächst stiegen im Zentrum des Diapirs bevorzugt die mobilsten evaporitischen Bestandteile auf. In Nordwestdeutschland sind dieses vor allem Rotliegendesalinare. Diese sind zwar durch Bohrungen am südlichen Strukturbereich noch nicht belegt, wohl aber am nördlichen Diapirabschnitt in Quickborn erbohrt worden (Haselgebirge). Diese hatten die weniger mobilen Bestandteile zu den Flanken des Diapirs verdrängt. Die Rotliegendesalinare zeigen neben ihrer Mobilität auch bessere Lösungseigenschaften. Das Abschmelzen von Eismassen an der Geländeoberfläche während der Warmzeiten und Interstadiale des Pleistozäns führte episodisch zu signifikanten Erhöhungen des Grundwasserspiegels und ansteigender Zirkulation von Lösungswässern. Dadurch geriet der Scheitelbereich des Diapirs zunehmend in Zonen intensiver Salzlösung. Die leicht löslichen, zentralen Evaporite wurden unter Ausbildung einer Depression gelöst, während die weniger lösungsanfälligen Evaporite des Salzstockrandes einen residualen Ringwall formten. Auch wenn die leicht löslichen zentralen Salinare bis jetzt nicht nachgewiesen werden konnten, so belegen Bohrungen bis auf das Hutgestein im Bereich des südlichen Diapirs mächtige residuale Gips und Tonabfolgen, welche die schlecht löslichen Evaporite des Ringwalls dokumentieren. Nach dem Eisrückzug und dem daraus resultierenden Abklingen der Wasserzufuhr änderte sich die allgemeine Grundwasserdynamik. Innerhalb der zentralen Depression bildete sich eine salzgesättigte Sole aus und es kam bis heute zu keinem oder nur geringem Austausch mit Frischwasser, so dass der Salzlösungsprozess hier gehemmt wurde oder sogar völlig zum Erliegen kam. An den Salzstockrändern hingegen fand weiterhin Ablaugung an den schwer löslichen, gipsreichen Evaporiten statt. Es ist davon auszugehen, dass die Verkarstung nicht kontinuierlich, sondern in zeitlichen Sequenzen voranschritt. Diese können in einem zeitlichen Zusammenhang mit verschiedenen Interstadialen und Warmzeiten stehen. Auch wenn die in dieser Arbeit vorgestellten ältesten Datierungen von Torffüllungen der Erdfälle zeitlich nicht eindeutig anhand der Pollenspektren einzuordnen sind und sowohl dem ausgehenden Eem (~115000 v. heute) als auch dem Brörup-Interstadial (90000 v. heute) zugeordnet werden können, ist die älteste dadurch nachgewiesene Erdfallaktivität mit den Literaturwerten der Datierungen von Torffüllungen am Salzstock Lieth (50000 v. heute) vergleichbar (NIEDERMAYER<sup>2</sup>, 1962; GRUBE, 1973) und einem Interstadial älter der Weichsel-Eiszeit zuzuordnen. Die geringe Anzahl der innerhalb des HADU-Projekts beprobten Torfe

dokumentiert die Bildungssequenz der biogenen Sedimente zwischen Eem-Interstadial (?) und heute an deutlich jüngeren holozänen Torfen lückenhaft. Weitere Beprobungen könnten jedoch zu einer genaueren zeitlichen Einschätzung von Bildungsaltern und somit auch von intensiven Verkarstungsperioden führen. Während dieser Verkarstungsperioden wurde der durch die Ablaugung im Untergrund initiierte Massentransport durch gravitatives, lokales Nachsacken des Deckgebirges ausgeglichen. Dabei verstürzte die Geländeoberfläche lokal in unterschiedliche Tiefenniveaus bzw. unter das Niveau des Grundwasserspiegels. Es entstanden zunächst Einzelstrukturen oder längliche Karstwannen mit mehreren lokalen Versturzzentren. Besonders deutlich konnten in den Modellen der Bahrenfelder Senke räumliche Überlagerungen der Randbereiche mehrerer Erdfälle sowie Reaktivierungen der Strukturen nachgewiesen werden, was auf ein kumulativ hohes Massendefizit schließen lässt. Als treibender geologischer Prozess für die Entwicklung der N-S-streichenden Bahrenfelder Senke konnte hier flächendeckend (reguläre) Ablaugung des Salzstockes und die resultierende Verkarstung an der Geländeoberfläche nachgewiesen werden. Somit kommt der Bahrenfelder Senke die Bezeichnung einer Uvala-Struktur zu. Die unregelmäßige Gestalt dieser Depression lässt sich durch die geringere Strukturichte und das Auftreten von Einzelstrukturen nahe dem Senkenrand erklären. Durch einsetzende Erosion besonders an den Senkenrändern bildet sich eine Böschung aus und führt zur Verflachung des Reliefs. Dabei vergrößert sich der Durchmesser der Depression. Außerdem kommt es zu Sedimenteinträgen bis zum Senkenzentrum hin. Der Nachweis rezenter Erdfälle belegt, dass die geologische Entwicklung der Uvala-Struktur Bahrenfelder Senke bis heute noch nicht abgeschlossen ist. Eine ähnliche Entstehungsgeschichte lässt sich auch am Westrand der ebenfalls N-S-streichenden Flottbeker Senke belegen. Auch hier konnten Cluster von Erdfällen mit überlagernden Strukturrändern sowie Reaktivierungen an einzelnen Erdfällen nachgewiesen werden. Datierungen an Torfen mittels Pollenspektren belegen Bildungsalter zwischen 90000 und rund 6000 Jahren vor heute. Dabei wurden die jüngsten Torfe nicht erfasst. Somit trifft auch für den westlichen Senkenbereich die Bezeichnung einer Uvala-Struktur zu. Besonders an den nordwestlichen Senkenrändern werden bis heute intensive Erdfallaktivitäten registriert. Ob sich die weiteren Bereiche der Depression ebenfalls durch Verkarstungsprozesse entwickelt haben, oder ob diese durch die erosive Wirkung von Fließgewässern innerhalb der Depression entstanden ist, kann nicht eindeutig belegt werden.

Neben den Großsenken im Arbeitsgebiet verblieb der zentrale Hochbereich der Geländeoberfläche nahezu unberührt von Erdfallstrukturen. Die hier auftretenden Hohlformen zeigen ausschließlich eine seichte und schüsselförmige Gestalt. Eine eindeutig nach unten geschlossene strukturelle Basis und ein Niveauunterschied zwischen Böschungsschulter und Strukturzentrum von lediglich fünf bis acht Metern weist auf den glazigenen Ursprung eines Toteislochs hin. Dieser zentrale Hochbereich des Arbeitsgebiets liegt geographisch oberhalb der Lösungssenke des Diapirs.



Anhand der Rekonstruktion von Fließgewässern wird deutlich, dass sich alle drei Bachläufe des Flottbek, des Röbbek und auch der östliche Arm des Teufelsbek entlang oder innerhalb der zentralen N-S-streichenden Senkenbereiche orientieren. Am Südrand der Bahrenfelder Senke biegt jedoch der Teufelsbek um ca. 90° nach Westen um und mündet nach ca. 2 km in den Flottbek. Dieser Verlauf zeichnet, wie auch die Lage von einzelnen oder kleinen Gruppen von Erdfällen parallel zu diesem Bachverlauf, den südlichen Hochbereich des Ringwalls des Othmarschen-Langenfelde Diapirs nach. Anhand des Lösungsherdmodells dieser Arbeit konnten hier die größten Lösungsteufen von ca. 400 m unter Flur nachgewiesen werden. Warum hier die bevorzugte Lösungsteufe deutlich höher ist als im Bereich unterhalb der Uvala-Strukturen, und ob die geringere Anzahl der Erdfallstrukturen hier auf die besonders mächtigen und schlecht löslichen Gipsvorkommen, oder auf die deutlich größere Mächtigkeit des Deckgebirges zurückzuführen ist, konnte nicht eindeutig geklärt werden.

Die Analyse der heutigen Geländeoberfläche über das gesamte Arbeitsgebiet, sowie die Modelle der verschiedenen glazialen Ablagerungen unterschiedlicher Tiefenlage haben gezeigt, dass diese weitgehend durch die Verkarstung im tieferen Untergrund und nicht etwa durch glazigene Prozesse geprägt wurde. Die Geländeoberfläche stellt ein inverses Bild der morphologischen Charakteristika der Salzstockoberfläche dar. Dabei entsprechen die Senken der Geländeoberfläche dem strukturhohen Ringwall und die Lösungswanne des Diapirs der geographischen Lage des Hochbereichs an der Geländeoberkante. Innerhalb des Hochbereiches wurden keine eindeutigen Erdfallstrukturen identifiziert. Hier konnten seichte Hohlformen mit dem typischen Reflektorenmuster von Toteislöchern dargestellt werden. Es ist davon auszugehen, dass ähnliche Strukturen nach der Saale-Vereisung über die gesamte Fläche des Arbeitsgebiets verteilt existierten. Im Bereich intensiver Lösung im Untergrund wurden diese Hohlformen glazigenen Ursprungs durch andauernde Verkarstung bis an die Geländeoberfläche zumindest anteilig überprägt. Da das Arbeitsgebiet nicht mehr von Eismassen der Weichsel-Vereisung überfahren wurde, konnten die Verkarstungsstrukturen nach dem Ende der Saale-Vereisung im Untergrund überdauern und sich episodisch weiterentwickeln. Die interglazialen und postglazialen geogenen Einträge in die Hohlformen durch Bodenfließen, Kriecherden oder Schmelzwasser- und Flugsande haben die Hohlformen zum Teil verfüllt. Dieser Prozess hatte zur Folge, dass ähnlich wie Verfüllungen durch Menschenhand, die komplexen Strukturen zu einem großen Teil konserviert, nicht aber zerstört wurden. Auf diese Weise lassen sich auch heute noch die Strukturen im Untergrund im Detail nachweisen.

### 9.3 Ausblick

Um weitere Informationen bezüglich der Verkarstungsprozesse in Teufen zwischen der Geländeoberkante und dem Lösungsgestein zu erhalten, sollten hochauflösende aktive seismische Untersuchungen durchgeführt werden. Hiefür bietet sich ein weitgehend

unbebautes Gebiet zwischen dem Seifertsportplatz und der Behringstraße nahe dem Krankenhaus Altona an. In diesem Gebiet liegt der Salzstock in einer Teufe zwischen ca. -70 mNN und -200 mNN. Weitere seismische Profile über den oberflächennahen Strukturrand hinaus könnten klären, ob am Westrand der Flottbeker Senke salinartektonische Verwerfungen nachgewiesen werden können, welche hier zu den postulierten irregulären Ablaugungsprozessen führen.

Für den Nachweis aktiver und subrosionsbedingter Subsidenz sollte eine langzeitliche Vermessung für die Zonen der Gefahrenkategorien Kat-6 und Kat-7 durchgeführt werden. Anhand der Vermessungsergebnisse müssen aktive Bereiche entsprechend in eine Zone der Kategorie Kat-7 angehoben werden.

Die zeitliche Einschätzung von Verkarstungssequenzen anhand von Datierungen an Pollen biogener Sedimente kann durch vollständige Beprobungen an Torflagen und einer über das Arbeitsgebiet flächendeckenden Beprobung von Torfvorkommen unterschiedlicher Teufen erzielt werden. Außerdem können Torffüllungen aus Erdfällen weiterer Verkarstungsgebiete zum Vergleich herangezogen werden, um die Verkarstungssequenzen auch regional über die Stadtgrenzen von Hamburg hinaus zu überprüfen.

Die in dieser Arbeit erworbenen Erkenntnisse und methodischen Ansätze können allgemein auf weitere urbane Gebiete mit Verkarstungsproblemen reflektiert werden. Dieses bezieht sich nicht nur auf den nördlichen Strukturbereich in Quickborn.

Eine Fortführung und Erweiterung des Strukturregisters ist vom Autor auch für die Zukunft explizit erwünscht. Eine langzeitige Beobachtung und ein genaueres Verständnis der Verkarstungsstrukturen können dem Schutz von Infrastruktur und der Sicherheit von Bewohnern der betroffenen Stadtteile dienen.

Für den Umgang mit den Ergebnissen dieser Arbeit zur Sicherung oder Freigabe von Bauland stehen Behörden und Planer in einer verantwortungsvollen Pflicht. Eine Anregung des Autors soll an dieser Stelle gestattet sein. Nach über drei Jahren intensiver Arbeit in den beschriebenen Stadtteilen ist klar geworden, dass die wenigen noch vorhandenen grünen Oasen, welche durch unterschiedliche geologische, also natürliche Prozesse entstanden sind, unbedingt erhalten werden müssen. Besonders in den urbanen Gebieten stellen diese Grünzonen wichtige ökologische Nischen für Pflanzen und Tiere dar. In Form von naturbelassenen Grünflächen oder Parkanlagen sind diese Räume auch als Rückzugsgebiet für Menschen von Wichtigkeit. Diese Bereiche lassen sich als Biotope oder Geotope vor Überbauung schützen. Nur so ist der Wert dieser geologischen Relikte gegenüber wirtschaftlichen Aspekten in einer rasch wachsenden Bevölkerung und dem knappen Bauland innerhalb der Freien und Hansestadt Hamburg zu erhalten.

## Literaturverzeichnis

- Allen, J.R.L., 1982, Sedimentary structures: their character and physical basis: Amsterdam, Elsevier, 593 p.
- Andrejchuk, V., 2002, Collapse above the world's largest potash mine, Ural, Russia: International Journal Speleology, v. 31, p. 137-158.
- Annan, A.P., 1999, Practical processing of GPR data.: Sensors & Software Inc. Mississauga, Canada, p. 16.
- , 2003, Ground Penetrating Radar. Principles Procedures and Applications: Sensors & Software Inc. Mississauga, Canada, pp. 1.
- , 2005, Ground penetrating radar: Tulsa, Society of Exploration Geophysics, p. 357-438.
- Anrich, H., 1958, Zur Frage der vergipsung in den Sulfatlagern des Mittleren Muschelkalks und Gipskeupers in Südwestdeutschland: Neues Jahrb. Geol. u. Paläont. Abh. , v. 106, p. 293-338.
- Armstrong, M., 1998, Basic linear geostatistics: Berlin, Springer-Verlag, 256 p.
- Arrhenius, S., Lachmann, R., 1912, Die physikalisch-chemischen Bedingungen der Bildung von Salzlagerstätten und ihre Anwendung auf geologische Probleme: Geol Rund, v. 3, p. 139-157.
- Arrhenius, S., 1912, Zur Physik der Salzlagerstätten: Meddelanden Vetenskapsakademiens Nobelinstitut, v. 2, p. 1-25.
- Asprion, U., Aigner, T., 1997, Aquifer architecture analysis using ground-penetrating-radar: Triassic and Quaternary examples: Environmental Geology, v. 31, p. 66-75.
- Badley, M.E., 1985, Practical seismic interpretation: Boston, 266 p.
- Baker, R.D., 1989, Depth of investigation collinear symmetrical four-electrode arrays: Geophysics, v. 54, p. 1031-1037.
- Baldschuhn, R., Frisch, U. & Kockel, F. , 1985, Inversionsstrukturen in NW-Deutschland und ihre Genese: Hannover, Z. dtsh. geol. Ges., p. 129-139.
- Baldschuhn, R., Best, G. & Kockel, F., 1991, Inversion tectonics in the Northwest German Basin: Oxford, Spec. Publ. Europ. Ass. of Petroleum Geoscientists, Oxford University Press, p.149-159.
- Baldschuhn, R., Frisch, U., Kockel, F. , 1996, Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1:300000: Hannover, Bundesanstalt für geowissenschaften und Rohstoffe, pp. 4.
- Baldschuhn, R., Binot, F., Fleig, S., Kockel, F., 2001, Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor - Strukturen, Strukturentwicklung, Paläogeographie: Stuttgart, E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 88 p. - 3 CD-ROMs.
- Barton, D.C., 1933, Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf Coast salt domes of Texas Tulsa/Oklahoma, Am. Ass. Pet. Geol. Bull, p. 1025 – 1083.
- Behre, K.-E., 1988, Methodological aspects of the recording of habitation phases in pollen diagrams: Cambridge, Cambridge University Press, 470 p.
- Behrmann, W., 1919, Der Vorgang der Selbstverstärkung: Z. Ges. Erdkde, p. 153-157.
- Bentz, A., 1949, Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland, Germany: Hannover-Celle, Amt Bodenf, p. 387.

- Beres, M., Haeni, F.P., 1991, Application of groundpenetrating-radar methods in hydrogeologic studies: *Ground Water*, v. 29, p. 375–386.
- Betz, D., Führer, F. & Plein, E., 1987, Evolution of the lower Saxony basin: *Tectonophysics* v. 137, p. 127-170.
- Blindow, N., 1997, *Bodenradar - Prinzip der Methode*: Heidelberg, Springer, p. 369-403.
- Bögli, A., 1964, *Mischungskorrosion - ein Beitrag zum Verkarstungsproblem*: Bonn, *Erdkde* p. 83-92.
- Brink, H.-J., Franke, D., Hoffmann, N., Horst, W. & Onken, O., 1990, Structure and evolution of the North German Basin: *Strasbourg, European Science Foundation*, p.195-212.
- Brink, H.J., Dürschner, H., Trappe, H., 1992, Some aspects of the late and post-Variscian development of the Northwestern German Basin: *Tectonophysics*, v. 207, p. 65-95.
- Bristow, C., 1995, Facies analysis in the Lower Greensand using ground-penetrating radar: *J Geol Soc London*, v. 152, p. 591-598.
- Bristow, C.S., Bailey, S.D., Lancaster, N., 2000, The sedimentary structure of linear sand dunes: *Nature*, v. 406, p. 56-59.
- Bristow, C.S., Jol, H.M., 2003, *Ground Penetrating Radar in Sediments*: Geological Society of London, p. 211-330.
- Brunner, H., Simon, Th., 1987, *Tektonik und Gipskarst im Bereich des Gründischen Brunnens*: *Jh. geol. LA Baden-Württemberg*, v. 29, p. 7-22.
- Bruns, J., 1986, *Tektonik und Geotechnik des Glimmertons im Hamburger Raum*: Hamburg, Universität Hamburg.
- Büchner, K.-H., 1991, *Die Gefährdung von Bauwerken durch Erdfälle im Vorland des Westharzes*: Hannover, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 40 p.
- Conyers, L.B., Goodman, D., 1997, *Ground-penetrating radar: an introduction for Archaeologists*: London, Altamira Press.
- Cooper, A.H., Saunders, J.M., 2002, Road and bridge construction across gypsum karst in England: *Engineering Geology*, v. 65, p. 217-223.
- Dahlin, T., 1996, 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications: *First Break*, v. 14, p. 275-283.
- Dahm, T., Kühn, D., Kröger, J., Ohrnberger, M., Wiederhold, H., Reuther, C.-D., Dehghani, A., Scherbaum, F., 2008, The roof region of a shallow salt diapir in the metropolitan area of Hamburg, Germany: A geophysical approach: *Geophysical Journal International*, v. revision R1, p. 24.
- Daniels, C.H., 1977, *Abschlussbericht über das Forschungsvorhaben DFG-BE 518/14: Kerrelierung stratigraphischer Einheiten im Nordwestdeutschen Tertiärbecken*: Hannover, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 50 p.
- Daniels, D.J., Gunton, D.J., Scott, H.F., 1988, Introduction to subsurface radar: *IEEE Proceedings*, v. 135, p. 278-320.
- Daniels, D.J., 2004, *Ground Penetrating Radar* London, Institution of Electrical Engineers.
- Daniels, J.J., 1989, *Fundamentals of Ground Penetrating Radar. Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*: SAGEEP, v. 89, p. 62-142.

- Davis, J.L., Annan, A.P., 1989, Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy: *Geophysical Prospecting*, v. 37, p. 531-551.
- Debye, P., 1929, *Polar molecules* Dover Publications, p. 77-108.
- Demtröder, W., 1995, *Experimentalphysik - Elektrizität und Optik*, Springer Verlag.
- Donié, C., Krajewski, W., Wawrzyniak, C., 2007, Geoelektrisch-geotechnische Erkundung von Hochwasserschutzdeichen: *Geotechnik*, v. 30, p. 42-47.
- Drescher, J., et al, 1973, Bodensenkungen in der Lüneburger Altstadt: Vorschläge zur baulichen Sanierung: Symposium, sink-holes and subsidence : engineering - geological problems related to soluble rocks = effondrements et affaissements : problemes de geologie de l'ingenieur relatifs aux roches solubles : proceedings( T4-G), Hannover, 1973, p. 1-7.
- Dreybrodt, W., 1988, *Processes in Karst Systems*: Berlin, Springer Verlag, 288 p.
- Ehlers, J., 1978, Die quartäre Morphogenese der Harburger Berge und ihrer Umgebung: *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg*, v. 68.
- , 1990, Untersuchung zur Morphodynamik der Vereisungen Norddeutschlands unter Berücksichtigung benachbarter Gebiete, *Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung*.
- , 1994, *Allgemeine und historische Quartärgeologie*: Stuttgart, Enke Verlag.
- , 1995, Hamburg. In: *Das Quartär Deutschlands*, Bornträger Berlin-Stuttgart, 14-22 p.
- Eidner, M., 2006, Analyse des Informationsgehaltes von 3D-Georadardaten: *Freiberger Forschungshefte*, v. Reihe C, pp. 103.
- Eisbacher, G.H., 1991, *Einführung in die Tektonik*: Stuttgart, Enke Verlag, 310 p.
- Eismann, L., 1988, Die wichtigsten quartärgeologischen Forschungsergebnisse aus dem Saale-Elbe-Gebiet und ihre Bedeutung für die Quartärgeologie in Mitteleuropa: Berlin, p. 3-16.
- Faupl, P., 2000, *Historische Geologie. Eine Einführung*: Wien, Facultas Universitätsverlag, p. 103-107.
- Fisher, S.C., Steward, R.R., Jol, H.M., 1996, Ground-penetrating radar (GPR) data enhancement using seismic techniques: *Journal of Environmental Engineering and Geophysics*, v. 1, p. 89-96.
- Fleischhauer, C.-O., 1979, Höhenveränderungen im Hamburger Haupt- und Landeshöhennetz: *Mitteilungsblatt des Vermessungsamts Hamburg*, v. 68-1, p. 15-32.
- Forkmann, B., 2006, Geschichte, Grundlagen und Zukunft des GPR: *Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft*, v. Sonderband 2, p. 3-21.
- French, H.M., Harry, D.G., 1988, Nature and origin of ground ice, Sandhills Moraine, southwest Banks Island, Western Canadian Arctic: *Journal of Quaternary Science*, v. 3, p. 19-30.
- Frisch, U., 1993, *Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland* Hannover, Bundesanstalt für geowissenschaften und Rohstoffe.
- Fulda, E., 1938, *Die Salzlagerstätten Deutschlands*: Berlin, Verlag von Gebrüder Borntraeger, 140 p.
- Galon, R., 1965, Some new problems concerning subglacial channels: *Geogr. Pol.*, v. 6, p. 19-28.
- Gareis, J., 1978, Die Toteisfluren des Bayerischen Alpenvorlandes: *Würzburger Geographische Arbeiten*, v. 46, pp. 101.



- Garleff, K., 1968, Geomorphologische Untersuchungen an geschlossenen Hohlformen (Kaven) des Niedersächsischen Tieflandes: Göttinger Geogr. Abh., v. 44, p. 1-142.
- Gibbard, P.L., West, R.G., Zagwijn, W.H., Balson, P.S., Burger, A.W., Funnel, B.M., Jeffery, D.H., de Jong, J., van Kolfschoten, T., Lister, A.M., Meijer, T., Norton, P.E.P., Preece, R.C., Rose, J., Stuart, A.J., Whiteman, C.A. & Zalasiewicz, J.A., 1991, Early and Middle Pleistocene correlation in the southern North Sea basin: Quaternary Science Reviews, v. 10, p. 23-52.
- Gramann, F., 1966, Das Oligozän der Hessischen Senke als Bindeglied zwischen Nordseebecken und Rheintalgraben: Z deutsch geol Ges, v. 115, p. 497-514.
- Gripp, K., 1924, Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland: Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, p. 159-245.
- Gross, R., 1997, Untersuchungen zur Ausbreitung elektromagnetischer Wellen in wassergesättigten Medien und Kartierung von Mooren mit dem EMR-Verfahren: Münster, Westfälische Wilhelms-Universität.
- Grube, F., 1967, Die Gliederung der Saale- (Riß-) Kaltzeit im Hamburger Raum, Fundamenta.
- , 1968, Zur Geologie der weichselzeitlichen Gletscherrandzone von Rahlstedt-Meiendorf: Abh.u.Verh.Naturwiss.Ver. Hamburg, v. 13, p. 141-194.
- , 1970, Baugeologie der Lockergesteine im weiteren Hamburger Raum: Berlin, Grundbau Taschenbuch.
- , 1979, Zur Morphogenese und Sedimentation im quartären Vereisungsgebiet Nordwestdeutschlands: Abh.u.Verh.Naturwiss.Ver. Hamburg, v. 23, p. 69-80.
- Grube, F.E., 1973, Ingenieurgeologische Erkundung der Erdfälle im Bereich des Salzstockes Othmarschen-Langenhäfen (Hamburg), Symposium, sink-holes and subsidence : engineering - geological problems related to soluble rocks = effondrements et affaissements : problèmes de géologie de l'ingénieur relatifs aux roches solubles : proceedings, Hannover, 1973: Hannover, Essen : Deutsche Gesellschaft für Erd - und Grundbau, [1973], p. 1-7.
- Haacks, M., Pflüger, B., Thannhäuser, D. , 1999, Dove Elbe und Bergedorf. Landschaftsgenese, Vegetation und Landnutzung: Hamburger Geographische Studien, v. Band 48, p. 225-238.
- Heinrich, U., 1992, Zur Methodik der räumlichen Interpolation mit geostatistischen Verfahren: Untersuchungen zur Validität flächenhafter Schätzungen diskreter Messungen kontinuierlicher raumzeitlicher Prozesse: Wiesbaden, Deutscher Universitäts Verlag, 124 p.
- Heitfeld, K.-H., Krapp, L., 1991, Bedeutung von Sulfatkarst beim Hochwasserrückhaltebecken Salzdeshelden: Wasserwirtschaft, v. 81 7/8, pp. 6.
- Henningsen, D., 1986, Einführung in die Geologie der Bundesrepublik Deutschland: Stuttgart, Enke Verlag.
- Henningsen, D., Katzung, G., 2002, Einführung in die Geologie Deutschlands, Spektrum-Akademischer Verlag.
- Herrmann, A.G., 1981, Grundkenntnisse über die Entstehung mariner Salzlagerstätten: Aufschluß, v. 32, p. 45-72.
- Hinsch, W., Ortlam, D., 1974, Stand und Probleme der Gliederung des Tertiärs in Nordwestdeutschland: Hannover, Geol. Jahrb., p.3-23.
- Hinsch, W., 1986, The Northeast German Tertiary basin; Miocene and Pliocene: Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde, v. 18, p. 679-699.
- , 2009, Strukturell halokinetische Gliederung Schleswig-Holsteins im Känozoikum: Stuttgart, Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde, Borntraeger Verlagsbuchhandlung, p. 603-609.

- Hintze, B., 1985, Geochemie umweltrelevanter Schwermetalle in den vorindustriellen Schlickablagerungen des Elbe-Unterlaufs: Hamburger Bodenkundliche Arbeiten, v. 2, 210 p.
- Hundt, R., 1950, Erdfalltektonik: Halle a. d.Saale, Verlag von Wilhelm Knapp, 145 p.
- Isaaks, E.H., Srivastava, R. , 1989, An Introduction to Applied Geostatistics: New York, Oxford, Oxford University Press, 561 p.
- Jackson, M.P.A., Talbot, C. J., 1991, A glossary of salt tectonics: Austin/Texas, Bureau of Econ. Geol., geol. circular, p. 1-44.
- Jackson, M.P.A., Vendeville, B. C., 1994, Regional extension as a geologic trigger for diapirism: Tulsa/Oklahoma, Bull. Geol. Soc. Am., p. 57-73.
- Jackson, M.P.A., Vendeville, B. C. & Schultz-Ela, D. D. , 1994, Salt-related structures in the Gulf of Mexico: a field guide for geophysicists: Tulsa, Soc. of explor. Geophys, p. 837-842.
- Jacobs, F., Danckwardt, E., Petzold, G, 1994, Verfahren und Anordnung zur räumlichen Erkundung und Untersuchung unterirdischer Objekte und Schichten. Patent Nr. 4412994: München Deutsches Patentamt.
- Jaritz, W., 1973, Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. The origin of the salt structure of northwestern Germany: Hannover, Geol. Jahrb., p. 1-77
- Jenyon, M.K., 1985, Salt tectonics: London Elsevier, 191 p.
- Jol, H.M., Smith, D.G., Meyers, R.A., 1996, Digital ground penetrating radar (GPR): a new geophysical tool for coastal barrier research (examples from the Atlantic, Gulf and Pacific coasts, U.S.A): Journal of Coastal Research, v. 12, p. 960-968.
- Jol, H.M., Bristow, C.S., 2003, GPR in Sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide: London, Geological Society, p. 9-27.
- Keese, K., 1985, Zur Verteilung, Form und Genese von Erdfällen in Oberkreide-Karbonatgesteinen am Westrand der Ringelheimer Mulde (NW-Harzvorland): Hannover, Universität Hannover.
- King, R.P.W., Smith, G.S. , 1981, Antennas in Matter, Fundamentals, Theory and Applications: Cambridge, The M.I.T. Press, Cambridge, Massachusetts and London.
- Kirsch, R., Scheer, W., Wiederhold, H., 2006, Introduction-buried valleys and the BurVal project: Hannover Leibniz Institute for Applied Geosciences, p. 3-7.
- Klimchouk, A.B., 2000, The formation of epikarst and its role in vadose speleogenesis: Huntsville, National Speleological Society.
- Knapp, R.W., 1991, Fresnel zones in the light of broad-band data: Geophysics, v. 56, p. 354-359.
- Knödel, K., 1997, Geoelektrik - Grundlagen: Heidelberg, Springer.
- Koch, E., 1955, Hamburgs Untergrund: Hamburg, Hamburg-Großstadt und Welthafen, 13-22 p.
- Kockel, F., Baldschuhn, R., Best, G., Binot, F., Frisch, U., Gross, U., Jürgens, U., Röhling, H.-G. & Sattler-Kosinowski, S. , 1995, Structural and palaeogeographical development of the German North Sea sector: Berlin-Stuttgart, Bornträger.
- Kockel, F., 1998 Salt Problems in northwest Germany and the German North Sea Sector, Geophysical Press (European Association of Geoscientists and Engineers), p. 219-235.

- , 2002, Rifting processes in NW-Germany and the German North Sea sector. In: Rift tectonics and syngenetic sedimentation; the Cenozoic Lower Rhine Basin and related structures.: Utrecht, Netherlands Institute of Applied Geoscience TNO/Royal Geological and Mining Society of the Netherlands.
- , 2003, Problems of diapirism in northern Germany: *Geologos*, v. 6, p. 57-88.
- Koyi, H., 1996, Salt flow by aggrading and prograding overburden: London, Salt Tectonics, p. 243-258.
- Kozarski, S., 1975, Oriented kettle holes in outwash plains: *Quaest. Geogr*, v. 2, p. 99-112.
- Kruk, J.v.d., Slob, E.C., Fokkema, J.T. , 1999, Background of ground-penetrating radar measurements: *Geologie en Mijnbouw*, v. 77, p. 177-188.
- Lachmann, R., 1912, *Salzauftrieb, geophysikalische Studien über den Bau der Salzmassen Norddeutschlands*: Halle (Saale), Kali, 108 p.
- Lange, G., 1997, *Gleichstromgeoelektrik*: Heidelberg, Springer, p.122-160.
- Legler, B., Gebhardt, U. & Schneider, J.W. , 2005, Late Permian non-marine-marine transitional profiles in the central Southern Permian Basin, north Germany: *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, v. 94, p. 851-862.
- Lindhorst, S., 2007, Stratigraphy and development of a Holocene barrier spit (Sylt, southern North Sea): Hamburg, Universität Hamburg., 164 p.
- Linke, G., 1983, *Quartärbasis 1 : 50 000, Blatt 2: Geologie - präquartärer Untergrund -*: Hamburg, Behörde für Stadtentwicklung und Umwelt, Geologisches Landesamt.
- Linke, G., Hallik, R., 1993, Die pollenanalytischen Ergebnisse der Bohrungen Hamburg-Dockenhuden (qho 4), Wedel (qho 2) und Hamburg-Billbrock: Hannover, Geologisches Jahrbuch, p. 169-184.
- Linke, G., 1996, *Aufbau und Entwicklung der Salzstruktur Othmarschen-Langenhede-Schnelsen-Quickborn, GW*.
- Litt, T., 1994, *Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland. Unter besonderer Berücksichtigung des Elbe-Saale-Gebietes*: Berlin, Berlin.
- Löhnert, E.-. 1965, *Glaziäre Rinnen im Raum Hamburg und ihre Beziehungen zum präquartären Untergrund: Abhandlungen und Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg*, v. 10, p. 47-51.
- Lokhorst, A., 1999, *NW European gas atlas (CD-Rom)*: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.
- Lorenzo, E., 1996, *Prospección geofísica de alta resolución mediante Geo-Radar*: Madrid, Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX).
- Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E. & Donner, J.J., 1974, Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification: *Boreas* v. 3, p. 109-128.
- Mazur, S., Scheck-Wenderoth, M. & Krzywiec, P., 2005, Different modes of the Late Cretaceous-Early Tertiary inversion in the North German and Polish basin: *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, v. 94, p. 782-798.
- Menke, B., 1975, *Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials.*: *Geol. Jb.*, v. A 26, p. 3-35.

- Miall, A.D., 1991, Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Concepts in Sedimentology and Palaeontology.
- Militzer, H., Weber F., 1985, Geoelektrik-Geothermik-Radiometrie-Aerogeophysik: Wien, Springer, Akademie Berlin, p. 13-214.
- Militzer, H., Schön, J., Stötzner, U., 1986, Angewandte Geophysik im Ingenieur- und Bergbau: Stuttgart, Enke, p. 35-62.
- Millard, S.G., Shaari, A., Bungey, J.H., 2002, Resolution of GPR Bow-Tie Antennas, 10th International Conference on Ground Penetrating Radar, Volume 263: Delft, p. 724-731.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sangre, J.B., 1977, Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, AAPG Memoir, p. 117-123.
- Møller, I., Sørensen, K. I., Auken E. , 2006, Geoelectrical Methods – in Groundwater Resources in Buried Valleys – a Challenge for Geosciences: Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA-Institut), p. 77-87.
- Møller, I., Vosgerau, H., 2006, Testing ground penetrating radar for resolving facies architecture changes – a radar stratigraphic and sedimentological analysis along a 30 km profile on the Karup Outwash Plain, Denmark: Near Surface Geophysics, v. 4, p. 57-68.
- Neal, A., Pontee, N. I., Pye, K., Richards, J., 2002, Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar: Sedimentology, v. 49(4), p. 789-804.
- Neal, A., 2004, Ground penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress: Earth-Science Reviews, v. 66, p. 261-330.
- Niedermayer<sup>1</sup>, J., 1962, Baugrundgeologische Probleme in Hamburg: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, v. 114, p. 189-194.
- , 1964, Einführung in die Geologie von Hamburg: Heidelberg, Sonderheft 14 der VFMG.
- Niedermayer<sup>2</sup>, J., 1962, Die geologischen Verhältnisse im Bereich des Salzstockes von Hamburg-Langenhörsing: Hamburg, Kommissionsverlag Cram, De Gruyter & Co.
- , 1964, Gründungsprobleme im Bereich der Stadt Hamburg: Rendsburg, Norddeutscher Wirtschaftsverlag.
- Niedermayer, J., 1965, Gliederung und Ausbildung des Quartärs im Niederelbgebiet: Clausthal-Zellerfeld, Max Richter-Festzeitschrift, p. 73-82.
- Olhoeft, G.R., 1985, Electrical Properties of Rocks and Minerals, Short Course Notes: Golden Colorado, p. 19-21.
- Overbeck, F., 1975, Botanisch geologische Moorkunde: Neumünster, Karl Wachholtz Verlag, 719 p.
- Paluska, A., 2001, Geowissenschaftliche Planungskarte von Hamburg 1:5000: Hamburg, BUG Hamburg, GLA, Amt für Wasserwirtsch., Informationssystem Geronimus.
- , 2002, Bebauungsplanentwurf Groß-Flottbek 10 (Osdorfer Marktplatz)-Erdfall am Flottbek Marktweg: unveröff. Gutachten, GLA Hamburg, 68 p.
- Pérez-Gracia, V., 2001, Evaluación GPR para aplicaciones en arqueología y en patrimonio histórico-artístico: Barcelona, Polytechnic University of Catalonia.
- Pipatpan, S., 2002, Der Einfluss des Kapillarsaums auf Grundwasserreflexionen beim EMR-Verfahren: Münster, Westfälische Wilhelms-Universität.

- Powers, M.H., 1997, Modelling frequency-dependent GPR: The Leading Edge, v. 16, p. 1657-1662.
- Prexl, A., 1997, Geologie von Salzstockdächern - Ergebnisse aus der Interpretation 2D seismischer Linien von Gorleben, Othmarschen-Langenhäfen (Hamburg) und der deutschen Nordsee: Hannover, Universität Hannover, 63 p.
- Priesnitz, K., 1972, Formen, Prozesse und Faktoren der Verkarstung und Mineralumbildung im Ausstich salinärer Serien (am Beispiel des Zechsteins am südlichen Harzrand): Göttinger Geogr. Abh., v. 60, p. 317-339.
- , 1974, Beobachtungen an einem bemerkenswerten rezente Erdfall bei Göttingen: Neues Archiv für Niedersachsen, v. 23, p. 387-397.
- Prinz, H., Cramer, P., Dillmann, W., Emmert, U., Hermann, F., Kalterherberg, J., Niedermayer, J., Reiff, W., Resch, M., Reum, E., Rudolf, W., Temmler, H., Treibs, W., Westrup, J., 1973, Verbreitung von Erdfällen in der Bundesrepublik Deutschland mit einer Übersichtskarte 1:100000: Hannover, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 36 p.
- Prinz, H., 1997, Abriß der Ingenieurgeologie: Stuttgart, Enke Verlag, 546 p.
- Reimann, M., 1984, Die unterschiedliche Vergipsungsbereitschaft permischer und triadischer Sulfatvorkommen-dargestellt an ausgewählten Beispielen mit neuen Hinweisen auf die Lagerstättenprojektion: Z. dt. Geol. Ges., v. 135, p. 437-460.
- Rommel, G., Muzert, E., van Rees, D. J., Geluk, M. C., De Ruyter, C. C. & Wildenborg, A. F. B., 1993, Salt movement: Haarlem, Rijks Geologische Dienst Report
- Reuter, F., Kockert, W., 1971, Zu einigen Fragen des Karstproblems: Z. f. angew. Geol., v. 17, p. 343-346.
- Reuter, F., Döring, T., Penzel, M., 1979, Zur Zusammenarbeit von Geotechnik und Geophysik bei der Untersuchung von Karstproblemen: Neue bergbautechnik, v. 9, p. 503-507.
- Reuter, F., Molek, H., Stoyan, D., 1986, Die zeitliche Einstufung geologischer Prozesse für ingenieurgeologische Aufgaben im Bergbau und Bauwesen unter besonderer Berücksichtigung des Karstes: Z. geol. Wiss., v. 14, p. 175-181.
- Reuther, C.-D., Buurman, N., Kühn, D., Ohrnberger, M., Dahm, T. & Scherbaum, F., 2007, Erkundung des unterirdischen Raumes der Metropolregion Hamburg - Das Projekt HADU (Hamburg a dynamic Underground): Geotechnik, v. 30, p. 11-20.
- Reynolds, J.M., 1997, An introduction to applied and environmental geophysics: Chichester, Wiley.
- Rial, F.I., Pereira, M., Lorenzo, H., Arias, P., Novo, A., Resolution of GPR bowtie antennas: An experimental approach, and Journal of Applied Geophysics (2008), 2009, Resolution of GPR bowtie antennas: An experimental approach: Journal of Applied Geophysics, v. 67, p. 367-373.
- Richter-Bernburg, G., 1985, Zechstein-Anhydrit, Fazies und Genese: Geologisches Jahrbuch, v. A 85, p. 1-82.
- Rickert, B.-H., 2008, Pollenanalytische Datierungen an organogenen Sedimenten in Erdfällen im Rahmen des HADU-Projektes: Hamburg, 13 p.
- Roy, A., Apparao, A., 1971, Depth of investigation in direct current methods: Geophysics, v. 36, p. 943-959.
- Rühberg, N., 1976, Probleme der Zechsteinsalzbewegung: Z Angew Geol, v. 22, p. 413-420.
- Sandberg, S.K., 1993, Examples of Resolution improvement in geoelectrical soundings applied to groundwater investigations: Geophys. Prosp, v. 41, p. 207-227.



- Sandmeier, K.J., 2006, Reflexw, Version 4.2, WindowsTM9x/NT/2000/XP-program for the processing of seismic, Acoustic or electromagnetic reflection, refraction and transmission data: Manual.
- Sangree, J.B., Widmier, J. M., 1979, Interpretation of depositional facies seismic data: Geophysics, v. 44, p. 131-160.
- Sannemann, D., 1963, Über Salzstock-Familien in NW-Deutschland: Wien - Hamburg, Erdöl-Z 499-506 p.
- , 1968, Salt-stock families in northwestern Germany, AAPG Memoir, 261-270 p.
- Sauro, U., 1996, Geomorphological aspects of gypsum karst areas with special emphasis on exposed karst: International Journal Speleology, v. 25 (3-4), p. 105-114.
- Schäffer, U., Kühn, F., 2008, EU GMSE-Terrafirma II, Pan-European Ground Motion Hazard Information Service (Hamburg): Scientific Report, p. in preparation.
- Scheer, W., Kröger, J., Kirsch, R. & Zarth, M., 2006, Ellerbeker Rinne: Hannover, Leibniz Institute for Applied Geosciences.
- Schetelig, K., 1994, Der Quelldruck auf Tunnel in Anhydritgestein und deren geologisch-mineralogischer Hintergrund (am Beispiel des Hasenbergtunnels in Stuttgart): Veröffentl. Inst. Grundbau, Bodenmechanik., Felsmechanik und Verkehrswasserbau RTWH Aachen, v. H, 26, p. 113-126.
- Schmitz, R., 1994, Modellhafte Darstellung von Schichtgrenzen der moizänen bis altquartären Schichtfolge im Großraum Hamburg unter Berücksichtigung der Genese Hamburg, Universität Hamburg.
- Schröder, P., 1988, Aufbau und Untergliederung des Niederterrassenkörpers der Unterelbe: Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover, pp. 27.
- Sheriff, R.E., 1977, Limitations on resolution of seismic reflections and geologic detail derivable from them, AAPG Memor.
- Sheriff, R.E., Geldart, L.P., 1995, Exploration Seismology: Cambridge, University Press Cambridge, 592 p.
- Simon, T., 1980, Erdfälle im Muschelkalkkarst der westlichen Hohenloher Ebene zwischen Kocher und Jagst: Geol Jb, v. A 56, p. 45-75.
- Sørensen, K.I., Auken, E., Christensen, N.B., Pellerin, L., 2005, An Integrated Approach for Hydrogeophysical Investigations: New Technologies and a Case History, Society of Exploration Geophysics.
- Stille, H., 1910, Faltung des Deutschen Bodens und des Salzgebirges: Kali Zeitschrift, v. 5, p. 17.
- , 1925, The upthrust of the salt masses of Germany: AAGP Bull, v. 9, p. 417-441.
- 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., v. 94, p. 66-93.
- Trusheim, F., 1957, Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands: Hannover, Zeitschr. dtsh. geol. Ges., p. 111-158.
- , 1960, Mechanism of Salt Migration in Northern Germany: Tulsa/Okl, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol, p. 1519-1540

- Ulriksen, C.P.F., 1982, Application of Impulse Radar to Civil Engineering: Lund, Sweden, Lund University of Technology.
- van Wees, J.-D., Stephenson, R. A., Ziegler, P. A., Bayer, U., McCann, T., Dadlez, R., Gaupp, R., Narkiewicz, M., Blitzer, F. & Scheck, M., 2000, On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe: *Mar Petrol Geol*, v. 17, p. 43-59.
- von Hippel, A.R., 1981, *Dielectrics and Waves*: Cambridge, The M.I.T. Press, Cambridge, Massachusetts and London, England.
- Waltham, T., Bell, F. and Culshaw, M., 2005, *Sinkholes and Subsidence, Karst and Cavernous Rocks in Engineering and Construction*: Berlin Heidelberg New York, Springer-Verlag.
- Ward, S.H., 1990, *Resistivity and induced polarization methods*: Tulsa, Oklahoma, Society of Exploration Geophysicists.
- Waxman, M.H., Smits, L.J.M. , 1968, Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands: *Society of Petroleum Engineers Journal*, v. 8,2, p. 107-122.
- Weber, H., 1930, Zur Systematik der Auslaugung: *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, v. 82, p. 179-186.  
—, 1952, Pliozän und Auslaugung im Gebiet der oberen Werra: *Geologica*, v. 8, pp. 136.  
—, 1967, *Die Oberflächenformen des festen Landes*: Leipzig, Teubner, 367 p.
- Weidelt, P., 1997, *Geoelektrik - Grundlagen*: Heidelberg, Springer.
- Weijermars, R., Jackson, M.P.A., Vendeville, B., 1993, Rheological and tectonic modelling of salt provinces: *Tectonophysics*, v. 217, p. 143-174.
- Wendt, M., 2005, *700 Jahre Flottbek, 1305-2005 - Eine Chronik*: Hamburg, BoD Verlagsservice Hamburg Altona, 84 p.
- Wiederhold, H., Agster, G., Gabriel, G., Kirsch, R., Schenck, P.F., Scheer, W. & Voss, W., 2002, *Geophysikalische Erkundung eiszeitlicher Rinnen im südlichen Schleswig-Holstein*: Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, p. 13-26.
- Williams, P.W., 1983, The role of subcutaneous zone in karst hydrology: *Journal Hydrology*, v. 61, p. 45-67.
- Witke, W., 1978, *Grundlagen für die Bemessung und Ausführung von Tunneln in quellendem Gebirge und ihre Anwendung beim Bau der Wendeschleife der S-Bahn Stuttgart*: Veröffentl. Inst. Grundbau, Bodenmechanik., Felsmechanik und Verkehrswasserbau RTWH Aachen, v. 6, 132 p.
- Wolff, G., 1987, Subrosionserscheinungen im mittleren Kocher-Jagst-Gebiet (Hohenlohe, Nordwürttemberg): *Jh. geol. LA Baden-Württemberg*, v. 29, p. 269-282.
- Wolff, W., 1909, *Der Untergrund von Bremen*: *Z. dt. Geol. Ges.*, v. 61, p. 348-365.  
—, 1914, *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Königlich Preußische Geologische Landesanstalt, Volume Lieferung 192, Blatt Hamburg*: Berlin, 58 p.
- Wollny, K., 1999, *Die Natur der Bodenwelle des Georadar und ihr Einsatz zur Feuchtebestimmung*: München, Ludwig-Maximilian-Universität.
- Ylmaz, O., 1987, *Seismic data processing. Investigations in Geophysics*: Society of Exploration Geophysics, 526 p.
- Zagwijn, W.H., 1957, Vegetation, climate and time-correlations in the Early Pleistocene of Europe: *Geol. Mijnbouw*, v. 19, p. 233-244.

—, 1963, Pollen-analytic investigations in the Tiglian of the Netherlands: Mededelingen van de Geologische Stichting Nieuwe Series, v. 16, p. 49-71.

Ziegler, P., Cloetingh, S., van Wees, J.-D., 1995, Dynamics of intraplate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples: Tectonophysics, v. 252, p. 7-59.

Ziegler, P.A., 1982, Geological Atlas of Western and Central Europe: Amsterdam., Elsevier (in collaboration with Shell International Petroleum), 130 p.

—, 1988, Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys: Tulsa, Oklahoma, American association of petroleum geologists, p. 1-197.

—, 1990, Geological Atlas of Western and Central Europe: London, Shell Internationale Petroleum Mij. BV and Geological Society of London, p. 1-239.

Ziegler, P.A., Schuhmacher, M.E., Dezes, P., van Wees, J.-D. & Cloetingh, S, 2004, Post-Variscan evolution of the lithosphere in the Rhine Graben area: constraints from subsidence modelling: London, Geological Society, p. 289-317.

Zierkur, R., 2000, Georadar in der Bodenkunde: Geologisches Jahrbuch, v. 52, p. 9-37.

Zimmermann, K.G., 1838, Über die geognostischen Verhältnisse Hamburgs und der nächsten Umgebung desselben: Neues Jb. f. Mineral., Geognosie, Geol. und Petrefaktenkunde.

Zirngast, M., 1996, The development of the Gorleben salt dome (Northwest Germany) based on a quantitative analysis of preferential sinks: Geol Soc Spec Publ, v. 100, p. 203-226.

### **Quellenangaben online**

Geophysikalischer Feldkurs -Geelektrik- der ETH Zürich

Quelle: [http://www.earthquake.ethz.ch/education/feldkurs/geoel\\_skript](http://www.earthquake.ethz.ch/education/feldkurs/geoel_skript)

Kroner, C. (2000): Geoelektrik

Quelle: <http://userpage.fu-berlin.de/geodyn/tutorials/Praktikum/pdf/geoelektrik.pdf>

Kroner, C. (2008): Geoelektrik

Quelle: <http://www.geo.uni-jena.de/geophysik/laborpraktikum/geoelektrik.pdf>

Profile von Toteislöchern in Hamburg: Geologisches Landesamt Hamburg

Quelle: <http://www.geologie.hamburg.de>.

Stratigraphic Table of Germany (STG) 2002:

Quelle: <http://www.stratigraphie.de/std2002/download/STD2002.pdf>



## Danksagung

Für die Realisierung des HADU-Projektes und die Betreuung dieser Arbeit danke ich Herrn Professor Reuther, der mich während des Projektverlaufes in meinem Arbeitsbereich weitgehend frei „schalten und walten“ hat lassen. Diese Unterstützung ging zeitweise über die Grenzen der Projektarbeit hinaus und führte zur Anteilnahme an persönlichen und privaten Ereignissen. Da mit der Beendigung dieser Arbeit ein ganzer Lebensabschnitt an der „Uni-Hamburg“ für mich endet, gilt der besondere Dank an Herrn Reuther auch für die kontinuierliche Unterstützung während meiner gesamten Unilaufbahn im In- und Ausland. Vielen Dank!

Frau Dr. Taugs danke ich für eine konsequente Bereitschaft zur Diskussion und einer unkomplizierten Unterstützung bei der Bereitstellung von Daten über das Geologische Landesamt Hamburg. Neben der fachlichen Betreuung danke ich Ihnen auch für die scheinbar unerschütterliche Kondition im Aussortieren von „-,;“ und dem Einsätzen von „Geschiebe-“ an den entscheidenden Stellen...besten Dank, und einen Dank auch an Ihr Team vom Landesamt, Herrn Ehlers und Herrn Kröger.

Während der Geländekampagnen wurde ich von zahlreichen HiWis unterstützt. Als wahre Helden der Arbeit über die gesamte Projektdauer haben sich Henry und Caesar erwiesen...besten Dank Euch beiden für die zuverlässige Arbeit, häufige Anwesenheit, den kompromisslosen Einsatz auch im Unwetter von Altona und ebenso für die Zeit beim „Bierchen danach“! Das hat echt Spaß gemacht mit Euch! Haut rein, fertig werden und dann lasst es krachen!

Der Verstärkung aus Karlsruhe, welche mich mit einer beneidenswerten Selbstverständlichkeit durch Geoelektrik-Equipment und Männer- sowie Frauenpower unterstützt haben, sei ebenfalls gedankt! Gwen, Thies und das „Bächle“ haben wie immer mit Diskussion, Bier und einer gezielten Dosis an Gleichstrom für viel Spaß während der Messzeit gesorgt...in welcher Reihenfolge auch immer. Wahnsinn!

Stefan „Däädy“ und seinem unwesentlich älteren und blaublütigem Söhnchen, sowie Hjalmar und dem Berglar Kai sei besonders für die Unterstützung der initialen Projektphase gedankt...damals war die Welt eben noch in Ordnung und die Geologie war frei von „Wurstvombrotnehmern“ und „Knüppelzwischendiebeinewerfern“...die Welt ändert sich aber wir haben noch die gute Seite kennengelernt! Ich Danke Euch für die lange schöne Zeit und freue mich auch weiterhin auf „gemeutliche“ Zusammenkünfte. Ein „schnelles“ geht noch!

Philipp sei gedankt für sein Progrämmchen zur 3D-Visualisierung meiner Radarsektionen. Besten Dank für deine Mühen auch über den großen Teich hinweg meinen Orbit am rotieren zu halten.

Elmar danke ich für die tägliche Unterstützung während unserer gemeinsamen Doktorandenzeit im 9. Stock des Geomatikums. Neben einer stetigen Diskussions- und Hilfsbereitschaft danke ich Dir für eine ganz allgemeine Bereitschaft zu jeder Tages-

und Nachtzeit. Das war wirklich selten langweilig, und vertrocknet sind wir dabei meistens auch nicht! Dank Kumpel!

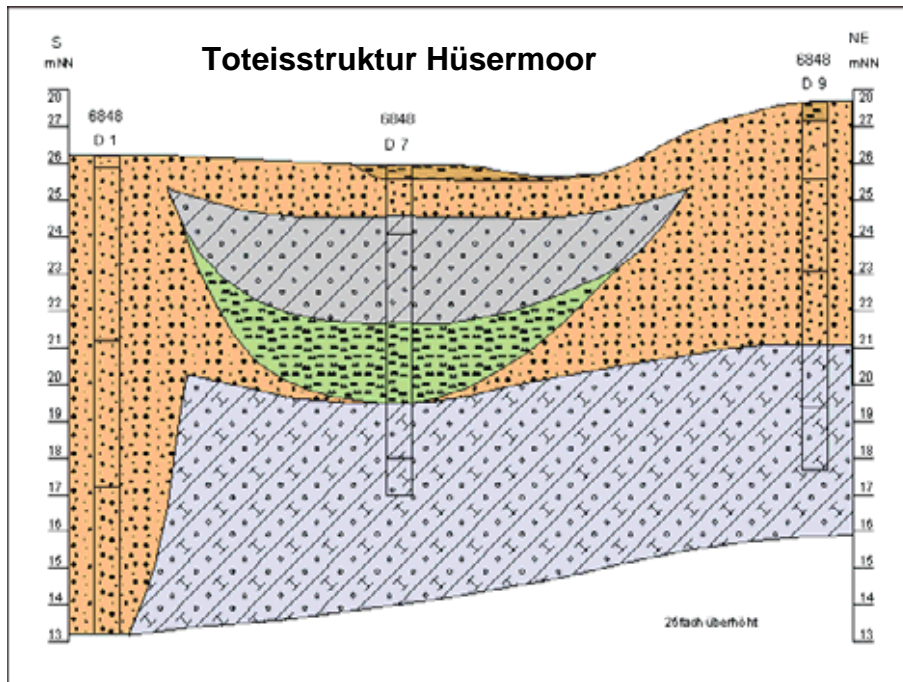
„Vadda“ Martschi Heymann danke ich für seine unkomplizierte Art, mit wenigen Worten der Verabredung einfach anwesend zu sein wenn es etwas zu feiern gab, wenn es nichts mehr zu feiern gab, und vor allem wenn etwas sofort ertränkt werden musste, damit es irgendwie am nächsten Tag weiterging. Besten Dank!

Meiner „großen“ lieben Familie danke ich von ganzem Herzen für die lange Ausdauer mich bis hierhin zu unterstützen. Ihr habt in stürmischen Zeiten immer zu mir gehalten und wart stets an meiner Seite. Ihr alle seit in fast allen Belangen große Vorbilder für mich und ich werde versuchen auch meiner kleinen Familie mit einer ähnlich konsequenten Unterstützung den Weg durch die hohen Wellen zu bahnen. Vielen Dank Euch allen für Eure Kraft!

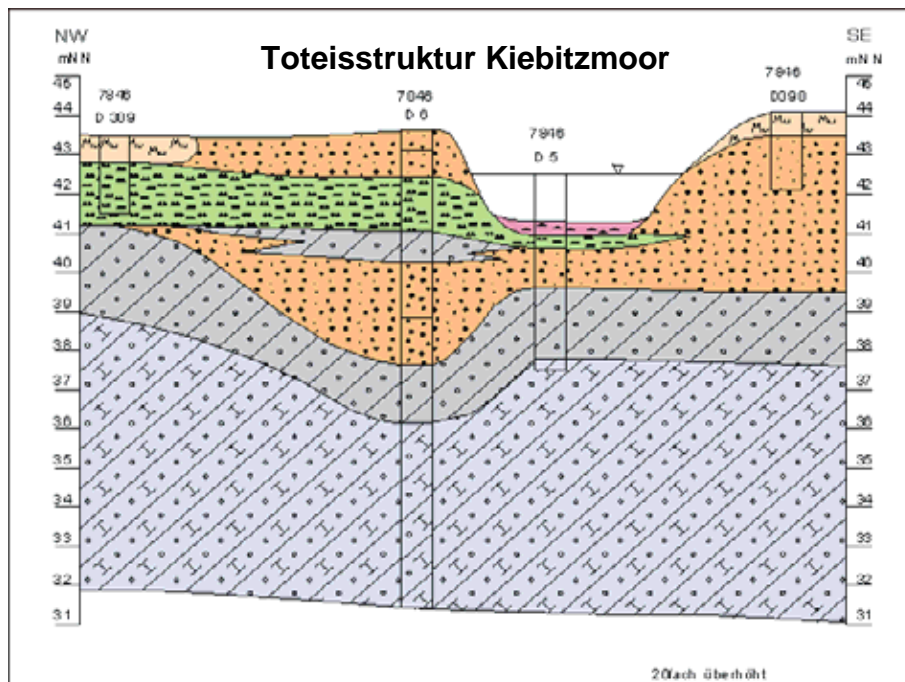
Zum Schluss danke ich Dir, meine liebe Katja, für dein Verständnis und die unerschütterliche Aufopferung vor allem in den letzten eineinhalb Jahren. Die vielen Wochenenden in der Uni, die vielen regungslosen Abende am Rechner, das ewige Generve nicht mehr vollständig an „unserem Leben“ teilzunehmen und auch meine Abstinenz gegenüber unserem Pelle haben jetzt ein Ende. Ich weiß bis jetzt noch nicht, ob es das wirklich wert war...ich weiß aber, dass du einen „gut“ hast bei mir! Ich danke Dir für Deine Liebe!!!



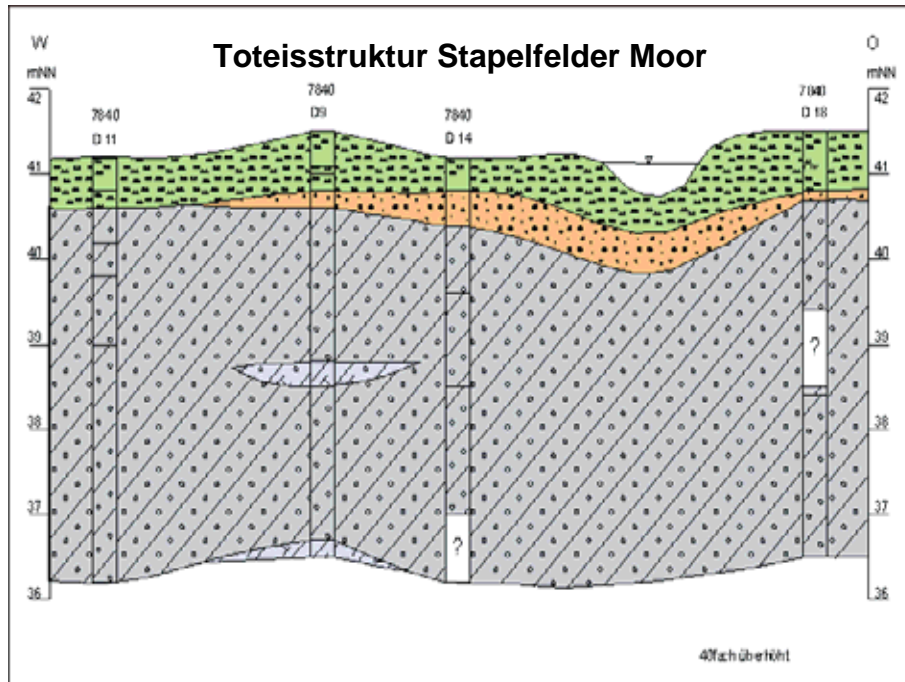




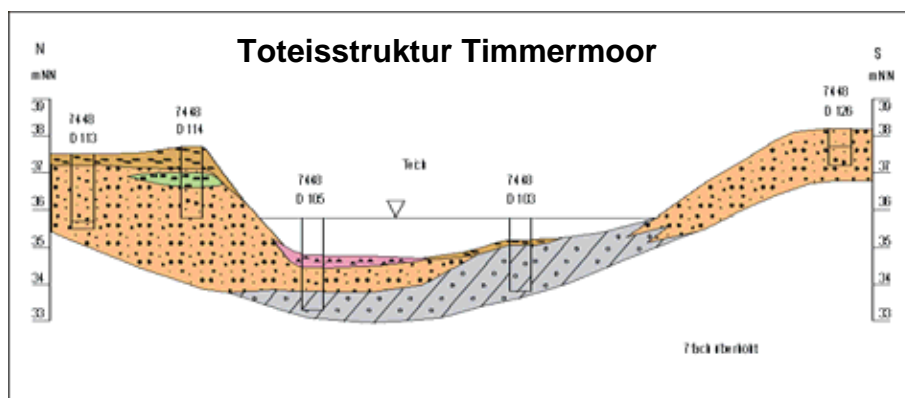
Das Hüsermoor ist eine kleine, vermoorte Senke auf einer Sanderfläche der Saale-Eiszeit. Die abflusslose Hohlform dürfte durch Sackung über Toteis entstanden sein. Das Moor liegt im Quellbereich der Susebek. Quelle geologischer Daten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.



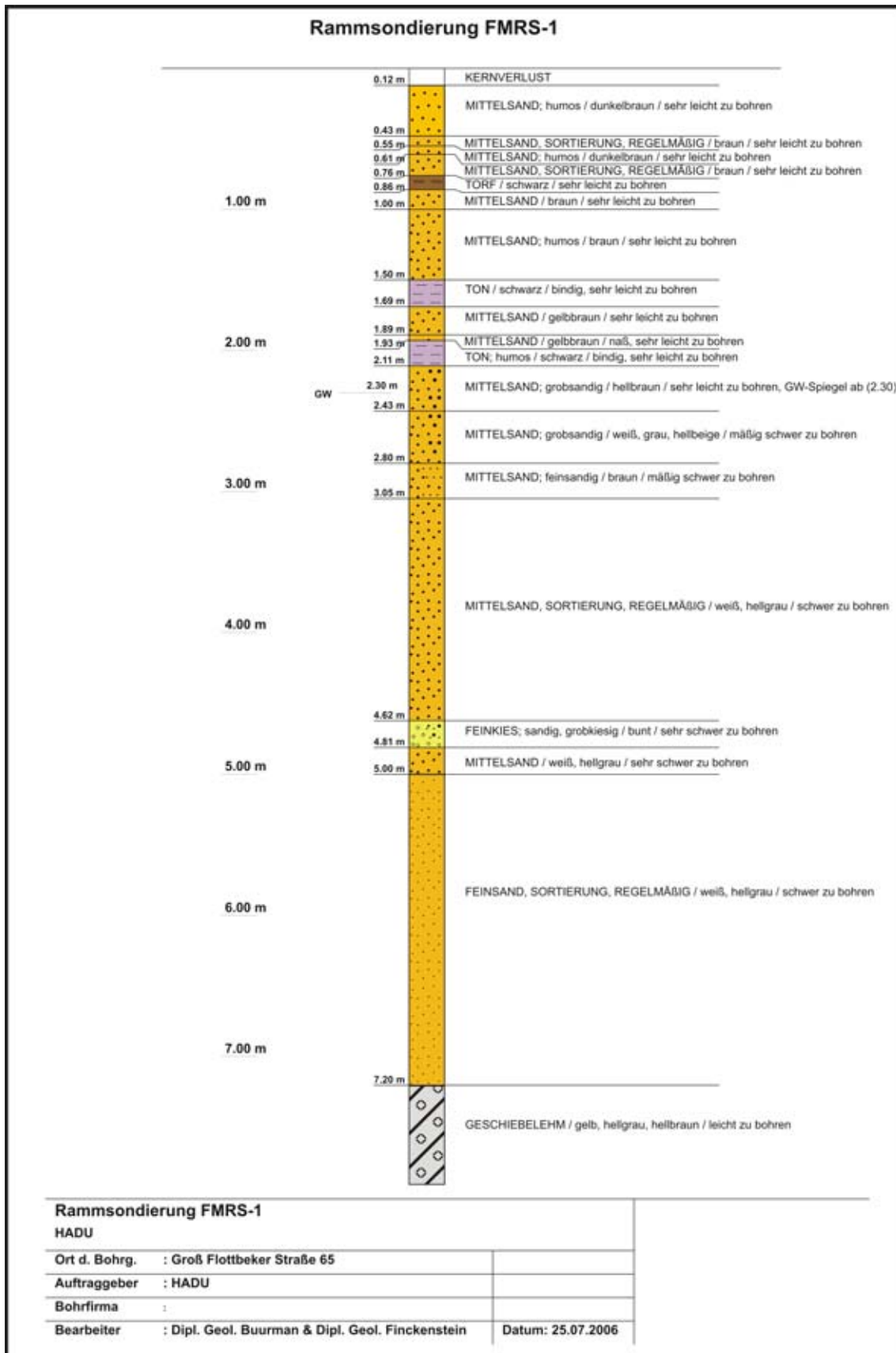
Das Kiebitzmoor liegt auf einem Geestplateau im Randbereich der Jungmoränenlandschaft. Die kleine vermoorte Senke grenzt im Norden an die Tonradskoppel. Die Tonradskoppel ist eine Stauchmoräne, die der Vorstoß des weichselzeitlichen Eises nach Norddeutschland hinterlassen hat. Die Entstehung der angrenzenden Hohlform dürfte zurückzuführen sein, dass in der Randzone des weichselzeitlichen Gletschers inaktiv gewordenes Gletschereis (Toteis) überfahren und mit Sediment bedeckt worden ist. Beim späteren Austauen des Eises blieb eine wassergefüllte Senke zurück, die im Laufe des Holozäns zum Teil verlandete, und in der das Kiebitzmoor entstand. Quelle geologischer Daten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

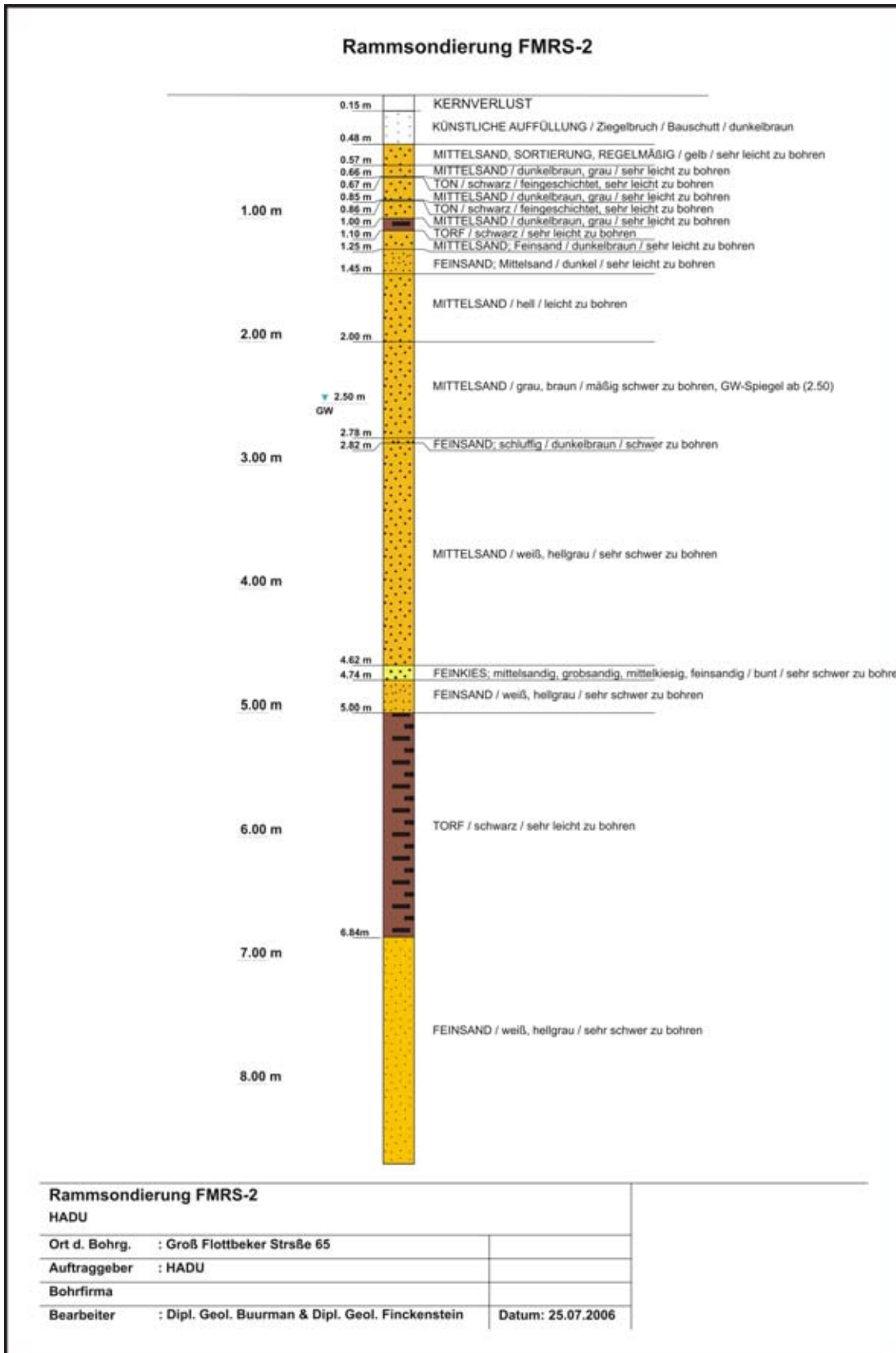


Das Stapelfelder Moor ist die größte von drei kleinen, vermoorten Senken auf einem Geestplateau. Das Gebiet liegt außerhalb der Grenze der Weichsel-Vereisung. Es wird durch Grundmoräne der Saale-Eiszeit (Geschiebelehm, Geschiebemergel) unterlagert. Die Hohlformen sind vermutlich durch Sackung über Toteis entstanden. Das Stapelfelder Moor liegt halb auf Hamburger Gebiet; die beiden anderen Hohlformen liegen ganz in Schleswig-Holstein. Quelle geologischer Daten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.



Das Timmermoor ist eine abflusslose Hohlform und befindet sich auf einem Grundmoränenplateau. Die Fläche liegt innerhalb des Gebietes der Weichselvereisung. Da diese Hohlform mitten in einer Grundmoränenfläche liegt, ist die Entstehung als Strudeloch wenig wahrscheinlich. Da Geschiebelehm für die Ausblasung keine günstigen Voraussetzungen bietet und da auch in der näheren Umgebung keine äolischen Ablagerungen bekannt sind, dürfte auch Ausblasung als Entstehungsursache nicht in Frage kommen. Man nimmt daher an, dass die Senke des Timmermoores durch Sackung über Toteis entstanden ist. Quelle geologischer Daten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.







Lokation/Struktur: FS-2 / Flottbek Markt					
Kurzbezeichnung: A159 / Kennung: B29					
LCPR	LOCID	von (Tiefe in m)	bis (Tiefe in m)	Beschreibung	Kommentar
542	67	0	1,2	fs+A, ms, h	Ödland in der Groß Flottbekter Straße Referenz für GPR-Untersuchungen Korrelation mit FMRS-1 und FMRS-2 Quelle der Bohrdaten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.
543	67	1,2	2,4	fs	
544	67	2,4	3,1	fs	
545	67	3,1	5	fs	

Lokation/Struktur: FS-2 / Flottbek Markt					
Kurzbezeichnung: A152 / Kennung: B13					
LCPR	LOCID	von (Tiefe in m)	bis (Tiefe in m)	Beschreibung	Kommentar
457	60	0	1,3	A	Ödland in der Groß Flottbekter Straße Referenz für GPR-Untersuchungen Korrelation mit FMRS-1 und FMRS-2 Quelle der Bohrdaten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.
458	60	1,3	1,7	fs+A, u, h	
459	60	1,7	3,6	fs, h	
460	60	3,6	4,1	H	
461	60	4,1	5,5	fs	
462	60	5,5	6,7	fs, u'	
463	60	6,7	9,8	mS, g	
464	60	9,8	11,6	fs, ms, gs'	
465	60	11,6	13,7	mS	
466	60	13,7	15	fs, ms	

Lokation/Struktur: BS-16 / Seifert-Sportplatz					
Kurzbezeichnung: B27 / Kennung: HH-Altona, Stammstiel					
LCPR	LOCID	von (Tiefe in m)	bis (Tiefe in m)	Beschreibung	Kommentar
3620	483	0	2,1	H	Wiederholungsbohrung zur Bergung von biogenen Sedimenten Altersdatierungen an Pollen, interner HADU-Projektbericht von Rickert 2008 Quelle der Bohrdaten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.
3621	483	2,1	3,3	mS	
3622	483	3,3	5,6	S, g	
3623	483	5,6	6,2	H	
3624	483	6,2	15	mS, h'	
3625	483	15	16,2	H	
3626	483	16,2	18,4	mS, h	

Lokation/Struktur: BS-12 / Pflitzerstraße					
Kurzbezeichnung: D2 / Kennung: Elbehochbrücke, Scharnhorststraße					
LCPR	LOCID	von (Tiefe in m)	bis (Tiefe in m)	Beschreibung	Kommentar
8282	1100	0	3,6	H	Wiederholungsbohrung zur Bergung von biogenen Sedimenten Altersdatierungen an Pollen interner HADU-Projektbericht von Rickert 2008 Quelle der Bohrdaten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.
8283	1100	3,6	9,5	S	
8284	1100	9,5	10,4	H	
8285	1100	10,4	11,8	S	
8286	1100	11,8	12,2	H	
8287	1100	12,2	21,7	S	

Lokation/Struktur: BS-9 - Giesestraße					
Kurzbezeichnung: B290 / Kennung: HH-Gr. Flottbek, Giesestr.					
LCPR	LOCID	von (Tiefe in m)	bis (Tiefe in m)	Beschreibung	Kommentar
3751	506	0	1	fs+A, h	Referenz für GPR-Untersuchungen Korrelation mit Gs-1 Quelle der Bohrdaten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.
3752	506	1	3	Lg+fs+A, u, t	
3753	506	3	5	Lg+fs+A, u, t	
3754	506	5	6	Lg+fs+A, u, t	
3755	506	6	8	Lg+fs+A, u, t	
3756	506	8	10	Mg+fs+A, u, t	
3757	506	10	12	Lg+fs+A, u, t	
3758	506	12	14	Lg+fs+A, u, t	
3759	506	14	15,5	fs, u, t	
3760	506	15,5	17,5	fs, u, t	
3761	506	17,5	19,5	fs, u, t	
3762	506	19,5	21,5	Lg+fs, u, t	
3763	506	21,5	27,5	Lg+fs, u, t	

Lokation/Struktur: BS-9 - Giesestraße					
Kurzbezeichnung: B103 / Kennung: HH-Othmarschen, Giese-Bauerstr.					
LCPR	LOCID	von (Tiefe in m)	bis (Tiefe in m)	Beschreibung	Kommentar
2005	299	0	0,4	fs+mS, h	Referenz für GPR-Untersuchungen Korrelation mit Gs-1 Quelle der Bohrdaten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.
2006	299	0,4	1,4	Mg+U, t, s, g	
2007	299	1,4	10	Mg+U, t, s, g	

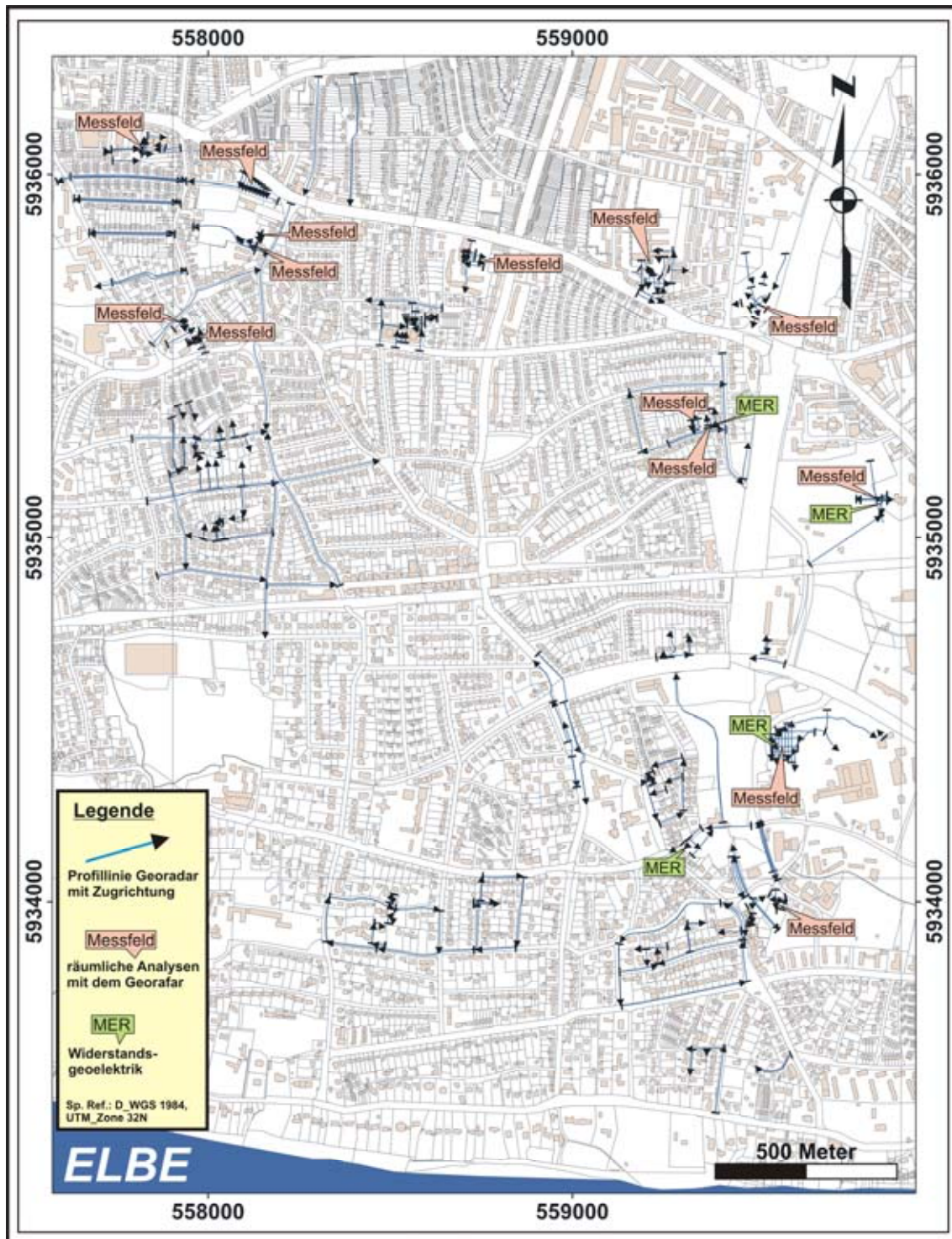
Kennung: Gs1 - Giesestraße					
LCPR	LOCID	von (Tiefe in m)	bis (Tiefe in m)	Beschreibung	Kommentar
-	-	0	0,24	fs+mS, h	Ziegelbruch Ziegelbruch, Porzellan- und Glasscherben, Kohle
-	-	0,24	0,49	Mg+U, t, s, g	
-	-	0,49	0,71	mS, g	
-	-	0,71	1,19	mS, h	
-	-	1,19	1,59	mS+fs	
-	-	1,59	1,64	H, mS	
-	-	1,64	2,42	mS+fs	
-	-	2,42	3,78	Mg+U, t, s, g	
-	-	3,78	4,00	mS+fs, g	

Lokation/Struktur: BS-8 - Bahnenfelder See					
Kennung: BFS - Bahnenfelder See					
LCPR	LOCID	von (Tiefe in m)	bis (Tiefe in m)	Beschreibung	Kommentar
-	-	0	0,34	fs,s,h	Humoser, schluffiger Feinsand (Seesand) Schwarzbrauner, mäßig zersetzter Bruchwaldtorf Störung (Linse aus Fein- und Mittelsand) Schwarzbrauner, mäßig zersetzter Bruchwaldtorf Schwarzbrauner, stärker zersetzter Bruchwaldtorf Störung (vermutlich Riß mit Sand- und Feinkiesfüllung, ein Bruchstück von rotem Ziegell) Schwarzbrauner, stark zersetzter Bruchwaldtorf; ab 372 cm abwärts zunehmend sandig; Holzstücke bei 160 cm (3 cm Ø), 265 cm (2 cm Ø), 292 cm (1,5 cm Ø), 315-320 cm, 360 cm (0,5 cm Ø) Humoser Feinsand Altersdatierungen an Pollen, interner HADU-Projektbericht von Rickert 2008
-	-	0,34	0,39	Hl	
-	-	0,39	0,41	-	
-	-	0,41	0,65	Hl	
-	-	0,65	0,97	Hl	
-	-	0,97	1,27	-	
-	-	1,27	3,77	Hl	
-	-	3,77	3,8	fs,h	

Lokation/Struktur: ZN-2 - Kalkreuthweg					
Kurzbezeichnung: A23 / Kennung: B2-Kalkreuthweg					
LCPR	LOCID	von (Tiefe in m)	bis (Tiefe in m)	Beschreibung	Kommentar
1091	146	0,00	0,60	fs+mS, fs, g, h, f	Referenz für GPR-Untersuchungen Quelle der Bohrdaten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.
1092	146	0,60	1,60	Lg+fs+mS, t, fs, gs, fg	
1093	146	1,60	1,90	Lg+U, s, t, g	
1094	146	1,90	5,10	Lg+U, s, t, g	
1095	146	5,10	10,00	Mg+U, s, t, g	

Lokation/Struktur: BS-14 - Emkendorfstraße					
Kurzbezeichnung: D409 / Kennung: E4-Emkendorfstraße					
LCPR	LOCID	von (Tiefe in m)	bis (Tiefe in m)	Beschreibung	Kommentar
10392	1334	0,00	0,40	fs+mS+A, h	Referenz für GPR-Untersuchungen Quelle der Bohrdaten: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.
10393	1334	0,40	0,90	H	
10394	1334	0,90	1,30	Lg+U, t	
10395	1334	1,30	1,50	Lg+U, ms, fs	
10396	1334	1,50	2,80	Lg+U, fg, t, fs', gs'	
10397	1334	2,80	3,00	Mg+U, s, g	





Karte: Lage der Georadar-Profillinien mit Zugrichtung der Antennen; Georadar-Messfelder für räumliche Untersuchungen an Hohlformen; Lokationen von Widerstandsgeoelektrik-Auslagen; Quelle topographische Informationen: digitaler Datensatz des Geologischen Landesamtes Hamburg.

Bahrenfelder Senke	ID	Arbeitsname	Torf	Gewässer-heute	Gewässer (historisch)
	BS-1	Schule nördl. Osdorfer Weg	ja	Gartenteich	See/Teich
	BS-2	südöstl. Grünewaldstraße	ja	nein	nein
	BS-3	Brücke Bauerstraße	ja	nein	nein
	BS-4	südl. Bahrenfelder See	nein	nein	nein
	BS-5	AK-Altona-N	nein	(Garten-) Teich	nrin
	BS-6	AK-Altona-W	nein	nein	nein
	BS-7	AK-Altona-S	ja	(Garten-) Teich	(Garten-) Teich
	BS-8	Bahrenfelder See	ja	See	See
	BS-9	Giesestraße	nein	ehem. Gartenteich	Erdfallsee
	BS-10	Walderseestraße	ja	nein	nein
	BS-11	Röpersweide	ja	nein	See
	BS-12	Pfitzerstraße	ja	nein	nein
	BS-13	westl. S-Bahn	nein	nein	nein
	BS-14	Emkendorfstraße	ja	nein	nein
	BS-15	Agathe-Lasch-Weg	ja	Stauwasser	See
	BS-16	Seifert-Sportplatz	ja	nein	Teufelsbek
	BS-17	Tunnel-West	nein	nein	nein
	BS-18	Tunnel-Ost	nein	nein	nein
	BS-19	Othmarscher Dorfteich	ja	nein	Othmarscher Dorfteich
	BS-20	östl. S-Bahn	ja	nein	Othmarscher Dorfteich
	BS-21	Ansorgstraße	ja	See	See
	BS-22	Schule Holmbrook	ja	nein	nein
	BS-23	Ernst-August Straße West	ja	nein	See/Teich

Flottbeker Senke	ID	Arbeitsname	Torf	Gewässer-heute	Gewässer (historisch)
	FS-1	Viereck	ja	nein	Flottbeker See, Wobbe See
	FS-2	Flottbek Markt	ja	Stauwasser	Dübels-Sumpf/Röbbekquelle
	FS-3	südl. Flottbek Markt	nein	nein	nein
	FS-4	Sohrhof	ja	nein	nein
	FS-5	Stockkamp	ja	nein	nein
	FS-6	südöstl. Flottbek Markt	nein	nein	Erdfallsee (Lit.)
	FS-7	nördl. Sohrehof	ja	nein	nein
	FS-8	Feuerwehr Flottbek	nein	nein	nein

Zentralbereich Nord	ID	Arbeitsname	Torf	Gewässer-heute	Gewässer (historisch)
	ZN-1	Schule Osdorfer Weg-S	nein	nein	nein
	ZN-2	Kalckreuthweg	nein	nein	nein
	ZN-3	westl. Giesestraße	nein	nein	nein
<b>Zentralbereich Süd</b>					
	ZS-1	Landmaak	ja	nein	nein
	ZS-2	westl. Walderseestraße	nein	nein	nein
	ZS-3	Eichenallee	nein	nein	nein
	ZS-4	Golfstraße	nein	nein	nein

BS-3		
Arbeitsname	Strukturzentrum (ITU_wcs34_3N)	Durchmesser (GOK)
Bücke Bauernstraße	5595945035114	N-S: 50m E-W: 100m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umris
vertikler Erdfall	bunee-Typ	Schüssel, rund
Verfüllung	Überbauung	Lösungsherd
anthropogene Auffüllung asphaltiert	Fahrbahn BAB7	Gipskart Steinsatz
Modell-Herdfiefe (m/N)	Aktivität	mehrfache Aktivität
150-200m	derzeit nicht bekannt	nicht bekannt
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
Bohrung/Schurf Modellierung	Fahrbahn mehrfach gefolgt	z.T. während der Bauarbeiten BAB7 freigelegt Fahrbahn mehrfach gefolgt

BS-6		
Arbeitsname	Strukturzentrum (ITU_wcs34_3N)	Durchmesser (GOK)
AK-Aktione-W	5595945034398	N-S: 33m E-W: 41m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umris
vertikler Erdfall	dropout-Typ	oval
Verfüllung	Überbauung	Lösungsherd
anthropogene Auffüllung z.T. asphaltiert	z.T. Fahrbahn	Gipskart Steinsatz
Modell-Herdfiefe (m/N)	Aktivität	mehrfache Aktivität
< 150m		
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
GPR Bohrung Modellierung		Bohrungen belegen hier residuale Lösungselemente des Caprock in weniger als 50m Tiefe

BS-2		
Arbeitsname	Strukturzentrum (ITU_wcs34_3N)	Durchmesser (GOK)
südöstl. Grünevalstraße	5595945035250	N-S: 140m E-W: 168m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umris
vertikler Erdfall	bunee-dropout-Typ	zwei zentrale Vertikale, rund bis oval
Verfüllung	Überbauung	Lösungsherd
anthropogene Auffüllung	Fahrbahn BAB7 Gebäude Industrieanlage	Gipskart Steinsatz
Modell-Herdfiefe (m/N)	Aktivität	mehrfache Aktivität
150m	derzeit nicht bekannt	nicht bekannt
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
Bohrung/Schurf Modellierung	nicht erkennbar	z.T. während der Bauarbeiten BAB7 freigelegt

BS-5		
Arbeitsname	Strukturzentrum (ITU_wcs34_3N)	Durchmesser (GOK)
AK-Aktione-N	5596075034538	N-S: 54m E-W: 66m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umris
vertikler Erdfall	dropout-Typ	rund bis oval
Verfüllung	Überbauung	Lösungsherd
anthropogene Auffüllung z.T. asphaltiert	Fahrbahn	Gipskart Steinsatz
Modell-Herdfiefe (m/N)	Aktivität	mehrfache Aktivität
< 150m	derzeit nicht bekannt	nicht bekannt
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
GPR Bohrung Modellierung		Bohrungen belegen hier residuale Lösungselemente des Caprock in weniger als 50m Tiefe

BS-1		
Arbeitsname	Strukturzentrum (ITU_wcs34_3N)	Durchmesser (GOK)
Schule nordl. Odober Weg	5592765935740	N-S: 55m E-W: 89m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umris
vertikler Erdfall	subsoion-Typ	Schüssel, rund bis oval
Verfüllung	Überbauung	Lösungsherd
anthropogene Auffüllung Bauschutt über Tof	Schule Schulgelände	Gipskart Steinsatz
Modell-Herdfiefe (m/N)	Aktivität	mehrfache Aktivität
150m	derzeit nicht bekannt	nicht bekannt
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
GPR Bohrung Modellierung	nicht eindeutig: Geldstellen Gabelschichten	ehemaliges Gewässer Tortierung

BS-4		
Arbeitsname	Strukturzentrum (ITU_wcs34_3N)	Durchmesser (GOK)
südl. Bahnenfeld See	5595955034587	N-S: 100m E-W: 125m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umris
vertikler hohlförmig	nicht bekannt	rund
Verfüllung	Überbauung	Lösungsherd
anthropogene Auffüllung asphaltierte GOK	Fahrbahn	Gipskart Steinsatz
Modell-Herdfiefe (m/N)	Aktivität	mehrfache Aktivität
< 150m	derzeit nicht	nicht bekannt
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
Bohrung Modellierung		

BS-7			
Arbeitsname	Strukturzentrum (ITU, WGS84_ZN)	Durchmesser (GOK)	
AK-Altona-S	5596325534406	N-S: 103m E-W: 113m	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umrisse	
teilw. mit Wasser verfüllter teilweise überbauter Erdfall	dropout-Typ	rund	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsband	
anthropogene Auffüllung Wasser	Parkhaus Grünanlagen/Fech	Gipskart Steinsatz	
Modell-Herdbiefe (m/N)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
< 150m	derzeit nicht bekannt	nicht bekannt	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	
GPR Bohrung EMR Modellierung	-----	das Parkhaus wurde in den Jahren 2007/08 auf dem Randbereich der Strukt. errichtet	

BS-8			
Arbeitsname	Strukturzentrum (ITU, WGS84_ZN)	Durchmesser (GOK)	
Bahnhofsee	5565076935628	N-S: 144m E-W: 130m	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umrisse	
Erdfüllung	dropout-Typ	rund	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsband	
Wasser Torf	Parkanlage	Gipskart Steinsatz	
Modell-Herdbiefe (m/N)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
150m	Oberflächenbewegungen vom Strukturnd zum Sezentrum hin	mindestens zwei Ereignisse	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	
GPR Bohrung Modellierung	Geldstables Schiebsch	ältere Torle werden von Abbruch- kanten und jungen Kulturfüllungen durchzogen	

BS-9			
Arbeitsname	Strukturzentrum (ITU, WGS84_ZN)	Durchmesser (GOK)	
Geesestraße	5593845535316	N-S: 87m E-W: 84m	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umrisse	
verfüllter Erdfall	dropout-Typ	rund	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsband	
anthropogene Auffüllung Müll	Gartenanlage Mehrfamilienhaus	Gipskart Steinsatz	
Modell-Herdbiefe (m/N)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
150m	derzeit nicht bekannt	nicht bekannt	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	
GPR Bohrung EMR Modellierung	-----	das jüngste Kollapsereignis ereignete sich in der Nacht vom 24/25 Januar 1834	

BS-10			
Arbeitsname	Strukturzentrum (ITU, WGS84_ZN)	Durchmesser (GOK)	
Waldseestraße	5592455834721	N-S: 54m E-W: 43m	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umrisse	
verfüllte Hohlform	nicht charakterisiert	rund	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsband	
Torf	randlich durch einfallendes	Gipskart Steinsatz	
Modell-Herdbiefe (m/N)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
150m	derzeit nicht	nicht bekannt	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	
Bohrung Modellierung	-----	aus Scherhebgrößen war die nähere Untersuchung auf dem betroffenen Grundstück untersagt	

BS-11			
Arbeitsname	Strukturzentrum (ITU, WGS84_ZN)	Durchmesser (GOK)	
Rübenweide	5593955934371	N-S: 84m E-W: 86m	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umrisse	
verfüllter Erdfall	nicht charakterisiert	rund	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsband	
anthropogene Verfüllung Torf	BAE7 Kriegsgartensäge	Gipskart Steinsatz	
Modell-Herdbiefe (m/N)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
150m	derzeit nicht	nicht bekannt	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	
GPR Bohrung Modellierung	-----	beim Bau der Trasse der BAE7 wurde die Struktur in östlichen Bereich erdumst, weitgehend ausgebübelt und wiederverfüllt	

BS-12			
Arbeitsname	Strukturzentrum (ITU, WGS84_ZN)	Durchmesser (GOK)	
Pflanzstraße	5593385935112 559275935173	N-S: 138m E-W: 138m	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umrisse	
teilweise verfüllter Erdfall	dropout-Typ	langlich oval, schiefwölbig	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsband	
temporär Wasser Torf Sand	keine	Gipskart Steinsatz	
Modell-Herdbiefe (m/N)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
200m	derzeit aktiv	mindestens zwei Ereignisse	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	
GPR Bohrung EMR Modellierung	-----	zwei Überbauungs, Mehrstufige Verstärkungen führen zu einer schiefwölbigen Oberflächentopform	

BS-15	
Arbeitsname	Strukturzentrum (utm_wgs84_20n)
Agathe-Laach-Weg	5593595904136
N-S: 63m E-W: 70m	
Strukturtyp	Charakter
temporäre Erdfülle	drop-out-Typ
Verfüllung	Überbauung
Leichter Schlamm	
Modell-Herdfiefe (mNN)	Aktivität
150-200m	nicht eindeutig, geringes Kriechen an den randbereichen der Struktur
Analysverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK
GPR Bohrung EMR Modellierung	leichter Scherwuchs an den Randbereich erkennbar
Durchmesser (GOK)	Kommentar
Gipskart Steinsatz	nicht bekannt
mehrfache Aktivität	Schwingboden über Wasserläufe

BS-14	
Arbeitsname	Strukturzentrum (utm_wgs84_20n)
Erwändortstraße	5592345534298
N-S: 37m E-W: 44m	
Strukturtyp	Charakter
verfülltes Teilsloch	Hohlform
Verfüllung	Überbauung
Leichter Schlamm	Privatgärten
Modell-Herdfiefe (mNN)	Aktivität
150m	keine Aktivität
Analysverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK
GPR Bohrung Modellierung	
Durchmesser (GOK)	Kommentar
Gipskart Steinsatz	nicht bekannt
mehrfache Aktivität	

BS-13	
Arbeitsname	Strukturzentrum (utm_wgs84_20n)
west S-Bahn	559435594928
N-S: 78m E-W: 86m	
Strukturtyp	Charakter
verfüllter Erdfüll	nicht eindeutig charakterisiert
Verfüllung	Überbauung
Leichter Schlamm	Kleingartenanlage
Modell-Herdfiefe (mNN)	Aktivität
150-200m	direkt nicht
Analysverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK
Bohrung Modellierung	
Durchmesser (GOK)	Kommentar
Gipskart Steinsatz	nicht bekannt
mehrfache Aktivität	

BS-18	
Arbeitsname	Strukturzentrum (utm_wgs84_20n)
Tunne-Ost	5595245504112
N-S: 30m E-W: 36m	
Strukturtyp	Charakter
verfüllter Erdfüll	drop-out-Typ
Verfüllung	Überbauung
Leichter Schlamm	Tunnelkonstruktion/Fahrbahn
Modell-Herdfiefe (mNN)	Aktivität
150m	direkt nicht
Analysverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK
GPR Bohrung Modellierung	
Durchmesser (GOK)	Kommentar
Gipskart Steinsatz	nicht bekannt
mehrfache Aktivität	die Struktur wurde während des Erdtunnelsbaus freigelegt, ausgekoffert, verfüllt und überbaut

BS-17	
Arbeitsname	Strukturzentrum (utm_wgs84_20n)
Tunnel-West	5594605534299
N-S: 36m E-W: 41m	
Strukturtyp	Charakter
verfüllter Erdfüll	drop-out-Typ
Verfüllung	Überbauung
Leichter Schlamm	Tunnelkonstruktion/Fahrbahn
Modell-Herdfiefe (mNN)	Aktivität
150m	direkt nicht
Analysverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK
GPR Bohrung Modellierung	
Durchmesser (GOK)	Kommentar
Gipskart Steinsatz	nicht bekannt
mehrfache Aktivität	die Struktur wurde während des Erdtunnelsbaus freigelegt, ausgekoffert, verfüllt und überbaut

BS-16	
Arbeitsname	Strukturzentrum (utm_wgs84_20n)
Selen-Sportplatz	5596515535089
N-S: 87m E-W: 87m	
Strukturtyp	Charakter
verfüllter Erdfüll	suffizient-Typ
Verfüllung	Überbauung
Leichter Schlamm	Sportplatz
Modell-Herdfiefe (mNN)	Aktivität
150-200m	direkt nicht
Analysverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK
Bohrung Modellierung	
Durchmesser (GOK)	Kommentar
Gipskart Steinsatz	vermutlich drei Ereignisse
mehrfache Aktivität	Potenzialneben weist auf mindestens zwei unterschiedliche Blaugasalter hin



BS-21			
Arbeitsname	Strukturzentrum (UTM wgs84_32N)	Durchmesser (GOK)	
Ansorgestraße	559334/5533944	N-S: 110m E-W: 95m	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriss	
Erdfülle	nicht eindeutig charakterisiert	rund	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsart	
Torf Wasser	-----	Gipskart Steinsatz	
Modell-Herdfälle (mN)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
200m	derzeit nicht	nicht bekannt	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	
GPR Bohrung Modellierung	-----	-----	

BS-20			
Arbeitsname	Strukturzentrum (UTM wgs84_32N)	Durchmesser (GOK)	
östl. S-Bahn	5562165/54542	N-S: 126m E-W: 146m	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriss	
verfüllter Erdfüll	nicht eindeutig charakterisiert	rund	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsart	
anthropogene Auffüllung Torf	Gebäude Fahrbahn Kriegsanlage	Gipskart Steinsatz	
Modell-Herdfälle (mN)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
150-200m	derzeit nicht	nicht bekannt	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	
Bohrung Modellierung	-----	-----	

BS-19			
Arbeitsname	Strukturzentrum (UTM wgs84_32N)	Durchmesser (GOK)	
Oermscher Dorflich	55640/5533964	N-S: 151m E-W: 46m	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriss	
verfüllter Erdfüll	subfossil-Typ	Schalenförmig/rund bis oval	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsart	
anthropogene Auffüllung Torf	Privatläufer Eisenbahn/Fahrbahn Grundfläche Steinsatz	Gipskart Steinsatz	
Modell-Herdfälle (mN)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
250m	derzeit nicht	nicht bekannt	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	
GPR Bohrung Modellierung	-----	die Struktur wurde während des Erb- turmbaus freigelegt, ausgefüllt, verfüllt und überbaut	

FS-1			
Arbeitsname	Strukturzentrum (UTM wgs84_32N)	Durchmesser (GOK)	
Vierck	557869/5599086	N-S: 150m E-W: 192m	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriss	
verfüllter Erdfülle	drop-out-Typ	rund bis oval	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsart	
Torf anthropogene Verfüllung	Mehrfamilienhäuser Tiefgarage Fahrbahn	Gipskart Steinsatz	
Modell-Herdfälle (mN)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
150-200m	Kollapsbeben	zahlreiche Kollapsbeben zölu- meriert innerhalb der letzten zwei Jahrhunderte	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	
GPR Bohrung Modellierung	Gebüdschäden Geländestufen	das jüngste Kollapsbeben ereignete sich im April 2009	

BS-23			
Arbeitsname	Strukturzentrum (UTM wgs84_32N)	Durchmesser (GOK)	
Ernst-August Straße West	559216/5533944	N-S: 46m E-W: 43m	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriss	
verfüllter Hohlraum	nicht weiter charakterisiert	rund bis oval	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsart	
Torf	Mehrfamilienhäuser Gebäudeanlage	Gipskart Steinsatz	
Modell-Herdfälle (mN)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
300m	-----	-----	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	
GPR Bohrung Modellierung	-----	-----	

BS-22			
Arbeitsname	Strukturzentrum (UTM wgs84_32N)	Durchmesser (GOK)	
Schule Holmbrook	55967/5534046	N-S: 87m E-W: 68m	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriss	
verfüllter Erdfüll	nicht eindeutig charakterisiert	rund	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsart	
anthropogene Verfüllung	Gebäude/Schule Schulgelände	Gipskart Steinsatz	
Modell-Herdfälle (mN)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
250-300m	derzeit nicht	nicht bekannt	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	
Bohrung Modellierung	-----	-----	



FS-4		
Arbeitsname	Strukturzentrum (UTM_wgs84_z20)	Durchmesser (GOK)
Sohnhof	5079274935316 5079503635230 und 5080284935254	N-S: 173m E-W: 219m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriss
verfüller Erdfall	dropout-Typ	oval
Verfüllung	Überbauung	Lösungsherd
Torf anthropogene Auffüllung	Fahrbahn Privatgebäude Grünflächen	Gepkast Steinsatz
Modell-Hertiefe (mNN)	Aktivität	mehrfache Aktivität
100-150m	derzeit nicht	nicht bekannt
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
GPR Bohrung Modellierung	_____	_____
		die Gesamtstruktur zeigt drei zentrale Verstärke

FS-7		
Arbeitsname	Strukturzentrum (UTM_wgs84_z20)	Durchmesser (GOK)
nord. Sohnhof	5078624935354	N-S: 97m E-W: 99m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriss
verfüller Erdfall	dropout-Typ	rund
Verfüllung	Überbauung	Lösungsherd
anthropogene Verfüllung	Privathäuser Fahrbahn Privatgrundstücke	Gepkast Steinsatz
Modell-Hertiefe (mNN)	Aktivität	mehrfache Aktivität
150m	derzeit nicht	nicht bekannt
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
Bohrung Modellierung	_____	_____
		_____

FS-3		
Arbeitsname	Strukturzentrum (UTM_wgs84_z20)	Durchmesser (GOK)
süd. Floßbek Markt	5679864935945	N-S: 82m E-W: 87m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriss
verfüller Erdfall	nicht eindeutig charakterisiert	rund
Verfüllung	Überbauung	Lösungsherd
anthropogene Auffüllung	Gebäude Fahrbahn Privatgrundstücke	Gepkast Steinsatz
Modell-Hertiefe (mNN)	Aktivität	mehrfache Aktivität
100-150m	derzeit nicht	nicht bekannt
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
GPR Bohrung Modellierung	_____	_____
		_____

FS-6		
Arbeitsname	Strukturzentrum (UTM_wgs84_z20)	Durchmesser (GOK)
südöstl. Floßbek Markt	5682034935967	N-S: 70m E-W: 70m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriss
verfüller Erdfall	dropout-Typ	rund
Verfüllung	Überbauung	Lösungsherd
anthropogen	Fahrbahn Privatgebäude	Gepkast Steinsatz
Modell-Hertiefe (mNN)	Aktivität	mehrfache Aktivität
100m	derzeit nicht	nicht bekannt
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
Bohrung Modellierung	_____	_____
		_____

FS-2		
Arbeitsname	Strukturzentrum (UTM_wgs84_z20)	Durchmesser (GOK)
Floßbek Markt	5580284935384	N-S: 250m E-W: 250m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriss
verfüller Erdfall	suffosion-Typ	Schleifenförmig bis oval
Verfüllung	Überbauung	Lösungsherd
anthropogene Auffüllung Bauschutt über Torf temporäres Wasser	Privathäuser Schule Privatgrundstücke Grünflächen	Gepkast Steinsatz
Modell-Hertiefe (mNN)	Aktivität	mehrfache Aktivität
100-150m	aktiv	mindestens zwei Ereignisse nachgewiesen
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
GPR Bohrung Modellierung	Schleierschicht Geländesenken Gebäudestrukturen	derzeit werden an den Rand- bereichen der Struktur Gebäude- schäden beobachtet.

FS-5		
Arbeitsname	Strukturzentrum (UTM_wgs84_z20)	Durchmesser (GOK)
Stockkamp	5580104935304	N-S: 121m E-W: 102m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriss
verfüller Erdfall	suffosion-Typ	rund bis oval
Verfüllung	Überbauung	Lösungsherd
Torf anthropogene Auffüllung	Privathäuser Privatwege	Gepkast Steinsatz
Modell-Hertiefe (mNN)	Aktivität	mehrfache Aktivität
100-150m	geringer Aktivität	nicht bekannt
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
GPR Bohrung Modellierung	Gebäudestrukturen leichtes Absacken der gebäude	_____
		_____

ZN-2		
Arbeitsname	Strukturzentrum (utm_wossa_z0n)	Durchmesser (GOK)
Kadenzweg	5555335035555	N-S: 38m E-W: 48m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriß
verfüllte Hohlform	nicht eindeutig zu charakterisieren	schüsselförmig, runde Depression
Verfüllung	Überbauung	Lösungsband
anthropogene Verfüllung	Studentenwohnheim Privatgrundstücke	Gipskart Steinsatz
Modell-Herdbiefe (mN)	Aktivität	mehrfache Aktivität
150-200m	derzeit nicht	keine
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
GPR Bohrung Modellierung	-----	-----

ZN-1		
Arbeitsname	Strukturzentrum (utm_wossa_z0n)	Durchmesser (GOK)
Schule Oboorfer Weg-S	555543555724	N-S: 175m E-W: 155m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriß
verfüllte Hohlform	nicht eindeutig zu charakterisieren	rund, schüsselförmig
Verfüllung	Überbauung	Lösungsband
anthropogene Verfüllung	Schule Schulgelände	Gipskart Steinsatz
Modell-Herdbiefe (mN)	Aktivität	mehrfache Aktivität
100-150m	derzeit nicht	nicht bekannt
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
GPR Bohrung Modellierung	-----	-----

FS-3		
Arbeitsname	Strukturzentrum (utm_wossa_z0n)	Durchmesser (GOK)
Feuerwehr Flotbek	557974553552	N-S: 63m E-W: 73m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriß
verfüllte Hohlform	nicht eindeutig zu identifizieren	oval
Verfüllung	Überbauung	Lösungsband
anthropogene Verfüllung	evtl. Feuerwehrgebäude Gärten Restaurant Gärten	Gipskart Steinsatz
Modell-Herdbiefe (mN)	Aktivität	mehrfache Aktivität
100-150m	derzeit nicht	nicht bekannt
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
GPR Modellierung Bohrung	-----	-----

ZS-2		
Arbeitsname	Strukturzentrum (utm_wossa_z0n)	Durchmesser (GOK)
west. Waldseestraße	5555595594299	N-S: 105m E-W: 111m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriß
verfüllte Hohlform	nicht eindeutig zu charakterisieren	rund
Verfüllung	Überbauung	Lösungsband
anthropogene Verfüllung	Schulkomplex	Gipskart Steinsatz
Modell-Herdbiefe (mN)	Aktivität	mehrfache Aktivität
150m	derzeit nicht	nicht bekannt
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
Bohrung Modellierung	-----	-----

ZS-1		
Arbeitsname	Strukturzentrum (utm_wossa_z0n)	Durchmesser (GOK)
Landmark	5587835554022	N-S: 78m E-W: 74m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriß
verfüllte Hohlform	nicht eindeutig zu charakterisieren	rund
Verfüllung	Überbauung	Lösungsband
anthropogene Verfüllung	Privathäuser Fahrbahnweg	Gipskart Steinsatz
Modell-Herdbiefe (mN)	Aktivität	mehrfache Aktivität
150m	derzeit nicht	nicht bekannt
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
GPR Bohrung Modellierung	Satzungszeichnungen	beim Bau eines Anliegerhauses wurde eine mehrere Meter mächtige Tonverfüllung ausgegossen und anschließend verfüllt

ZN-3		
Arbeitsname	Strukturzentrum (utm_wossa_z0n)	Durchmesser (GOK)
west. Geierstraße	5588975535500	N-S: 117m E-W: 117m
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriß
Hohlform	nicht eindeutig zu charakterisieren	schüsselförmig, runde Depression
Verfüllung	Überbauung	Lösungsband
anthropogene Verfüllung	Fahrwege Privatgrundstücke	Gipskart Steinsatz
Modell-Herdbiefe (mN)	Aktivität	mehrfache Aktivität
150m	derzeit nicht	nicht bekannt
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar
Bohrung Modellierung	-----	-----

ZS-3			
Arbeitsname	Strukturzentrum (UfM, w0304_204)	Durchmesser (GOK)	
Fischerallee	5585224934015	N.S.: 81m E-W: 81m	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriß	
vertikaler Erdfall	dropout-Typ	rund	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsgerd	
Torf	Privathaus Privatgrundstück Fahrbahn	Gepäskant Steinsatz	
Modell-Vertiefte (mNN)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
150m	denzeit nicht	nicht bekannt	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	
GPR Bohrung Modellierung	-----	-----	

ZS-4			
Arbeitsname	Strukturzentrum (UfM, w0304_204)	Durchmesser (GOK)	
Golfstraße	5583805934319	N.S.: 53m E-W: 70m	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriß	
vertikaler Erdfall	dropout-Typ	rund	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsgerd	
anthropogene Verfüllung	Fahrbahn/Konkretung	Gepäskant Steinsatz	
Modell-Vertiefte (mNN)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
150m	denzeit nicht	nicht bekannt	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	
Bohrung Modellierung	-----	-----	

ZS-3			
Arbeitsname	Strukturzentrum (UfM, w0304_204)	Durchmesser (GOK)	
Fischerallee	5585224934015	N.S.: 81m E-W: 81m	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriß	
vertikaler Erdfall	dropout-Typ	rund	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsgerd	
Torf	Privathaus Privatgrundstück Fahrbahn	Gepäskant Steinsatz	
Modell-Vertiefte (mNN)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
150m	denzeit nicht	nicht bekannt	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	
GPR Bohrung Modellierung	-----	-----	

ZS-4			
Arbeitsname	Strukturzentrum (UfM, w0304_204)	Durchmesser (GOK)	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriß	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsgerd	
Modell-Vertiefte (mNN)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	

ZS-4			
Arbeitsname	Strukturzentrum (UfM, w0304_204)	Durchmesser (GOK)	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriß	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsgerd	
Modell-Vertiefte (mNN)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	

ZS-3			
Arbeitsname	Strukturzentrum (UfM, w0304_204)	Durchmesser (GOK)	
Strukturtyp	Charakter	Form / Umriß	
Verfüllung	Überbauung	Lösungsgerd	
Modell-Vertiefte (mNN)	Aktivität	mehrfache Aktivität	
Analyseverfahren	Bewegungsindikatoren an GOK	Kommentar	

## Geoelektrische Messverfahren

Im Allgemeinen wird unter dem Begriff Geoelektrik eine Vielzahl elektrischer und elektromagnetischer geophysikalischer Verfahren zusammengefasst. Eingesetzt werden diese Verfahren zur:

- Bestimmung der räumlichen Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit  $\sigma$  bzw. des spezifischen Widerstandes  $\rho$
- Untersuchung der Polarisationsseigenschaften und des Aufladevermögens der Gesteine und anthropogener Ablagerungen
- Ermittlung von Strukturen, die durch Änderung der dielektrischen Eigenschaften gekennzeichnet sind
- Beobachtung natürlicher elektrischer Felder im Untergrund

Methode	Frequenz bzw. Zeitbereich	Anregung / Ankopplung	Empfänger / direkte Messgrößen	Abgeleitete Messgrößen
Eigenpotential	DC <sup>1</sup>	natürliche Potentiale	Potentialsonden / Potentialdifferenzen	
Gleichstromgeoelektrik	DC, AC < 50 Hz	Elektroden / galvanisch	Potentialsonden / Potentialdifferenzen und Speisestromstärke	scheinbarer spezifischer Widerstand
Mise-à-la-masse	DC	Eine der Elektroden auf gut leitender Struktur	Potentialsonden / Potentialdifferenzen Spulen / magnetisches Feld	scheinbarer spezifischer Widerstand
Induzierte Polarisation (complex resistivity)	10 MHz – 10 KHz	Elektroden / galvanisch und induktiv	Potentialsonden / Potentialdifferenzen Speisestromstärke, Phasenverschiebung zum Speisestrom	Aufladevermögen, Metallfaktor, frequenzabhängiger komplexer scheinbarer spezifischer Widerstand (Cole-Cole-Parameter)
Elektromagnetik Zweispulensystem	100 Hz – 10 KHz	Sendespule / induktiv	Induktionsspule (einachsiger Magnetsensor) magnetische Felder	Normiertes sekundäres Magnetfeld, Scheinleitfähigkeit
CSAMT	1 Hz – 10 KHz	1-2 geerdete elektrische Dipole / galvanisch und induktiv	Dreiachsiger Magnetfeldsensor und Potentialelektroden / magnetische und elektrische Felder	scheinbarer spezifischer Widerstand, Impedanztensor, Induktionsvektor
VLF, VLF-R, LF, LF-R (RMT) <sup>2</sup>	15 KHz – 1 MHz	Längst- und Mittelwellensender / induktiv	Spulen, Potentialsonden / magnetische und elektrische Felder	magnetische und elektrische Übertragungsfunktion, scheinbarer spezifischer Widerstand
TEM Transient-Elektromagnetik	5 ns – 5ms nach Stromabschaltung	Spule / induktiv	Spule / Abklingkurven der induzierten Spannung	scheinbarer spezifischer Widerstand
Radiowellen-Schattenmethode	15 KHz – 20 MHz	Antenne / induktiv, kapazitiv	Antenne / elektromagnetische Feldstärke, Phasenverschiebung	Normierte elektromagnetische Dämpfung, normierte Phasenverschiebung
Georadar	20 MHz – 1,5 GHz Impuls	Antenne / kapazitiv	Antenne / elektrische Feldstärke	Leitfähigkeit, dielektrische Konstante, Ausbreitungsgeschwindigkeit

**Tab. CT.1:** Übersicht über elektrische und elektromagnetische geophysikalische Messverfahren; <sup>1</sup>DC: Direct Current – Gleichstrom; AC: Alternating Current – Wechselstrom; <sup>2</sup>RMT: Abkürzung für Radio-Magnetotellurik; (WEIDELT, 1997).

Die Energiezufuhr in den Untergrund kann entweder galvanisch durch geerdete Elektroden oder induktiv durch zeitlich variable Magnetfelder (nur elektromagnetische Verfahren) erfolgen. Physikalisch beruhen alle Prospektionsverfahren darauf, dass durch Leitfähigkeitsstrukturen das elektrische und/oder elektromagnetische Feld gegenüber dem homogenen Halbraum verändert wird. Diese Veränderungen können an der Erdoberfläche gemessen werden, so dass auftretende Leitfähigkeitsanomalien Informationen über die Beschaffenheit des Untergrundes geben können. Der Informationsgehalt des an der Erdoberfläche messbaren Feldes erhöht sich mit der Erweiterung des Frequenzspektrums (WEIDELT, 1997). Hierzu können entweder verschiedene Frequenzspektren innerhalb eines geophysikalischen Verfahrens

angewendet oder kombinierte Messung mit unterschiedlichen geophysikalischen Verfahren ergänzend durchgeführt werden. Tabelle CT.1 zeigt eine Übersicht etablierter elektrischer und elektromagnetischer geophysikalischer Messverfahren. In dieser Arbeit werden das Georadarverfahren sowie die Gleichstrom-Geoelektrik angewendet.

### **Das Georadar**

Das Georadar (Bodenradar, Ground Penetrating/Probing Radar – GPR, Radio Echo Sounding – RES) ist ein elektromagnetisches Impulsreflexionsverfahren, welches heute als kommerzielles Messverfahren unter anderem zur Klärung verschiedener geologischer- und ingenieurgeologischer Fragestellungen etabliert ist. Obwohl die Radartechnik bereits seit den 1930er Jahren entwickelt wird, erlangte dieses Ortungsverfahren erst in den 1980er Jahren an Bedeutung für die Akquisition von geologischen Informationen aus dem Untergrund. Aufgrund entscheidender Fortschritte in der Digitaltechnik, der Leistungsfähigkeit von Computern und portablen Akkumulatoren seit Mitte der 1990er Jahre erreicht die Weiterentwicklung der Geräte Vorteile in der Bedienbarkeit, der Aufnahmegeschwindigkeit und vor allem in der Speicherkapazität innerhalb eines handlichen und zeitlich leistungsfähigen Aufnahmemoduls (NEAL, 2004; BRISTOW AND JOL, 2003; JOL et al., 1996; ASPRION AND AIGNER, 1997).

Ziel einer Messung ist es, die unterschiedliche Permittivität mehrschichtig gelagerter Medien im Untergrund durch Radardaten abzuschätzen. Aus der ermittelten Parameterverteilung kann ein Abbild der unterschiedlichen und inhomogen verteilten Medien im Untergrund erstellt werden. Dadurch lassen sich beispielsweise struktureller Aufbau, lithologische Eigenschaften oder die stratigraphische Abfolge unterschiedlicher Sedimente und deren Lagerung im Untergrund rekonstruieren.

- Untersuchungen von Sediment- und Bodenstrukturen, Abgrenzung von Anomalien und Homogenbereichen
- Strukturerkundung im Salzbergbau (mit Bohrlochsonden)
- Analyse verborgener atektonischer (z.B. Erdfälle, Hangbewegungen) oder (neo-) tektonischer Strukturen (Verwerfungen)
- Nachweis von Hohlräumen
- Ortung von Rohrleitungen, Kabeln und anthropogenen Einlagerungen (z.B. Fässer, Fundamente etc.)
- Nachweis von Störungen, Klüften und Rissen im Festgestein
- Auffinden von Tonlinsen, Eiskeilen, Torfvorkommen etc.
- Ermittlung der Lage der Grundwasseroberfläche in Kies, Sand und Sandstein. Abbildung der Aquiferbasis (bei geringer Leitfähigkeit des Grundwassers)
- Prüfung des Zustandes von Deponieabdichtungssystemen
- Bestimmung des Feuchtigkeitsgehaltes von Böden und Bauwerken
- Materialprüfung

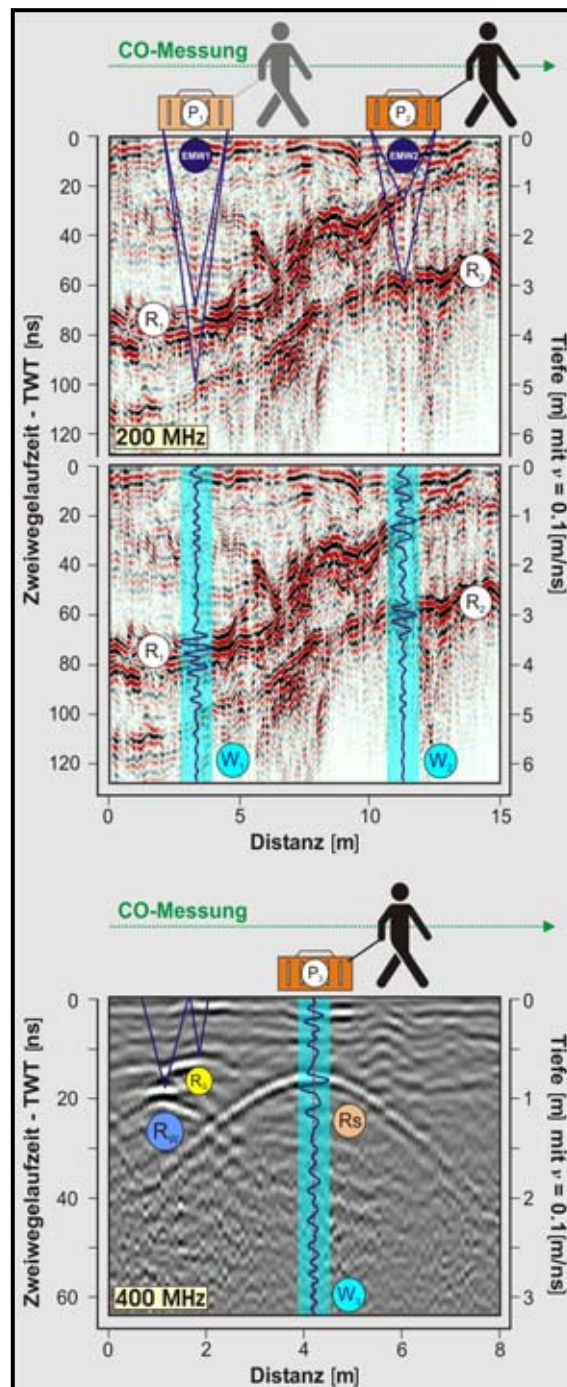
**Tab. CT.2:** Einsatzgebiete der GPR-Methode (ergänzt nach BLINDOW, 1997)

Die Qualität dieses noninversiven geophysikalischen Messverfahrens steht in Abhängigkeit zu bestimmten Bodenparametern. Somit können physikalische Bodeneigenschaften die Datenqualität beeinflussen und auch limitieren. Unter ungünstigen physikalischen Verhältnissen kann dieses Messverfahren auch vollständig versagen. In Tabelle CT.2 sind einige etablierte Anwendungsbereiche der GPR-Methode aufgeführt.

### Prinzip der Georadar-Methode

Bei diesem Messverfahren werden kurze elektromagnetische Impulse über eine breitbandige Dipol-Sendeantenne von der Geländeoberfläche in den Untergrund abgestrahlt. Nach der Reflexion des Signals an Schichtgrenzen oder Objekten im Untergrund bzw. der Streuung des Signals an Einlagerungen kann das Signal von einer Empfangsantenne wieder empfangen werden. Dabei sollte eine direkte oder angenäherte Ankopplung beider Antennen mit der Geländeoberkante bestehen. Registriert werden bei der Messung die Amplituden der elektrischen Feldstärke der empfangenen Signale in Abhängigkeit von der Zeit. Der Messvorgang wird über eine Steuereinheit manipuliert.

Durch die hohe Pulsfolge der Sendesignale und die Aneinanderreihung der einzelnen Signalspuren ist eine quasikontinuierliche Messung mit bewegter Antennenanordnung möglich. Das Resultat einer GPR-Messung ist ein zweidimensionaler Vertikalschnitt (Radargramm, Radarsektion, Radarprofil). Auf dessen x-Achse ist die Aneinanderreihung einzelner Messungen (Schüsse) entlang einer Strecke aufgetragen, gegen die z-Achse ist die Zwei-Wege-Laufzeit (*two-way travel time* – TWT) der ausgesendeten Welle in Nanosekunden (ns) dargestellt. Innerhalb dieses Diagramms werden die



**Abb. C.1:** Prinzip der GPR-Methode mit CO-Messung (*Constant-Offset-Messung*);  $P_{1,2,3}$ : Antennenposition,  $EMW_{1,2}$ : elektromagnetische Welle,  $R_{1,2}$ : Reflektoren,  $R_W$ : Wasserleitung,  $R_G$ : Gasleitung,  $R_s$ : Stromleitung,  $W_{1,2,3}$ : Signal des reflektierten EM-Strahls.



registrierten reflektierten Signale mit den elektromagnetischen Diskontinuitäten des Untergrunds als Amplituden jeder Einzelmessung abgebildet (Abb. C.1).

Das Georadarverfahren bietet sowohl eine hohe vertikale als auch horizontale Datenauflösung. Diese sind unter anderem von der eingesetzten Antennenfrequenz (Mittelfrequenz -  $f_m$ ) abhängig. Allgemein kann für eine Messung in ein und demselben Medium gelten: je höher die eingesetzte Antennenfrequenz, desto feiner das Auflösungsvermögen der zu detektierenden Objekte und desto geringer die Eindringtiefe. Absorption und Streuung des Signals führen zur Verringerung des Auflösungsvermögens sowie der Eindringtiefe.

Da der Untergrund im Allgemeinen durch inhomogen verteilte Medien mit unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften aufgebaut ist, kommt es im Verlauf eines Strahlenganges durch den oberflächennahen Untergrund vom Sender zum Empfänger zu Diskontinuitäten der Ausbreitungsgeschwindigkeiten sowie der resultierenden Laufzeit. An der Grenzschicht zwischen zwei unterschiedlichen Medien wird die Welle zurückgeworfen (Reflexion) und gebeugt (Diffraktion). Reflexion und Diffraktion elektromagnetischer Wellen entstehen, wenn im Untergrund stärkere Kontraste zwischen den elektrischen Materialeigenschaften auftreten und den Strahlenverlauf beeinflussen. Diese Unterschiede der verschiedenen Medien werden als Impedanzkontrast im Radargramm abgebildet. Dabei dominieren Änderungen der dielektrischen Permittivität ( $\epsilon$ ) und der Leitfähigkeit ( $\sigma$ ), während für die meisten geologischen Materialien (außer ferromagnetischen Stoffen) die magnetische Permeabilität  $\mu \approx \mu_0$  ist (BLINDOW, 1997).

Eine Limitierung des Messverfahrens kann dann eintreten, wenn beispielsweise in Oberflächennähe gut leitende Substrate, z.B. feuchte Tone und Schluffe, Wasser mit Salzfracht, eisenhaltige Schlacken (BLINDOW, 1997) oder Armierungen und Kontaminanten auftreten. Unter ungünstigen Verhältnissen können diese auch zum Versagen des Verfahrens führen.

### **GPR-Ausrüstung und Messgeometrien**

Eine Georadaranlage besteht grundsätzlich aus den drei funktionellen Gruppen, der Sendeantenne, der Empfangsantenne und dem Aufnahmemodul. Üblicherweise kommunizieren die drei funktionellen Gruppen über Kabelverbindungen (Mehrpolkabel, *Fiberoptics*) und werden über portable Energiequellen (Akkumulatoren) versorgt. Bei geologischen und ingenieurgeologischen Fragestellungen werden Antennen in einem Frequenzbereich zwischen 10 MHz und 3,0 GHz eingesetzt, für Materialprüfungen können die Frequenzen auch deutlich darüber liegen. Die jeweils einzusetzende Antennenfrequenz ist somit entsprechend der Aufgabenstellung und den Materialeigenschaften zu wählen. Gegebenenfalls können Parallelmessungen mit unterschiedlichen Antennenfrequenzen durchgeführt werden.

Neben den unterschiedlichen Frequenzbereichen unterscheidet man die Antennen auch nach der internen Konfiguration zwischen Sender- und Empfangsantenne. Diese

unterschiedlichen Konfigurationen werden als monostatisch oder bistatisch bezeichnet. Aus den unterschiedlichen Konfigurationen lassen sich zwei grundlegend verschiedene Messgeometrien ableiten: *Constant-Offset*-Messung (CO) und *Common-Mid-Point*-Messung (CMP).

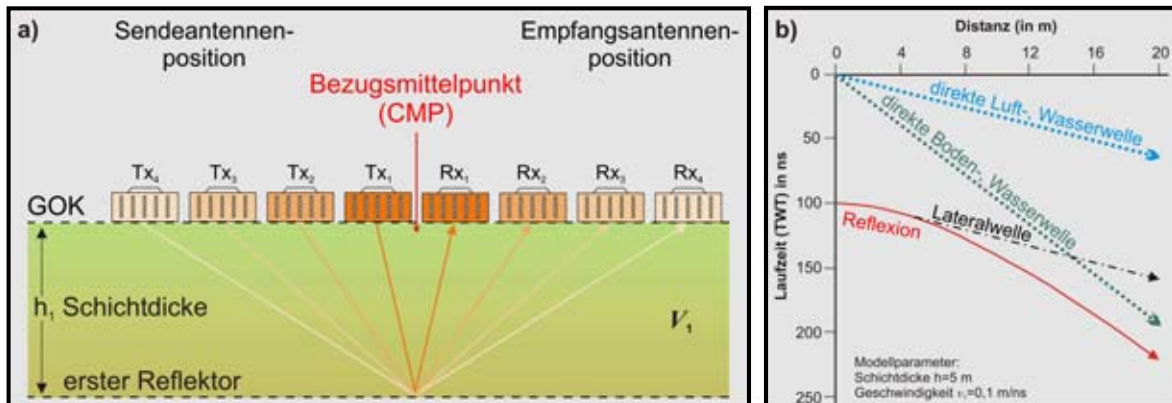
Bei einer monostatischen Antennenkonfiguration sind Sender und Empfänger mit einem festen Abstand (*offset*) zueinander konstruiert. Die Steuereinheit wechselt zwischen Sende- und Empfangsvorgang. Dabei wird der elektromagnetische Impuls entweder nach einem festgelegten zeitlichen Intervall, nach der zurückgelegten Distanz oder gegebenenfalls auch manuell ausgelöst. Das empfangene Signal wird aufgezeichnet und auf dem Display der Aufnahmestation angezeigt. Diese kompakte Antennenkonfiguration lässt lediglich eine *Constant-Offset*-Messkonfiguration zu (VAN DER KRUK et al., 1999). Für gewöhnlich wird die Antenne in dem CO-Modus entlang einer Profillinie bewegt (Abb. C.1). Dieser Messmodus wird auch als *reflection profiling mode* (RPM) bezeichnet (MØLLER et al., 2006). Durch die Aneinanderreihung einzelner Messungen über eine Distanz entsteht so ein Vertikalschnitt, der als Radargramm (Radarprofil, Radarsektion, GPR-Profil, GPR-Sektion) bezeichnet wird.

Bei einer bistatischen Antennenkonfiguration sind Sende- und Empfangsantenne in ihrem Abstand zueinander variabel. Dieser veränderbare *offset* erlaubt zusätzlich zur CO-Messkonfiguration auch *Common Mid Point* (CMP) Messungen, durch die die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle in den verschiedenen Medien des inhomogenen Untergrunds analysiert werden kann (JOL AND BRISTOW, 2003, Reynolds, 1997). Bei dieser Geschwindigkeitssondierung (*velocity sounding*) werden die Antennen von einem gemeinsamen Mittelpunkt äquidistant voneinander wegbewegt (Abb. C.2a). Unter der Voraussetzung einer söhlichen bis flach geneigten Lagerung wird so ein gemeinsamer Punkt im Untergrund unter verschiedenen Laufwegen abgebildet. Auf diese Weise lässt sich durch den *offset* und die Laufzeiten eine Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion bestimmen. Mit CMP-Messungen werden Modellfunktionen entwickelt, welche im Allgemeinen auf ein ganzes Messfeld angewendet werden. Abgebildet wird in einem CMP-Plot die ausgesendete direkte Luftwelle, die direkte Bodenwelle und die von Grenzflächen oder Objekten reflektierten Wellen, welche sich in den dielektrischen Eigenschaften unterscheiden. Theoretisch können auch refraktierte Wellen auftreten. Diese werden aber nur selten beobachtet, da in den überwiegenden Fällen die Geschwindigkeit mit der Tiefe abnimmt (BLINDOW et al., 1997). Ein Laufzeitdiagramm der auftretenden Wellentypen ist in Abbildung C.2b dargestellt.

Das Aufnahmemodul dient zum einen der Steuerung der Antennen und des Messvorgangs, zum andern der Datenaufnahme und deren Speicherung. Moderne Steuereinheiten wie die GSSI Sir 3000 sind handlich und können am Körper getragen werden. Ein integrierter Farbmonitor gewährleistet eine kontinuierliche Messüberwachung. Erste Aussagen bezüglich der Datenqualität und der sedimentären und strukturellen Gegebenheiten im Untergrund können so bereits während der

laufenden Messung gemacht werden. In Anhang D sind einzelne Komponenten einer Georadaranlage dargestellt.

Während einer kontinuierlichen Messung über eine Distanz erhält die Steuereinheit Informationen über die vermessene Profilstrecke via Messrad. Anhand dieser Information gibt die Steuereinheit, je nach vorgegebener Distanz zwischen zwei Schusspunkten, einen Messimpuls an die Antennen ab.



**Abb. C.2a:** Prinzip der CMP-Messung: Sendeantenne (Tx) und Empfangsantenne (Rx) werden für jeden Einzelschuss äquidistant, mit dem gleichen Abstand vom Bezugsmittelpunkt, voneinander wegbewegt. Tx 1-4 bzw. Rx 1-4 sind die jeweiligen Antennenpositionen, die Pfeile verdeutlichen den Verlauf der Strahlen, die am ersten Bodenhorizont (erster Reflektor) reflektiert werden. **b)** das Laufzeitdiagramm resultierend aus einer CMP-Messung verdeutlicht den Verlauf der unterschiedlichen Wellen (modifiziert nach WOLLNY, 1999).

### Physikalische Grundlagen und Kenngrößen

Grundlage für die Anwendung des GPR-Verfahrens sind die unterschiedlichen elektrischen und elektromagnetischen Eigenschaften der im Boden vorkommenden Medien. Durch Ableitung verschiedener Kenngrößen aus elektrischen und elektromagnetischen Messungen lassen sich die resultierenden Ergebnisse beispielsweise bestimmten Gesteinsformationen oder Strukturen zuordnen. Die Ausbreitung elektromagnetischer (EM) Wellen in geologischen Medien wird in der Wellentheorie im Wesentlichen durch die Maxwell-Gleichungen beschrieben. Die theoretischen Grundlagen und Herleitungen sind in der Literatur detailliert von ULRIKSEN (1982) und DANIELS (1989) beschrieben.

Die dielektrische Permittivität  $\varepsilon$  gibt die Durchlässigkeit eines Mediums für elektrische Felder an. Auch dem Vakuum ist eine Permittivität  $\varepsilon_0$  zugewiesen, da sich im Vakuum auch elektrische Felder einstellen oder elektromagnetische Felder ausbreiten können. Die Permittivitätszahl (relative Permittivität)  $\varepsilon_r$  ist das Verhältnis von  $\varepsilon$  zu der elektrischen Feldkonstante  $\varepsilon_0$ , der Permittivität des Vakuums (G.1).

$$\varepsilon_r = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \quad (\text{G.1}) \quad \text{mit} \quad \varepsilon_0 = 8,854410^{-12} \frac{\text{As}}{\text{Vm}}$$

Die dimensionslose Größe  $\varepsilon_r$  kennzeichnet die das Feld schwächenden Effekte der dielektrischen Polarisierung innerhalb elektrisch isolierender Materialien. Für das GPR-

Verfahren lässt sich das Ausbreitungsverhalten elektromagnetischer Wellen durch die folgenden frequenzabhängigen komplexen Materialkonstanten beschreiben:

$$\varepsilon_r = \varepsilon' - i\varepsilon'' \quad \text{in} \quad \frac{As}{Vm} \quad (\text{G.2})$$

Die komplexe Permittivität (G.2) beschreibt die dielektrischen Eigenschaften des Materials. Dabei beschreibt  $\varepsilon'_r$  die Stärke der Polarisation (G.3) und  $\varepsilon''_r$  die dissipativen Verluste (G.4).

$$\varepsilon'_r = \frac{\varepsilon'}{\varepsilon_0} \quad (\text{G.3}) \quad \varepsilon''_r = \frac{\varepsilon''}{\varepsilon_0} \quad (\text{G.4})$$

Die magnetische Permeabilität  $\mu$  ist das magnetische Äquivalent zur dielektrischen Permittivität und beschreibt ein Maß der Durchlässigkeit von Medien für magnetische Felder (POWERS, 1997). Die magnetische Feldkonstante  $\mu_0$  gibt die magnetische Permeabilität des Vakuums an. Die skalare Größe  $\mu_0$  ist eine physikalische Konstante. Die dimensionslose *Permeabilitätszahl*  $\mu_r$ , ist entsprechend das Verhältnis von  $\mu$  zur magnetischen Feldkonstante  $\mu_0$  (G.5). Für das Vakuum ergibt sich eine Permeabilitätszahl von 1.

$$\mu_r = \frac{\mu}{\mu_0} \quad (\text{G.5}) \quad \text{mit} \quad \mu_0 = 1 \frac{Vs}{Am}$$

Wie fast alle physikalischen Materialeigenschaften ist auch die Permeabilität in der verallgemeinerten Form eigentlich ein dreidimensionaler Tensor zweiter Stufe. Bei den meisten Materialien ist die Anisotropie der magnetischen Eigenschaften aber so klein, dass eine Beschreibung als skalare, komplexe Permeabilität ausreichend ist (G.6).

$$\mu = \mu' - i\mu'' \quad (\text{G.6})$$

Mit dem Realteil der komplexen Permeabilität  $\mu'_s$  kann die Induktivität berechnet werden, dieser Teil gibt sozusagen die Magnetisierbarkeit an. Der Imaginärteil  $\mu''_s$  hingegen beschreibt die Größe der Ummagnetisierungsverluste, das heißt, den magnetischen Widerstand des Mediums.

Mit Ausnahme der ferroelektrischen Medien mit einer deutlich höheren relativen Permeabilität als 1, ist auch der Imaginärteil der komplexen Permeabilität vernachlässigbar, ebenso die Frequenzabhängigkeit der Permeabilität. Es ergibt sich eine skalare, frequenzunabhängige Permeabilität (G.7).

$$\mu = \mu_0 \cdot \mu_r \quad (\text{G.7})$$

Für die meisten geologischen Medien gilt nach BLINDOW et al. (1997) die Gleichung (G.8):

$$\mu \approx 0 = 4\pi 10^{-7} \frac{Vs}{Am} \quad (\text{G.8})$$

Die elektrische Leitfähigkeit  $\sigma$  ist die Fähigkeit eines Stoffes, Ladung innerhalb eines statischen elektrischen Feldes zu transportieren. Die Ursache für die unterschiedliche Leitfähigkeit verschiedener Sedimente und Festgesteine liegt hauptsächlich in dem Zusammenspiel von drei Faktoren:

Die elektronische (metallische) Matrixleitfähigkeit ist abhängig von der Zusammensetzung der gesteinsbildenden Minerale. Während Silikate, Karbonate und Sulfate geringe Leitfähigkeiten besitzen, bilden Gesteine mit hohem Erzmineralanteil oder Kohlenstoff von hochentkohlter Form (z.B. Graphit) hohe Leitfähigkeiten durch freie Elektroden (WEIDELT, 1997). Der spezifische Widerstand natürlicher Mineralien bewegt sich im Bereich von  $10^{-8}$  bis  $10^{17}$   $\Omega\text{m}$ , ein Bereich von über 20 Zehnerpotenzen. Obwohl der Widerstand der Gesteine im Prinzip vom Widerstand ihrer Mineralien bestimmt wird, kommt der Porosität, der Permeabilität und der Porenfüllung eine weitaus größere Bedeutung zu (Geophysikalischer Feldkurs-Geoelektrik-ETHZ, online).

- Bei der elektrolytischen Leitfähigkeit wird der Ladungstransport von den Ionen der im Wasser gelösten Salze übernommen. Eine wässrige Lösung in den Poren eines Gesteins führt durch ihre elektrolytische Stromleitung zu einer drastischen Erhöhung der Leitfähigkeit. Wassergesättigte Gesteine und Sedimente, wie sie häufig nahe der Erdoberfläche vorliegen, zeigen gegenüber trockenen Gesteinen hohe Leitfähigkeiten.
- Die Grenzflächenleitfähigkeit - auch Überschussleitfähigkeit genannt – umfasst den Anteil der gesamten Gesteinsleitfähigkeit, der weder durch die elektrolytische Leitfähigkeit des Porenwassers noch durch die elektronische Leitfähigkeit von Gesteinskomponenten verursacht wird. Dieser Anteil, der vor allem als Eigenschaft der Tone bekannt ist und mit deren Kationenaustauschvermögen in Verbindung steht (WAXMAN AND SMITS, 1968), tritt bei geringer Mineralisation des Wassers auch in Sanden auf. Er entsteht durch Wechselwirkung der Porenflüssigkeit mit der Gesteinsmatrix, die zur Ausbildung einer elektrischen Doppelschicht an der Grenzfläche Porenflüssigkeit zur Gesteinsmatrix führen und den Stromfluss im Bereich der Kornoberflächen bedingen (WEIDELT, 1997). Detaillierte Ausführungen zu den einzelnen Leitfähigkeitsfaktoren und deren Berechnungen finden sich in KNÖDEL (1997).

Allgemein ist die Gesteinsleitfähigkeit somit abhängig von der Wassersättigung, dem Chemismus der Porenwässer und der Lithologie. Die Leitfähigkeit erhöht sich mit zunehmender Wassersättigung, wachsendem Anteil toniger Bestandteile und steigendem Ionengehalt der elektrolytischen Porenfüllung. Eine hohe Leitfähigkeit kann entsprechend zu einem Teilverlust der eingespeisten Energie und in einem ungünstigen Umfeld auch zum vollständigen Signalverlust führen. Ein wenig durchlässiges (bindiges) und tonreiches Sediment zeigt somit geringe elektrische Widerstände, während ein eher porenreiches Sediment mit zunehmendem Sandanteil hohe Widerstände bietet (MØLLER et al., 2006; SÖRENSEN et al., 2005). Entsprechend

zeigen Hohlräume sehr hohe Widerstände, da keine Leitfähigkeit vorhanden ist. Tabelle CT.3 zeigt spezifische elektrische Widerstände verschiedener Medien.

Material	Wertebereich (Ohmmeter)	
	Minimum	Maximum
Kies	50 (wassergesättigt)	$>10^4$ (trocken)
Sand	50 (wassergesättigt)	$>10^4$ (trocken)
Schluff	20	50
Geschiebemergel	30	70
Lößlehm	30	100
Lehm (als Ziegel)	500	5000
Ton (erdfeucht)	3	30
Ton (trocken)		$> 1000$
Torf, Humus, Schlick	15	25
Mudde, Faulschlamm	10	40
Moorböden	10	150
Braunkohle	10	150
Erdöl	$10^9$	$10^{12}$
Ölsand (trocken)	$10^4$	$10^{15}$
Haus- und Industriemüll	$< 1$	$> 1000$ (Plastik)
Sandstein	$< 50$ (klüftig, feucht)	$> 10^5$ (kompakt)
Kalkstein	100 (klüftig, feucht)	$> 10^5$ (kompakt)
Tonschiefer	50 (klüftig, feucht)	$> 10^5$ (kompakt)
Magmatite, Metamorphite	150 (verwittert, feucht)	$> 10^6$ (kompakt)
Schwarzschiefer	$<1$	50
Steinsalz	30 (feucht)	$>10^6$ (trocken)
destilliertes Wasser		$10^3$
Schneefirn		$10^5$
natürliches Wasser	10	300
Meerwasser (35‰ NaCl)	0,25	
Salzlaugen	$<0,1$	

**Tab. CT.3:** spezifische elektrische Widerstände für Lockersedimente, organogene und anthropogene Ablagerungen, Festgesteine und Wasser (modifiziert nach WEIDELT, 1997).

### Frequenzabhängigkeit dielektrischer Parameter

Beim Einwirken von elektromagnetischen Wechselfeldern auf verschiedene Medien treten Energieverluste auf, welche durch unterschiedliche Mechanismen verursacht werden. Diese sind Polarisierungseffekte, welche stark von der Frequenz des einwirkenden Feldes abhängig sind. Von hohen zu niedrigen Frequenzen sind dies nach DANIELS (1989) und OLHOEFT (1985):

- Elektronen-Polarisation
- Molekül-Polarisation
- Ionen-Polarisation
- Orientierungspolarisation
- Raumladungspolarisation

Für den Frequenzbereich des GPR-Verfahrens in verschiedenen Medien können Verluste durch Reorientierung der polaren Wassermoleküle Einfluss nehmen. Dieser



Bereich der Orientierungspolarisation wurde von DEBYE (1929) genauer untersucht und wird als Debye-Relaxation bezeichnet.

Wenn man in einem Zustand, in dem sich das elektrische Feld und die Polarisation in Phase befinden (sogenannter quasistationärer Zustand), die Frequenz erhöht, dann können die Dipole dem äußeren Feld nicht mehr folgen, und es kommt zu einer Phasenverschiebung. Die dadurch bedingte Erhöhung der effektiven Leitfähigkeit führt somit zu einer frequenzabhängigen Absorption. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit im GPR-Frequenzbereich bleibt dagegen annähernd konstant (GROSS, 1997).

Die Auswirkung der Orientierungspolarisation des Wassers auf die relative Dielektrizitätszahl wird mit dem Debye'schen Relaxationsmodell (DEBYE, 1929) beschrieben. Dabei gilt für den Realteil der Dielektrizitätskonstante (G.9) und für den Imaginärteil folgende Gleichung (G.10):

$$\varepsilon_r' = \frac{(\varepsilon_{rs} - \varepsilon_{r\infty})}{1 + \omega^2 \tau^2} \quad (\text{G.9}) \qquad \varepsilon_r'' = \frac{(\varepsilon_{rs} - \varepsilon_{r\infty})\omega\tau}{1 + \omega^2 \tau^2} \quad (\text{G.10})$$

Dies gilt mit der im Allgemeinen temperaturabhängigen Relaxationszeit  $\tau$ , der statischen Permittivität  $\varepsilon_{rs}$  bei  $\omega \rightarrow 0$  sowie der Permittivitätszahl  $\varepsilon_{r\infty}$  bei  $\omega \rightarrow \infty$ .

Die Permittivitätszahl  $\varepsilon_{r\infty}$  hat nach KING AND SMITH (1981) einen annähernd konstanten Wert von 5,5. Der stark temperaturabhängige Wert für die statische Permittivität beträgt bei 20°C  $\varepsilon_{rs} = 80,4$ . Mit abnehmender Temperatur steigt dieser Wert weiter an. Für die Relaxationszeit werden in der Literatur aufgrund der Abhängigkeit der Wasserzusammensetzung (PIPATPAN, 2002) sehr unterschiedliche Werte angegeben. GROSS (1997) nennt für Porenwasser einen Wert von  $\tau = 5,5 \cdot 10^{-11} \text{ s}$ , VON HIPPEL (1981) gibt dagegen einen Wert von  $\tau = 2,5 \cdot 10^{-11} \text{ s}$  an.

### Frequenzabhängigkeit der Wellengeschwindigkeit

In dem Frequenzbereich des Georadars kann bei geringen elektrischen Leitfähigkeiten des Bodens von einer weitgehenden Unabhängigkeit der relativen Dielektrizitätszahl ausgegangen werden. Mit der Annahme, dass für die meisten Materialien  $\mu \approx 1$  gilt ergibt sich die sogenannte „Hochfrequenz-Approximation“ der Phasengeschwindigkeit (G.11).

$$v = \frac{c_0}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (\text{G.11})$$

Hieraus wird ersichtlich, dass die Geschwindigkeit im Wesentlichen von dem Dielektrizitätskoeffizienten abhängig ist. In erster Näherung kann damit auch die Wellengeschwindigkeit als frequenzabhängig betrachtet werden. Militzer & Weber (1985) sehen diese Annäherung nur in Zusammenhang mit Antennenfrequenzen über 100 MHz als gültig an. Ab Frequenzen über 1 GHz nimmt die Geschwindigkeit aufgrund der Relaxation der Wasserdipole schnell zu (DAVIS AND ANNAN, 1989). NEAL (2004) zeigt eine komplexere Annäherung (G.12) unter Einbezug der Geschwindigkeit

der elektromagnetischen Welle  $v$ , der Frequenz  $f$ , der Vakuum-Lichtgeschwindigkeit  $c_0$  und den Eigenschaften der Medien des Untergrundes, welche durch die relative dielektrische Permittivität  $\epsilon_r$ , relativer magnetischer Permeabilität  $\mu_r$  und der elektrischen Leitfähigkeit  $\sigma$  beschrieben ist. Typische Geschwindigkeiten der elektromagnetischen Wellengeschwindigkeit sind in Tabelle CT.4 aufgeführt.

$$v = \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon_r \mu_r \frac{1 + \sqrt{1 + (\sigma / 2\pi f \epsilon)^2}}{2}}} \quad (\text{G.12})$$

Material	$\epsilon'_r$	$\sigma \left( \frac{\text{mS}}{\text{m}} \right)$	$v \left( \frac{\text{m}}{\text{ns}} \right)$	$\alpha' \left( \frac{\text{dB}}{\text{m}} \right)$
Luft	1	0	0,2998	0
Aqua dest.	80	0,01	0,033	0,002
Süßwasser	80	0,5	0,033	0,1
Meerwasser	80	30000	0,01	1000
gesättigter Sand	20-30	0,1 - 1	0,06	0,03 - 0,3
trockener Sand	3 - 5	0,01	0,15	0,01
Schluff	5 - 30	1 - 100	0,07	1 - 100
Ton	5 - 40	2 - 1000	0,06	1 - 300
Kalkstein	4 - 8	0,5 - 2	0,12	0,4 - 1
Schiefer	5 - 15	1 - 100	0,09	1 - 100
Granit	6	0,01 - 1	0,12	0,01 - 1
trockenes Salz	$\approx 6$	0,001 - 0,1	0,125	0,01 - 1
Eis	3,18	0,01	0,168	0,02

Tab. CT.4: Typische Werte für Dielektrizitätszahl, Leitfähigkeit, Geschwindigkeit und Dämpfung einiger Medien bei 100 MHz, für Eis bei 60 MHz (DAVIS & ANNAN, 1989; BLINDOW et al., 1997).  $\epsilon'_r$  von Wasser ist temperaturabhängig (angegebene Werte gelten für 20°C).

### Reflexion und Transmission

Die unterschiedlichen Medien im Untergrund zeigen verschiedene dielektrische Eigenschaften. Analog zur Optik und zur Seismik entstehen so beim Auftreffen von EM-Wellen auf eine Grenzschicht zwischen zwei unterschiedlichen Medien eine reflektierte und eine gebrochene Welle. Der Kontrast zwischen den beiden Medien wird an der Grenzschicht als Impedanzkontrast in der Radarsektion dargestellt. Das Amplitudenverhältnis der einfallenden zur reflektierten bzw. gebrochenen Welle wird durch Reflexions- und Transmissionskoeffizienten ausgedrückt.

Das Verhältnis des elektrischen Feldanteils zum magnetischen Feldanteil wird als komplexer Feldwellenwiderstand oder als Impedanz  $Z$  bezeichnet (G.13). Sofern die Welle sich nicht in elektrisch leitendem Material ausbreitet, gilt:

$$Z\omega = \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon_r}} \quad \text{mit:} \quad \begin{array}{l} \omega = \text{Kreisfrequenz} \\ \mu = \text{komplexe Permeabilität} \\ \epsilon_r = \text{komplexe Permittivität} \end{array} \quad (\text{G.13})$$

Der Amplituden-Reflexionskoeffizient beschreibt das Maß der an einer Grenzfläche reflektierten Energie und ist dimensionslos. Dieser Amplituden-Reflexionskoeffizient  $r$  und der Amplituden-Transmissionskoeffizient  $t$  mit dem Einfallswinkel  $\phi$ , dem Brechungswinkel  $\psi$ , den Geschwindigkeiten  $v_1$  und  $v_2$  sowie den komplexen Wellenwiderständen  $Z_1$  und  $Z_2$  wird für die EM-Welle nach DEMTRÖDER (1995) wie folgt beschrieben:

$$r_2 = \frac{Z_2 \cos \phi - Z_1 \cos \psi}{Z_2 \cos \phi + Z_1 \cos \psi} \quad (\text{G.14}) \quad \text{und} \quad t_2 = \frac{2Z_1 \cos \phi}{Z_2 \cos \phi + Z_1 \cos \psi} \quad (\text{G.15})$$

$$r_1 = \frac{Z_1 \cos \phi - Z_2 \cos \psi}{Z_1 \cos \phi + Z_2 \cos \psi} \quad (\text{G.16}) \quad \text{und} \quad t_1 = \frac{2Z_1 \cos \phi}{Z_1 \cos \phi + Z_2 \cos \psi} \quad (\text{G.17})$$

Abhängig von den Impedanzen der angrenzenden Schichten können die Koeffizienten komplexwertig sein, was einer Phasenverschiebung des Signals entspricht (PIPATPAN, 2002). Für den senkrechten Einfall der Welle gilt:

$$r = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (\text{G.18}) \quad \text{und} \quad t = \frac{2Z_2}{Z_2 + Z_1} \quad (\text{G.19})$$

Unter verlustarmen Bedingungen berechnet sich der Amplituden-Reflexionskoeffizient  $r$  nach BLINDLOW et al. (1997), wie in (G.20) dargestellt.

$$r \approx \frac{\sqrt{\epsilon'_{r1}} - \sqrt{\epsilon'_{r2}}}{\sqrt{\epsilon'_{r1}} + \sqrt{\epsilon'_{r2}}} \approx \frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1} \quad (\text{G.20})$$

### Wellenwege und Laufzeiten

Beim GPR-Verfahren treten, ähnlich wie in der Seismik, direkte und reflektierte Wellen auf. Refraktierte Wellen sind eher selten zu beobachten, da in den überwiegenden Fällen die Geschwindigkeit mit der Tiefe abnimmt. Eine Ausnahme stellen Wassermessungen dar, bei denen sich die EM-Wellen in der obersten Schicht (Wasser) mit einer geringeren Geschwindigkeit als in der folgenden Schicht ausbreiten. Als direkte Welle ist zum einen die Bodenwelle und zum anderen die Luftwelle bzw. bei Messungen im Wasser die Wasserwelle vorhanden (Abb. C.3). Direkte Wellen verlaufen über- bzw. unterhalb der Grenzfläche. Ihre Laufzeiten  $t$  berechnen sich aus der Vakuum-Lichtgeschwindigkeit  $c_0$ , der Wassergeschwindigkeit  $v_0$ , der Geschwindigkeit für die Bodenwelle  $v_1$  sowie der Ausbreitungsentfernung  $\chi$  aus:

$$t_{\text{Luft}} = \frac{\chi}{c_0} \quad (\text{G.21}) \quad t_{\text{Wasser}} = \frac{\chi}{v_0} \quad (\text{G.22}) \quad t_{\text{Boden}} = \frac{\chi}{v_1} \quad (\text{G.23})$$

Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten für die direkten Wellen ergeben sich aus Tabelle CT.4. Wenn elektromagnetische Wellen auf eine Grenzfläche treffen, wird ein Teil der

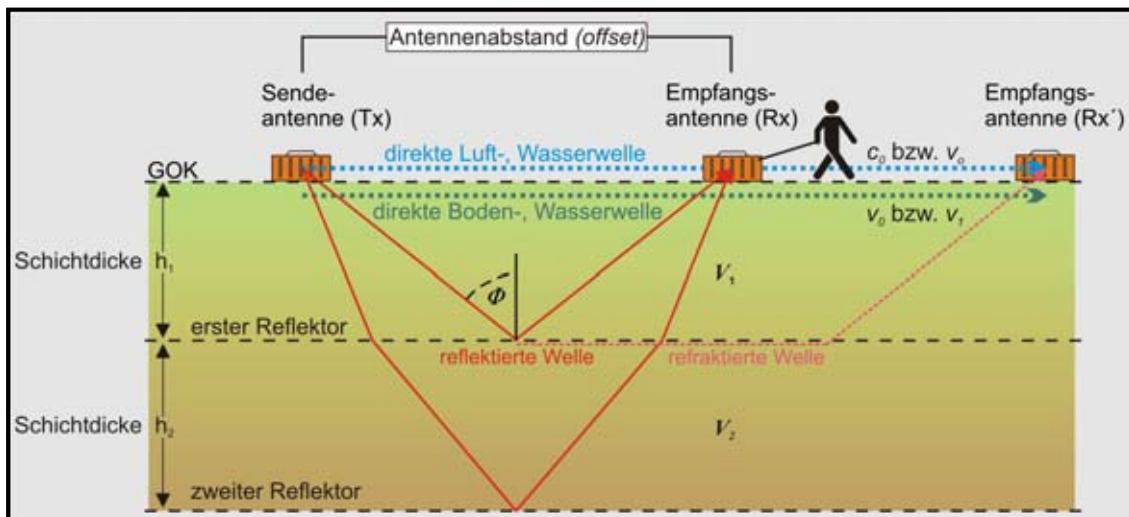
einfallenden Energie reflektiert, der andere Teil transmittiert bzw. refraktiert. Die Laufzeit der reflektierten Welle berechnet sich wie folgt:

$$t_r = \frac{\sqrt{(\chi^2 + 4h^2)}}{v} \quad (\text{G.24})$$

Trifft eine reflektierte Welle unter dem Grenzwinkel der Totalreflexion (G.25) auf die darüber liegende Grenzschicht, so entsteht eine Lateralwelle, die unter der Bedingung  $v_1 > v_2$  in das obere Medium refraktiert wird. Die Laufzeit  $t_l$  der Lateralwelle ergibt sich aus (G.26).

$$\phi_c = \arcsin \frac{v}{c_0} \quad (\text{G.25}) \quad t_l = \frac{\chi}{c_0} + 2h \sqrt{\frac{1}{v^2} - \frac{1}{c_0^2}} \quad (\text{G.26})$$

Bei Messungen im Wasser ist aufgrund der geringeren Geschwindigkeit im oberen Medium keine Lateralwelle möglich.



**Abb. C.3:** Strahlenverlauf der unterschiedlichen elektromagnetischen Wellen mit Grenzwinkel der Totalreflexion  $\phi$ .

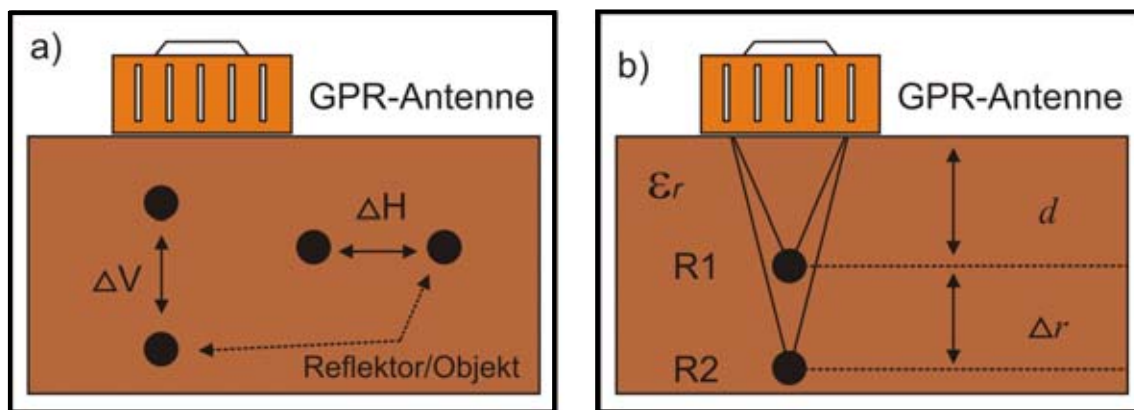
### Geometrische Dämpfung & diffuse Reflexion

Neben der Antennenfrequenz, Leitfähigkeits- sowie dielektrischen und magnetischen Effekten der unterschiedlichen Medien im Untergrund, kann die Ausbreitung einer elektromagnetischen Welle auch durch geometrische Effekte gedämpft oder bis zum Totalverlust des Signals führen. Grenzflächen mit einer großen Rauigkeit relativ zur Wellenlänge reflektieren diffus. Enthält das Material viele Streuzentren, folgt die Reflexion dem Lambertschen Gesetz. Die Haupt-Rückstreuung erfolgt senkrecht zum Material, unabhängig von der Einstrahlungsrichtung. Allgemein gilt, je inhomogener das Feld in horizontaler Richtung ist, desto stärker ist der Energieverlust mit der Tiefe  $h$ . Auch ZIEKUR (2000) sieht diesen Energieverlust in einer gekrümmten Wellenfront, welche durch Inhomogenitäten des unregelmäßigen Aufbaus im Untergrund entstehen. Durch eine starke Diffusion resultiert die Abnahme der Signalstärke mit dem inversen

Quadrat der Tiefe, da sich die elektromagnetische Welle keulenförmig ausbreitet (NEAL, 2004).

### Auflösungsvermögen und Messfrequenz

Unter dem Auflösungsvermögen versteht Annan (2003) die Kapazität eines Radarsystems, individuelle Elemente im Untergrund voneinander zu unterscheiden. Dabei ist es notwendig, das vertikale (*down-range, depth* oder *longitudinal*) Auflösungsvermögen  $\Delta_V$  von dem horizontalen (*cross-range, angular, lateral* oder *plain*) Auflösungsvermögen  $\Delta_H$  zu unterscheiden (Abb. C.4a, b).



**Abb. C.4:** Schematische Darstellung von **a)** horizontaler ( $\Delta H$ ) und vertikaler ( $\Delta V$ ) Auflösung; **b)** Kapazität einer Radarantenne, Reflexionen zweier Objekte mit einer vertikalen Differenz  $\Delta r$  darzustellen (nach RIAL et al., 2009)

Das vertikale Auflösungsvermögen zeigt sich in der Kapazität des Radar-Equipments, innerhalb eines Zeitraumes zwei aufeinander folgende Reflexionen als verschiedene Ereignisse darzustellen (LORENZO, 1996). Abbildung 6.4b zeigt Reflexionen zweier Objekte, welche von der Radarantenne unterschieden werden können. Allgemein ergibt sich folgender mathematischer Zusammenhang zwischen Wellenlänge  $\lambda$ , Frequenz  $f$  und Geschwindigkeit  $v$  (G.27).

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (\text{G.27})$$

Die vertikale Auflösung steht also in direkter Verbindung mit der Länge des Radarpulses. Dieser wiederum begründet sich auf der Mittelfrequenz einer jeweiligen Antenne und ist somit geräteabhängig. Unter Berücksichtigung von  $t_1$  und  $t_2$ , die die jeweilige Laufzeit für die Reflexionen R<sub>1</sub> und R<sub>2</sub> sind und  $v$  die Wellengeschwindigkeit darstellt, ergibt sich nach ANNAN (2003) der Zusammenhang (G.28).

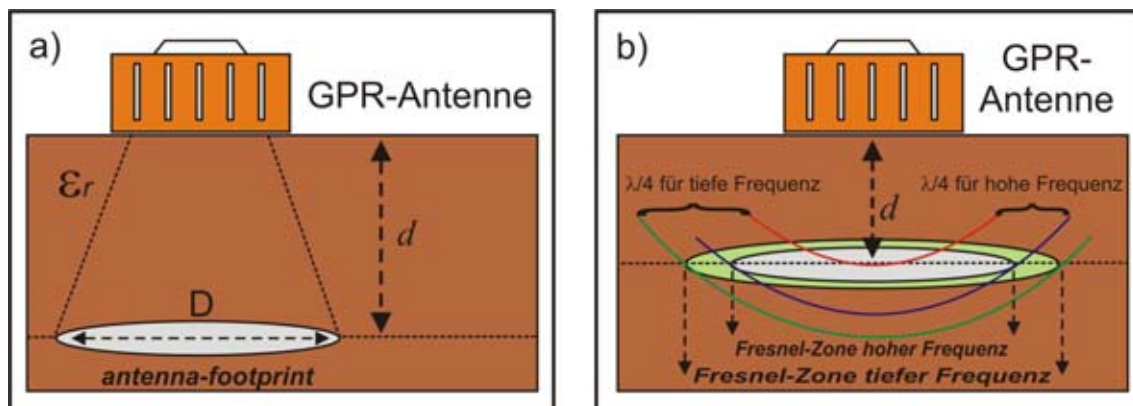
$$\Delta t = t_2 - t_1 = \frac{2\Delta r}{v} \quad (\text{G.28})$$

Allgemein gilt, dass zwei Ereignisse unterschieden werden können, wenn die Reflektoren in einem zeitlichen Abstand der halben effektiven Pulsdauer  $\tau_p$  voneinander entfernt liegen (MILLARD et al., 2002). Die erwartete räumliche vertikale

Auflösung kann aus der effektiven Pulsdauer  $\tau_p$  des Radars und der Wellenausbreitungsgeschwindigkeit in einem Medium nach ANNAN (2003) wie nach (G.29) berechnet werden:

$$\Delta v \approx \frac{\tau_p v}{4} = \frac{\tau_p c}{4\sqrt{\epsilon_r}} \quad (\text{G.29})$$

Diese theoretische Annäherung berücksichtigt nicht, dass die Charakteristik des initialen Radarsignals während seiner Verbreitung im Untergrund zu variieren beginnt. In den meisten natürlichen Medien wächst die Dämpfung der elektromagnetischen Welle mit der Frequenz, was auch als Dispersionseffekt beschrieben wird. Dabei kommt es innerhalb des Durchlaufes der Welle durch unterschiedliche Medien zu einem *low-pass*-Filter Effekt, was sich zum einen in der Länge des Pulses äußert und sich zum anderen in einer Verschlechterung der Auflösung widerspiegelt. Während der Ausbreitung der elektromagnetischen Welle kommt es also zum Verlust der hohen Frequenzanteile; trotzdem bleibt in manchen Fällen die Auflösung hier nahezu unbeeinträchtigt. Dieses erklärt sich dadurch, dass, obwohl im Allgemeinen Medien mit einem hohen Wasseranteil zu einer verstärkten Dämpfung tendieren, eine signifikant hohe Wassersättigung auch zur Reduzierung der Pulslänge führen kann (DANIELS, 2004).



**Abb. C.5:** Schematische Darstellung **a)** der Fresnel-Zone (*antenna footprint*) mit  $d$ =Tiefe,  $\epsilon_r$ =relative Permittivität; **b)** schematische Darstellung des Zusammenhangs zwischen dem Durchmesser ( $D$ ) der Fresnel-Zone, Wellenlänge und Tiefenlage des Reflektors (nach RIAL et al., 2009).

Das horizontale Auflösungsvermögen einer Radaranlage beschreibt die Minimaldistanz zwischen zwei ortbaren Reflektoren, welche sowohl in gleicher Tiefenlage als auch parallel zur Oberfläche des analysierten Mediums gelagert sind (DANIELS et al., 1988). Durch dieses Maß ist zum einen der horizontale Abstand zwischen zwei zu ortenden Objekten definiert, als auch die minimale Objektgröße zu ortender Reflektoren. Das horizontale Auflösungsvermögen einer Antenne hängt vom *trace interval*, dem Öffnungswinkel der Strahlenkeule, der Reflektorengröße und der Tiefenlage des Reflektors ab. Das *trace interval* wird in der Regel durch den Anwender vor einer jeweiligen Datenakquisition definiert. Die Strahlengeometrie hingegen hängt von den Charakteristika der Antenne sowie von der Ausbreitung innerhalb verschiedener



Medien im Untergrund ab (PEREZ-GRACIA, 2001). Ein schmaler Strahlenverlauf sorgt im Allgemeinen für eine bessere horizontale Auflösung. Dieser Strahlenverlauf kann als nahezu keulenförmiges Energiebündel beschrieben werden, welches in einer bestimmten Tiefe die Reflektoroberfläche schneidet. Wie bei einem Lichtstrahl, welcher beim Auftreffen auf eine Reflektoroberfläche diese illuminiert, wird der entsprechende Bereich des Reflektors einer Radarkeule als „*radar footprint*“ (SHERIFF, 1977) oder auch „*antenna footprint*“ bezeichnet. Dieser Bereich ist durch die Fresnel-Zone definiert (Knapp, 1991).

Innerhalb dieser Zone kann theoretisch ein zweiter Reflektor vorhanden sein, welcher nicht als einzelnes Objekt abgebildet werden kann. Somit definiert der Durchmesser des „*antenna footprints*“ das horizontale Auflösungsvermögen ( $\Delta H$ ). Zur Abschätzung des Auflösungsvermögens dienen unterschiedliche mathematische Modelle. Eine gängige Annäherung an den Durchmesser ( $D$ ) der ersten Fresnel-Zone wird von Perez-Gracia (2001) mit der Gleichung (G.30) gegeben.

$$\Delta_H = D = \sqrt{\frac{\lambda^2}{4} + d\lambda} \quad (\text{G.30})$$

Ein weiteres Modell geben CONYERS AND GOODMAN (1997) mit der Gleichung (G.31).

$$\Delta_H = D = \frac{\lambda}{2} + \frac{2d}{\sqrt{\varepsilon_r + 1}} \quad (\text{G.31})$$

In den beiden Gleichungen steht  $\lambda$  für die Wellenlänge,  $d$  ist die vertikale Distanz zwischen Antenne und der Reflektorenoberfläche;  $\varepsilon_r$  ist die relative Permittivität des Untergrunds. NEAL (2004) beschreibt den „*antenna-footprint*“ durch die Gleichung (G.32).

$$A = \frac{\lambda}{4} + \frac{D}{\sqrt{K - 1}} \quad (\text{G.32})$$

Dabei steht  $A$  für die Annäherung an den Durchmesser der ersten Fresnel-Zone im verborgenen Untergrund in einer Tiefe  $D$ ,  $\lambda$  ist wiederum die Wellenlänge und  $K$  ist die relative Permittivität in einer gegebenen Tiefe. Weitere Annäherungen an das horizontale Auflösungsvermögen mittels unterschiedlicher mathematischer Ansätze finden sich beispielsweise bei DANIELS (2004) oder FORKMANN (2006).

Die Auswahl des geeigneten Equipments während einer Messkampagne im Feld ist somit immer ein Kompromiss aus Eindringtiefe und Auflösungsvermögen. Als Faustregel zur Einschätzung der Distanz zwischen zwei theoretisch auflösbaren Reflektoren im Feld sollte mindestens  $\frac{1}{4}$  -  $\frac{1}{2}$  der Wellenlänge gewählt werden (SHERIFF, 1995). MØLLER AND VOSGERAU (2006) propagieren  $\frac{1}{2}$  - 1 der Wellenlänge für die praktische Arbeit im Gelände zu kalkulieren. Als Rechenbeispiel führen MØLLER AND VOSGERAU (2006) an, dass bei der halben Wellenlänge die vertikale Auflösung einer 100 MHz-Antenne in trockenem Sand ( $v=0,15$  m/ns) 0,75 m beträgt.

Entsprechend gilt für eine 200 MHz-Antenne ein Auflösungsvermögen von ca. 0,38 m und für eine 400 MHz-Antenne ein rechnerisches Auflösungsvermögen von 0,19 m.

### **Prozessing von GPR-Daten**

Bevor GPR-Daten für die Interpretation zur Verfügung stehen, müssen gewisse Vorarbeiten an den Rohdaten vorgenommen werden. Rohdaten sind ursprüngliche und somit noch unveränderte Messwerte. Diese Rohdaten können entweder durch Zusatzinformationen ergänzt werden oder der vorhandene Datensatz wird um ursprüngliche Informationen gekürzt. Bei diesem „*editing*“ wird allerdings keine Veränderung an den Messwerten selbst vorgenommen. Durch die Bearbeitung der Rohdaten (*prozessing*) sollen aus der Gesamtheit der aufgenommenen Daten nur die relevanten Informationen für ein möglichst genaues Modell des Untergrundes herausgefiltert und korrigiert werden. Im Allgemeinen werden aus den aufgenommenen Rohdaten Störsignale (z.B. *noise ringing*, multiple Signale, *Interferenzen*) entfernt, welche die eigentlichen Informationen maskieren können. Dazu werden unterschiedliche statische und dynamische Korrekturen, Filterungsmethoden, Analysen, Signalverstärkungen und Laufzeitkorrekturen, auf die Rohdaten angewendet. Auf diese Weise werden die unterschiedlichen Geschwindigkeiten der Welle beim Durchgang durch die verschiedenen Medien berechnet und korrigiert. Über die korrigierten Laufzeiten erhält man eine rechnerische Tiefenangabe (Pseudotiefe). Um ein möglichst reales Abbild des Untergrundes zu erhalten, muss die Topographie der Geländeoberkante des Profils berücksichtigt werden. Je genauer die Oberflächengestalt in das Radargramm aufgenommen werden kann, desto genauer spiegelt sich auch die Geometrie (scheinbarer Einfallswinkel) der Reflektoren im Untergrund und deren Beziehung zur Geländeoberkante wider. Eine Aufschlusskontrolle (z.B. Bohrung, *Trench*, Aufschlusswand) erlaubt eine direkte Korrelation zwischen den Radardaten und geologischen Verhältnissen. Diese können sowohl beim Prozessing, also auch für eine spätere Interpretation der Radargramme innerhalb des Bearbeitungsprozess hilfreiche Informationen liefern.

JOL AND BRISTOW (2003) stellen einige der etablierten Prozessingschritte in Kurzform dar. NEAL (2004) zeigt weiterführend Probleme der Radardatennahme auf und diskutiert Grundvoraussetzungen für sachgemäßes Prozessing.

Für das Prozessing und die Visualisierung der GPR-Daten wird das Programm Reflex-Win (Version 4.5, Sandmeier software) benutzt. Spezielle Informationen zum Prozessing unter der Anwendung von Reflex-Win finden sich detailliert unter SANDMEIER (2006). Einige grundlegende Prozessingschritte werden im Folgenden kurz erläutert:

- *editing*

Als vorbereitende Schritte des eigentlichen Datenprozessings werden die im Gelände aufgezeichneten Informationen (GPS-Vermessungen, Niv-Punkt-Profile, Oberflächeninformation etc.) oder Messfeldinformationen (Schnittpunkte mit anderen

GPR-Profilen, *offset* zu Parallelprofilen) für den *trace-header* aufbereitet. Außerdem kann der Datensatz um unerwünschte Abschnitte oder ganze *single-traces* gekürzt werden.

- *subtract-mean/dewow*

Dieser (erste) Filter agiert separat entlang jedes *single-trace* (*down-the-trace*) und eliminiert einen möglichen, häufig zunächst nicht sichtbaren Niederfrequenzanteil. Für jeden Zeitwert eines *trace* wird ein Durchschnittswert gebildet. Dieser Mittelwert wird jeweils von dem 0-Durchgang subtrahiert. Dabei verändert sich die mittlere Amplitude. Der Niederfrequenzanteil entstammt der individuellen induktiven Eigenschaft der Antenne und kann sich negativ auf das Ergebnis weiteren Prozessings auswirken.

- Ersteinsatzkorrektur (*zero time*)

Dieser Prozessingschritt vereinfacht die statische Korrektur in Richtung der Zeitachse und wirkt sich auf jeden einzelnen *trace* der Radarsektion aus. Ziel dieser Korrektur ist es, den wahren Nullzeitpunkt einer Messung zu bestimmen. Dieser bezieht sich nicht auf den Zeitpunkt des Aussendens des Signals oder die Horizontalwellen (Luft- bzw. Bodenwelle), sondern auf den Zeitpunkt des Ersteinsatzes. Dieser wird durch die erste Amplitude definiert. Der Wert  $\Delta t$  [ns] zwischen dem Aussenden des Signals und dem Ersteinsatz wird von dem oberen Teil der Zeitachse abgezogen, so dass die resultierende Zeitachse nun mit dem Signal des Ersteinsatzes beginnt.

- Signalverstärkung

Die Signalverstärkung kann zu jedem Zeitpunkt der Datenbearbeitung durchgeführt werden und soll signalschwächere Bereiche eines Radargramms hervorheben. Schwächere Signale entstehen durch sphärische Divergenz und Absorption (s.o.), was durch eine Abnahme der Amplituden registriert wird. Allgemein werden zwei Varianten in der Signalverstärkung genutzt. Laufzeitabhängige Verstärkungsfunktionen (*gain-functions*) verstärken oder schwächen individuelle Bereiche einer Radarsektion mittels einer manuell angepassten Verstärkungskurve. Diese wird als Linear- und/oder einer Exponentialfunktion individuell an jedes Profil angepasst. Bei einem AGC-Filter (*automatic-gain-control*) berechnet das Programm die Verstärkungsfaktoren individuell über ein vorgegebenes Zeitfenster. Durch eine weiterführende Bearbeitung der Radargramme mit dem *scaled windowgain(x)*-Filter werden die Beträge der Amplituden vereinheitlicht und somit eine ungleichmäßige Energieverteilung vermieden.

Zu berücksichtigen ist, dass bei einer Verstärkung des Signals die Amplitudeninformation verloren geht, welche unter anderem wichtige geologische Eigenschaften wie z.B. Fazieswechsel beinhalten können. Außerdem werden Störfaktoren wie elektromagnetisches Rauschen (*noise*) mitverstärkt.

- Frequenzfilter

Um in den Rohdaten enthaltene störende Frequenzbereiche weitgehend zu eliminieren, werden unterschiedliche Frequenzfilter (z.B. *Bandpassfilter*, *Notchfilter*) genutzt. Die Filter agieren *down-the-trace*, also entlang von *single-traces*. Der Einsatz

dieser Filter dient grundsätzlich der Optimierung der Radarsektion, wobei als Nebeneffekt einer Datenfilterung auch immer ein Informations- und Qualitätsverlust einhergehen kann. Das Spektrum des frequenzorientierten Filterns von Daten orientiert sich im Allgemeinen an der Mittelfrequenz der genutzten Antennen. Der unsachgemäße Umgang mit verschiedenen Filtern kann zur Ausbildung von Artefakten und Nachschwingungen in der Darstellung der Radarsektion führen.

#### High-pass- und Low-pass-Filter

Diese beiden Filter beschneiden das ursprüngliche Frequenzspektrum lediglich in einem Punkt. Es „passiert“ entweder der oberhalb des „Schnitts“ gelegene Frequenzbereich, in diesem Fall wird der *low cut-off* des *High-pass*-Filters verworfen, oder der unterhalb des „Schnitts“ befindliche Frequenzanteil passiert den Filter und der *high cut-off* des *Low-pass*-Filters wird verworfen.

#### Bandpass-Filter

Die Beschneidung des ursprüngliche Frequenzspektrums erfolgt bei einem Bandpassfilter über die Definition verschiedener Parameter (*lower cutoff, lower plateau, upper plateau, upper cutoff*). Auf diese Weise wird ein Filterband erzeugt. Es „passieren“ diesen Filter nur die Frequenzen, welche innerhalb des Plateaus liegen, die anderen Frequenzen werden herausgeschnitten (*cut-off*) und verworfen. Der *highpass*-Bereich gibt die höchsten Frequenzen, der *lowpass*-Bereich die tiefen Frequenzen an, welche den Filterbereich passieren. Bandpassfilter, welche ihr Filterfenster mit zunehmender Signal-Laufzeit anpassen, dienen zum Herausfiltern derjenigen Frequenzbereiche, welche erst mit zunehmender Laufzeit auftreten.

#### Notch-Filter

Der Notch-Filter beschneidet den ursprünglichen Datensatz, im Gegensatz zu dem Bandpassfilter, innerhalb des Filterfensters der angegebenen Parameter. Somit „passieren“ die jeweils unterhalb sowie oberhalb des Filterfensters gelegenen Frequenzbereiche.

- *Deconvolution*

Dieser Filter bietet die Möglichkeit, Nachschwingungen (*ringing*) und Multiplen aus den Radardaten zu entfernen (z.B. NEAL, 2004). Diese unerwünschten Effekte entstehen häufig durch die Anwesenheit von besonders leitfähigen Medien im Untergrund (z.B. tonreiche Sedimente), aber auch durch starke Vegetation oder intensive Durchfrostung oberflächennaher Bodenschichten. Der Filter wirkt in einer Verkürzung der Pulslänge mit dem Ziel, das vertikale Auflösungsvermögen zu steigern. Dabei wird zusätzlich *white noise* generiert, um den Filtervorgang stabil zu halten (SANDMEIER, 2006). Dabei kann es zu einer Verringerung der Eindringtiefe sowie zu einer Erhöhung des Anteils an Hintergrundrauschen kommen. YILMAZ (1987) beschreibt ergänzend den Einsatz der *deconvolution* zur Beseitigung von Nachschwingeffekten, welche durch vorherige Prozessingschritte als Artefakte entstanden sind. ANNAN (1999) rät hingegen davon ab,

diesen Filter als Standard zu etablieren, da auch hier Artefakte entstehen können, ohne dass es zu einer Verbesserung der Auflösung kommt.

- *Background removal*

Dieser Filter dient dem Eliminieren von einheitlichem Hintergrundrauschen, welches in jeder einzelnen Signalspur (*single-trace*) über die gesamte Radarsektion hin auftritt. Hierzu wird zunächst eine künstliche Signalspur aus der Gesamtheit aller gemittelten Einzelspuren generiert (*average trace*). Diese künstliche Signalspur wird von jeder Einzelspur subtrahiert. Dadurch werden alle Signale entfernt, welche in jeder Spur an jeweils derselben Laufzeitposition auftreten (*trace-to-trace*). Zuvor vom Rauschen maskierte Signale werden auf diese Weise sichtbar. Außerdem unterdrückt der Filter horizontal kohärente Energie (z.B. Luft-, Bodenwelle, Grundwasserspiegel), lateral variierende Signale werden hingegen betont. Dieser Filter kann ebenfalls auf einzelne Bereiche der Radarsektion angewendet werden. Der *average trace* wird hierbei lediglich aus einem Ausschnitt des Datenbereichs aller *traces* gebildet und dient dem Herausfiltern lokal auftretenden Hintergrundrauschens (z.B. nur Grundwasserspiegel). Wird der *average trace* aus einer nur geringen Anzahl von Einzelspuren und einem geringen Signalbereich der Radarsektion gemittelt, entspricht dieser häufig nicht einer repräsentativen Signalkurve und kann bei einer Subtraktion von den Einzelspuren zur Ausbildung von Artefakten führen.

- *fk-Filter*

Dieser Filterungsprozess agiert innerhalb eines ausgewählten Bereiches des gesamten Frequenz-Wellenzahl-Bereiches (*fk-Bereich*) und umfasst einen Datensatz von mehreren oder allen Signalspuren (*trace-to-trace*). Die Wellenzahl wird als Kehrwert der Wellenlänge definiert. Der Vorteil dieser Methode liegt darin, nicht nur frequenzorientiert Daten filtern zu können (s.o.), sondern Reflektionen auch anhand weiterer individueller Charakteristiken erfassen, darstellen und eliminieren zu können. Zu diesen Eigenschaften gehören beispielsweise Wellengeschwindigkeit oder auch die geometrische Orientierung im Raum. Zunächst wird der zu analysierende Ausschnitt der Radarsektion durch den ersten und letzten *trace* bzw. *sample* definiert. Die Konvertierung der Daten von dem Zeit-Raum-Spektrum der Radarsektion in ein *fk-Spektrum* erfolgt mittels zweidimensionaler Fourier-Transformation. Das Ergebnis dieser Transformation ist ein normalisiertes Amplituden-*fk-Spektrum* des entsprechenden Ausschnitts. Die y-Achse gibt die Frequenz an, die x-Achse ist die *kx*-Achse in  $1/m$  des *fk-Spektrums*. Innerhalb dieser Diagrammdarstellung liegen horizontal gerichtete Signale in einem schmalen senkrechten Abschnitt in der Mitte des *fk-Spektrums* mit niedrigen *k*-Werten. Signale mit einer Streichrichtung nach links liegen beispielsweise auf der gesamten rechten Seite, der Einfallwert ergibt sich aus der Distanz zwischen Diagrammmitte und Peripherie. Die Eigenschaften des zu filternden Signals werden numerisch oder mittels eines Polygonwerkzeuges im normalisierten Amplituden-*fk-Spektrum* des Diagramms eingefasst. Der *fk-Filter* selbst agiert entweder in Form eines Bandpass-Filters oder eines *Notch*-Filters.

- *Migration / depth conversion*

Um die unterschiedlichen Reflektoren der Radarsektion dem realen Bild des Untergrundes in Geometrie und Tiefenlage anzugleichen, müssen diese einer Laufzeit-Tiefenkonvertierung unterzogen werden (ANNAN, 2005; LINDHORST 2007). Außerdem müssen Diffraktionen und Distorsionen eliminiert werden (NEAL, 2004). Durch Migration der GPR-Daten lässt sich außerdem eine Erhöhung der horizontalen Auflösung um den Faktor 3 bis 4 erzielen (EIDNER, 2006). Zur Durchführung der Migration gibt es heute verschiedene etablierte Algorithmen, dazu gehören die Kirchhoff Migration und die Migration nach Stolt, welche sich besonders gut für Einfallswerte bis zu 90° eignen (NEAL, 2004; SHERIFF AND GELDART, 1995; LINDHORST 2007). Voraussetzung für eine Migration ist die Annahme, dass der GPR-Datenpunkt innerhalb einer *zero-offset* Konfiguration erstellt wurde, d.h., Sende- und Empfangsantenne sind auf ein und demselben Punkt während der Aufnahme positioniert (SANDMEIER, 2006). Auf echte 3D-Datensätze sollten entsprechend 3D-Migrationsalgorithmen angewendet werden. Diese betrachten die Reflexionen und Veränderungen des Strahlenganges im Raum und führen zu einem noch genaueren Abbild des Untergrundes.

Den unterschiedlichen Algorithmen des Migrations-*Processings* liegt immer ein Geschwindigkeitsmodell der Radarwelle zugrunde. Ein Geschwindigkeitsmodell kann durch drei unterschiedliche Methoden erstellt werden: **a)** durch eine Bohrlochtomographie mittels GPR, **b)** durch CMP-Messungen (s.o.) oder **c)** durch nachträgliche Ermittlung der Wellengeschwindigkeit via Analysen von Diffraktionshyperbeln mittels Computer. Aus den Öffnungswinkeln der Flanken von Diffraktionshyperbeln lässt sich auf die Wellengeschwindigkeit des durchlaufenden Mediums schließen.

Sind die unterschiedlichen Laufzeiten durch die verschiedenen Medien bekannt, können die einzelnen Schichtmächtigkeiten korrigiert bzw. die Reflektoren an ihre angenäherte „reale“ Position (Pseudotiefe) verschoben werden. Hierdurch werden gleichzeitig die geometrischen Verhältnisse im Untergrund korrigiert. Diese Korrekturen beziehen sich lediglich auf ein System zwischen der Geländeoberkante bzw. Ersteinsatz-Amplitude, bis zum Reflektor und wieder zurück zur Empfangsantenne. Ein topographischer Effekt der Geländeoberkante wird hierbei zunächst nicht betrachtet. Dieses muss entweder durch einen Topographieausgleich geschehen (s.u.) oder kann durch spezielle Algorithmen erfolgen, welche sowohl die topographische Geometrie als auch die Wellengeschwindigkeit im Untergrund berücksichtigt.

- *Sequence processing*

Nach Beendigung der Datenbearbeitung können die einzelnen Schritte mit den unterschiedlichen Parametern abgespeichert werden (*workflow*). Dieses hat zum einen den Sinn der Nachvollziehbarkeit der durchgeführten Bearbeitungsschritte, als auch den Vorteil, weitere Radarsektionen mit der gleichen Strategie zeitsparend bearbeiten zu können. Dazu werden die gewünschten *Processing*-Sequenzen automatisch auf die ausgewählten Profile (meist Rohdaten) angewendet. Auf diese Weise entsteht ein



homogen prozessierter Datensatz. *Sequence-processing* bietet sich besonders dann an, wenn unter annähernd homogenen Untergrundverhältnissen auf einer Messfläche relativ viele Einzelprofile eingemessen wurden.

- Topographieausgleich

Während durch die Laufzeitkorrektur die Lage von Reflektoren durch die Charakteristik der Wellenausbreitung angeglichen wird, muss der topographische Einfluss der Geländecharakteristik ebenfalls für die Analyse des Untergrundes mit einbezogen werden. Wird der Topographieausgleich vernachlässigt, werden Reflektorgeometrien und berechnete Pseudotiefen verfälscht dargestellt (FISHER et al., 1996). Erstrebenswert ist dabei eine möglichst detaillierte Darstellung des Höhenverlaufes jeder einzelnen Radarsektion. Diese Höhenangabe kann entweder relativ zum Profilverlauf angegeben werden oder als Absolutzahl in mNN. Die genutzten Höhenangaben werden entweder direkt in den *Traceheader* jeder Radarsektion eingegeben (*editing*), oder als eigenständiger Prozessingschritt in die einzelnen Datensätze eingearbeitet. Eine optimale Beschreibung des Höhenverlaufes eines Radarprofils ist dann gegeben, wenn jedem Schusspunkt mit x- und y-Koordinate auch eine Höheninformation zukommt (z-Koordinate). Da die Schusspunktdichte von der jeweiligen Fragestellung abhängig ist, steht die entsprechende Höhenzuweisung ebenfalls in Abhängigkeit von dem erforderlichen Maßstab. Für die Beschaffung von Daten der Höhenverläufe einzelner Radarprofile gibt es verschiedene Möglichkeiten.

Mittels eines differentiellen GPS (dGPS) wird über Satellitenpeilung und eine stationäre Messstation die genaue Lage einer mobilen GPS-Antenne, welche auf der Radarantenne montiert wurde, vermessen. Diese Daten können entweder als formatierte *files* oder als direkte Daten in den *Traceheader* der Radardaten überführt werden.

Außerdem können einzelnen Profillinien vermessen werden. Geeignete Vermessungsgeräte hierfür sind beispielsweise Lasertheodoliten oder auch Laserscanner. Diese Vermessungsdaten werden später im *editing* in den *Traceheader* der Radarsektionen überführt oder als Prozessingschritt auf die Radarsektion angewendet.

Eine passive Möglichkeit Höhendaten für Radarprofile zu generieren ist die Analyse von bereits bestehenden Höhenmodellen. Ist der geographische Verlauf des Radarprofils bekannt, wird dem Profilverlauf eine Höhenangabe aus dem Modell zugewiesen. Voraussetzung ist, dass sowohl das Höhenmodell als auch der Streckenverlauf des Radarprofils in georeferenzierter Form vorliegen. Die Genauigkeit dieser Höheninformation beruht auf der Genauigkeit der Datengrundlage des Höhenmodells. Heutzutage erreichen Vermessungen der Erdoberfläche via Satellit oder Airborne-Methode vom Flugzeug aus Auflösungsergebnisse mit Genauigkeiten im cm-Bereich und auch darunter.

### Visualisierung und Präsentation von GPR-Daten

Das Visualisierungspotential eines Datensatzes steht in Verbindung mit der Detailgenauigkeit, welche von technischer Seite dem Auflösungsvermögen der Radaranlage entspricht. Außerdem entscheidet die Komplexität des Datensatzes über den Umfang der visuellen Darstellungsmöglichkeiten. Diese werden z.B. durch die Datendichte im Raum und die Qualität der prozessierten Daten bestimmt. Die Datenqualität und die Komplexität eines Datensatzes sowie das Visualisierungsvermögen der Software können einen entscheidenden Beitrag zur Interpretation von GPR-Daten leisten.

Moderne Computerprogramme erlauben heute eine Vielzahl von Möglichkeiten zur Darstellung der Radardaten. Neben der traditionellen Darstellung der Amplituden und Polaritäten einzelner Schusslinien als *wiggle trace*, werden GPR-Daten heute zumeist in Form verschiedener Punktdarstellungen abgebildet. Je nach Datensatz ist die Darstellung als *single shot* (1D), als Radarsektion (2D), in Form von parallelen und/oder sich schneidenden Einzelprofilen (2D+ oder 2.5D, *fence-plot*), oder als Datenwürfel (3D) möglich. Veränderungen innerhalb eines Datensatzes beispielsweise über die Zeit oder innerhalb eines Volumenkörpers können die Dimension der Betrachtung entsprechend weiter erhöhen.

Je nach Software lassen sich komplexe Datensätze als ganzes oder auch als thematische Teilbereiche anschnitten bzw. extrahieren. Datenlose Abschnitte zwischen den Datenpunkten im Raum lassen sich durch Inter- und Extrapolation errechnen und als Linien oder Flächen abbilden. Intelligente Programme erschließen so auch datenlose Räume und erlauben das Erstellen synthetischer Radargramme.

Ein weites Spektrum an vorgegebenen oder individuell zu bestimmenden Farbbalken und Effekten (z.B. Transparenz, Reflektion, Lichtquelle) erlauben eine hohe Vielseitigkeit in der Darstellungsweise. Je nach Fragestellung lassen sich auf diese Weise Differenzen innerhalb der Amplituden, Polaritäten, Wellengeschwindigkeiten, Kohärenzen und Energieverteilungen hervorheben.

Für die Interpretation erleichtert eine möglichst hohe Auflösung unter Beibehaltung eines nahezu naturgetreuen Maßstabes die Datenbearbeitung. Eine signifikante vertikale Überhöhung kann erheblichen Einfluss auf die Darstellung von Datenpunkten nehmen und zu Verfälschungen gegenüber dem natürlichen Maßstab führen. Dabei werden häufig steil einfallende Reflektoren oder kleinräumige Strukturen in ihrer Geometrie verfälscht abgebildet oder sogar vollkommen verwischt oder maskiert. Zur Interpretation von Daten wird eine maximal zwei- bis fünffache vertikale Überhöhung empfohlen (LINDHORST, 2007).

Im Gegensatz zur reinen Datenbearbeitung und Interpretation steht die Präsentation. Hier wird die Darstellung zumeist von dem Präsentationsmedium vorgegeben. Dieses sind beispielsweise zeitliche sowie technische Einschränkungen bei Vorträgen, vor allem aber limitierende Druckformat. Eine vertikale Überhöhung sollte aber auch hier einen Wert zwischen fünf- und zehnfach nicht übersteigen (LINDHORST, 2007). Neben

der wissenschaftlichen Fragestellung und dem Darstellungsmedium entscheidet letzten Endes das subjektive Empfinden des Autors über die visuelle Darstellung des Datensatzes.

### Die Geoelektrik

In der Geoelektrik unterscheidet man die Gleichstromgeoelektrik und die Wechselstromgeoelektrik. In dieser Arbeit soll lediglich die Gleichstromgeoelektrik betrachtet werden. Die Gleichstromgeoelektrik wird heute in den Bereichen der Geophysik, Ingenieurgeologie, Hydrogeologie, Geologie sowie im Umweltschutz und der Klimaforschung eingesetzt. Die Tabelle CT.5 zeigt einige der etablierten Einsatzgebiete aus dem Bereich der angewandten Geologie.

- Abgrenzung lithologischer Einheiten
- Bestimmung der Teufenlage und Mächtigkeit von Grundwasserleitern und Stauern sowie der Verwitterungsschicht über Festgestein
- Nachweis von Lagerungsstörungen im Lockergestein sowie von Kluft- und Störungszonen im Festgestein
- Kartierung von Wasserwegsamkeiten
- Lokalisierung und Abgrenzung von Altlasten
- Ermittlung der Mächtigkeiten von Deponiekörpern
- Beobachtung einer Schadstoffausbreitung
- Ermittlung von Gefährdungsbereichen der Standsicherheit
- Ortung natürlicher und künstlicher Hohlräume
- Prüfung von Deichstabilität und Deichaufbau

**Tab. CT.5:** Einsatzgebiete der Gleichstromgeoelektrik in dem Bereich der angewandten Geologie

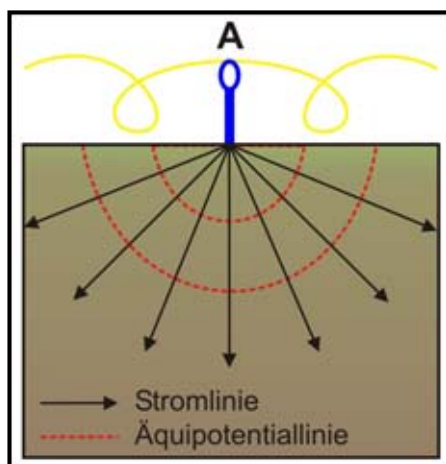
### Prinzip der Gleichstromgeoelektrik

Die Gleichstromgeoelektrik gehört zu den geophysikalischen Verfahren, die mit technisch erzeugten „künstlichen“ stationären Feldern und Strömen arbeiten (LANGE, 1997). Über Elektroden wird Gleichstrom in den zu erkundenden leitfähigen Untergrund eingespeist. Dabei baut sich ein räumliches Potentialfeld auf (DONIÉ et al., 2007). Über Messsonden wird die resultierende, vom Material und vom Aufbau des Untergrundes abhängige Spannung gemessen. Aus der eingespeisten Stromstärke zwischen den Elektroden und der gemessenen Potentialdifferenz zwischen den Sonden ergibt sich nach dem Ohmschen Gesetz (G.33) ein elektrischer Widerstand. Als Ausgangskonfiguration wird zunächst eine punktförmige Stromquelle angenommen. Diese Stromquelle mit der Stärke  $I$  erzeugt in einem Punkt im Abstand  $r$  ein Potential  $V_r$ . Wenn Quell- und Messpunkt an der Oberfläche eines homogenen Halbraumes mit dem spezifischen Widerstand  $\rho$  liegen, ergibt sich für das Potential ein Wert für  $V_r$  nach Gleichung (G.34). In diesem homogenen Halbraum verlaufen die Stromlinien radial zur Quelle und senkrecht zu den Äquipotentiallinien (Abb. C.6).

$$R = \frac{U}{I} \quad (\text{G.33})$$

$$V_r = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (\text{G.34})$$

Das Ziel einer Messung ist die Darstellung von Inhomogenitäten im Aufbau des Untergrundes mittels geophysikalischer Parameter. Dabei hängen Auflösungsvermögen und die Messtiefe von der jeweiligen Messgeometrie, der eingespeisten Stromstärke und von physikalischen Eigenschaften unterschiedlicher Medien des inhomogenen Untergrundes ab. Eine Widerstandsmessung spiegelt immer eine Mittlung und eine Bündelung geophysikalischer Eigenschaften der unterschiedlichen Medien im Untergrund um einen Messpunkt herum wider. Auch wenn die physikalischen Eigenschaften verschiedener Sedimente bekannt sind, darf anhand eines gemessenen Widerstands nicht ohne weitere Aufschlusskontrolle automatisch auf eine bestimmte Fazies geschlossen werden. Für die Interpretation der geophysikalischen Daten ist somit immer auch eine Anpassung des Widerstands-Modells durch lokale geologische Informationen mittels Bohrungen, Schürfen oder natürlichen Geländeanschnitten erforderlich.



**Abb. C.6:** Vereinfachte Darstellung der Ausbreitung von Stromlinien und Potentiallinien einer einfachen Stromquelle (Elektrode A) in dem Untergrund (modifiziert nach MØLLER et al., 2006)

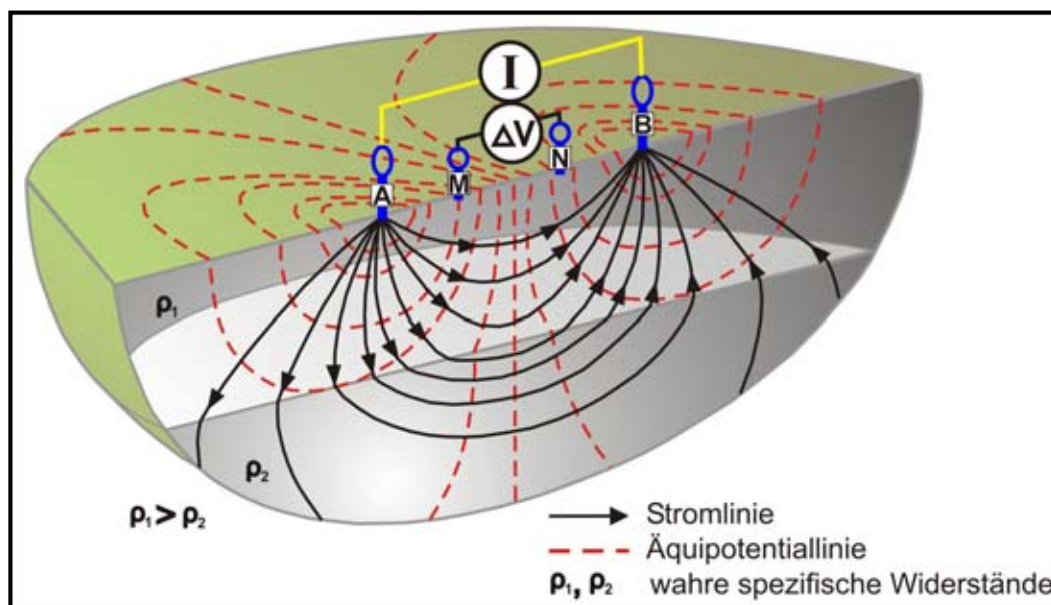
Limitierende Faktoren für dieses Messverfahren kann eine schlechte Ankopplung der Elektroden und Messsonden an den Oberboden sein, wie es bei künstlich stark aufgelockerten und Wühlböden der Fall sein kann. Hier werden lediglich übermäßig hohe Widerstände der Luft zwischen den Sonden gemessen. Das genaue Gegenteil geschieht in sehr stark leitenden Substraten und Materialien wie beispielsweise Wässern mit Salzfracht, eisenhaltigen Schlacken oder Armierungen und Kontaminanten im Untergrund. Diese Materialien bieten kaum elektrischen Widerstand.

Das Resultat einer linearen Auslage ist ein zweidimensionaler Vertikalschnitt. Auf dessen x-Achse sind die Lagepunkte der einzelnen Messsonden mit ihrem jeweiligen Abstand zueinander entlang der Messstrecke aufgetragen. Gegen die z-Achse werden die einzelnen Ebenen mit ihren mit zunehmender Tiefe abnehmender Anzahl an Messpunkten abgetragen. Im Allgemeinen werden in einem Vertikalschnitt diese Ebenen mit der Messtiefe auf der z-Achse beschrieben. Der an jedem einzelnen Messpunkt berechnete Widerstand erhält entsprechend seiner Stärke eine Farbe. Eine zusätzliche Farbskala definiert durch die entsprechende Farbkennung die Widerstände unterschiedlicher Stärke (Abb. C.11).

Moderne Messanlagen lassen eine Vielzahl von Messgeometrien und Mehrpunktanordnungen zu. Dadurch können lange Auslagen mobil versetzt und ganze Messfelder zur dreidimensionalen Vermessung von Strukturen zeitsparend realisiert werden.

### Geoelektrik-Ausrüstung und Messgeometrien

Zu einer Geoelektrikanlage gehören drei funktionelle Gruppen. Die Steuereinheit oder auch das Aufnahmemodul, zwei Elektroden, welche im Folgenden mit A und B bezeichnet werden und zur Einspeisung des Gleichstromes dienen, sowie mindestens zwei weitere Sonden (N und M) zur Messung der Spannung. Leistungsfähige Akkumulatoren sorgen für die Energieversorgung des Aufnahmemoduls als auch für den Messstrom. Die Elektroden und Messsonden werden mit dem Untergrund gekoppelt und sind über Mehrkernkabel miteinander und mit der Steuereinheit verbunden. Die Anzahl der Messsonden variiert von Anlage zu Anlage. Häufig werden Anlagen mit 48 bzw. 96 Stahlspeissen verwendet. Ergänzend können Computer zur Überwachung und Visualisierung des Messvorgangs im Gelände verwendet werden.



**Abb. C.7:** Prinzip der Widerstandsmessung mit einer Vierpunktanordnung, mit A,B=Sendedipol; M,N=Empfangsdipol, I=Stromstärke,  $\Delta V$ =Potentialdifferenz (modifiziert nach LANGE, 1997).

### Vierpunktanordnung

Eine Vierpunktanordnung besteht generell aus zwei Speiseelektroden oder Sendedipolen (A, B) und zwei Sonden oder Empfangsdipolen (M, N). Abbildung C.7 zeigt eine schematische Darstellung einer typischen Vier-Punkt-Anordnung für geoelektrische Widerstandsmessungen. Aus dieser Anordnung resultiert die Potentialdifferenz  $\Delta V$  (G.35) zwischen den Empfangsdipolen aus der Überlagerung der Einzelpotentiale nach dem Superpositionsprinzip (LANGE, 1997).

$$\Delta V = \rho I \left[ \frac{1}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right) \right] \quad (\text{G.35})$$

Die Gleichung (G.35) wird auch als Neumannsche Formel bezeichnet und bildet die Grundlage für sämtliche Vier-Punkt-Anordnungen zur Messung des spezifischen Widerstandes (MILITZER et al., 1986; MILITZER et al., 1985; LANGE, 1997). Führt man für den in Klammern gesetzten Term abkürzend die Größe  $1/K$  ein, ergibt sich der spezifische Widerstand des homogenen Halbraums (G.36).

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{G.36})$$

Der als Geometrie- oder Konfigurationsfaktor bezeichnete Wert  $K$  lässt sich für alle Sonden- / Elektrodenanordnungen nach (G.37) berechnen.

$$K = 2\pi \left[ \frac{1}{|r_A - r_M|} - \frac{1}{|r_A - r_N|} - \frac{1}{|r_B - r_M|} + \frac{1}{|r_B - r_N|} \right] \quad (\text{G.37})$$

Das Produkt des elektrischen Widerstandes mit dem Konfigurationsfaktor  $K$ , der Geometrie der Elektroden-Sonden-Anordnung, ist bei homogenen Verhältnissen der wahre spezifische Widerstand des Untergrunds (DONIÉ et al., 2007). Da der reale geologische Untergrund inhomogen ist, werden die Messwerte der Gleichstromgeoelektrik als „scheinbare spezifische Widerstände“ ( $\rho_s$ ) bezeichnet (MILITZER et al., 1986). Anhand von differierenden  $\rho_s$ -Abschnitten, also Unterschiede der geophysikalischen Parameter in horizontaler als auch vertikaler Ausbreitung um einen Messpunkt herum, wird ein Punktmodell inhomogener Widerstandsverteilungen des Untergrunds abgebildet. Daher wird für die Gleichstromgeoelektrik häufig auch der Begriff Widerstandsmethode benutzt (LANGE, 1997).

Obwohl es eine große Zahl praktikabler Elektroden-Sonden-Anordnungen gibt, wird aus logistischen Gründen überwiegend mit linearen Konfigurationen gearbeitet. Jede dieser Messanordnungen besitzt Vorzüge und Nachteile hinsichtlich der Erkundungstiefe, des Auflösungsvermögen, der Anfälligkeit gegenüber technischen Störungen und lateralen Inhomogenitäten sowie der Durchführbarkeit im Gelände. Als vertikales Auflösungsvermögen wird hier die Fähigkeit zur Erkennung einer dünnen Schicht im Schichtverband beschrieben und als horizontale Auflösung die Darstellungsmöglichkeit von benachbarten Störkörpern oder Strukturen. Tabelle CT.6 zeigt eine qualitative Bewertung gebräuchlicher widerstandsgeoelektrischer Verfahren. Die Messgeometrie ist entsprechend der Fragestellung und den lokalen geologischen Verhältnissen zu wählen. In Abbildung C.8a-c sind Elektrodenkonfigurationen von A, B, M und N der unterschiedlichen Verfahren mit Bezug zu dem jeweiligen Konfigurationsfaktor  $K$  und dem scheinbaren spezifischen Widerstand ( $\rho_s$ ) dargestellt. Entlang einer Messstrecke werden bei der Vierpunktmethode die Elektroden und Sondengeometrien für jede Einzelmessung um den Faktor  $a$  oder ein Vielfaches ( $n \cdot a$ ) versetzt.



Konfiguration	Wenner	Schlumberger	Dipol-Dipol	Pol-Dipol	Gradient
Nutz-/ Störsignal	1	2	5	4	3
laterale Auflösung	5	4	2	3	1
Schichtauflösung	1	1	2	2	5
vertikale Störkörperauflösung	1	1	2	3	5
Einfluss der Neigung von Einlagerungen	2	2	4	5	1
Einfluss oberflächen-naher Inhomogenitäten a: bei Kartierung b: bei Sondierung	3 2	3 1	2 4	1 3	5 -
Einfluss des Reliefs im Untergrund	3	3	1	2	5
Erkundungstiefe für einen horizontalgeschichteten Untergrund, bezogen auf die Messanordnungen in Abbildung 6.7 a: b:	0,11 $\overline{AB}$ 0,17 $\overline{AB}$	0,125 $\overline{AB}$ 0,19 $\overline{AB}$	0,195 $\overline{AN}$ 0,25 $\overline{AN}$	0,13 $\overline{AB}$ 0,19 $\overline{AB}$	- -

**Tab. CT.6:** Qualitative Bewertung der gebräuchlichen widerstandsgeoelektrischen Verfahren (nach WARD 1990). Erkundungstiefe: **a)** nach ROY AND APPARAO (1971) und **b)** nach BARKER (1989); mit 1: relativ beste, 5: relativ schlechteste Bewertung, - = keine Angaben (aus LANGE, 1997).

### Multielektrodenanordnung

Das Messprinzip der Vierpunktanordnung wird auch bei Messungen mit einer Multielektrodenanlage angewendet. Eine große Anzahl an Elektroden spart hierbei Zeit, da während einer Messprozedur die Elektroden nicht umgesetzt werden müssen. Bevor eine Messprozedur anläuft, wird zunächst die entsprechende Anzahl an Stahlspießen einer Multielektrodenapparatur mit dem Untergrund gekoppelt. Die einzelnen Elektroden sind über ein mehrkerniges Messkabel miteinander und mit der Steuereinheit verbunden. Nachdem das Messprogramm festgelegt und gestartet wurde, steuert die Messeinheit je zwei Elektroden zur Stromeinspeisung sowie zwei Potentialmesselektroden an (DONIE et al., 2007). Dabei kontrolliert die Steuereinheit nicht nur den eigentlichen Messvorgang, sondern auch die Ankopplung der einzelnen Elektroden und dient somit auch der Qualitätssicherung der Messung. Liegt die Standardabweichung nach drei Messungen einer Elektrodenkonfiguration über 10%, werden weitere Messungen an dieser Konfiguration durchgeführt, bis der Fehler weniger als 10% beträgt oder die maximale Anzahl von sechs Messungen pro Konfiguration erreicht ist. Fehlmessungen können bei späterer Datenbearbeitung aus dem Messpunktfeld manuell entfernt werden.

Moderne Messanlagen lassen auch eine kombinierte Messung unterschiedlicher Messgeometrien innerhalb einer Auslage zu. Dabei werden während einer einzigen Messprozedur zwei Geometrien nacheinander gemessen (z.B. Wenner und Schlumberger), bevor die Auslage versetzt wird. Der Vorteil liegt darin, dass z.B. eine Messgeometrie mit Vorteilen in der horizontalen Auflösung zusammen mit einer

anderen Messgeometrie kombiniert wird, welche über eine hohe vertikale Auflösung verfügt.

Abbildung C.9 zeigt eine Multielektrodenauslage in Wenner-Anordnung. Aus der jeweilig angesteuerten Elektrodenkombination bzw. den mehrfachen Distanzen  $a$  zwischen den Elektroden wird deutlich, dass der Messpunkt in der entsprechenden Messebene dem Mittelpunkt der Elektroden-Sonden-Anordnung zugeordnet wird.

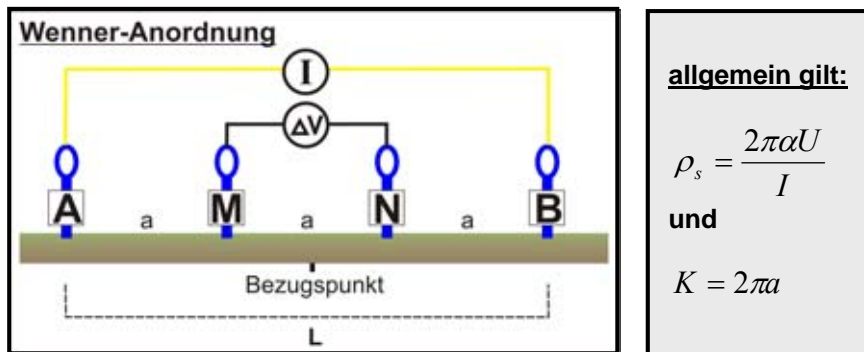


Abb. C.8a: Wenner-Anordnung

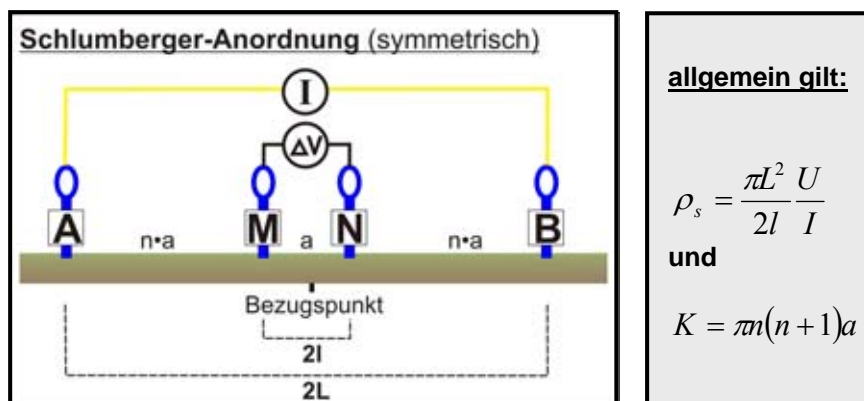


Abb. C.8b: Schlumberger-Anordnung

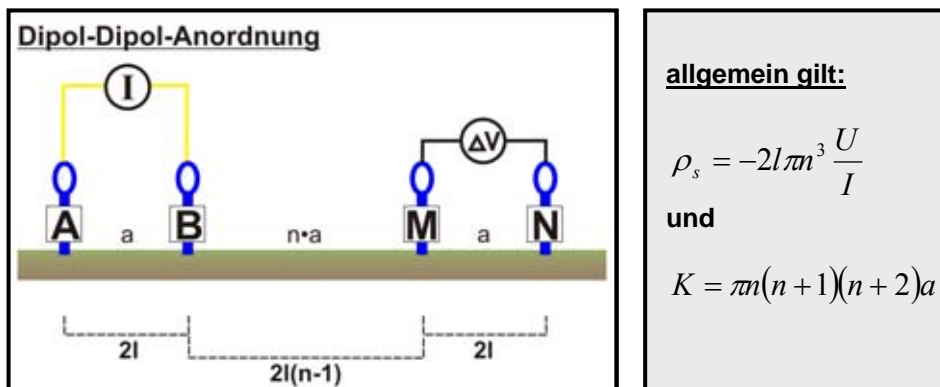
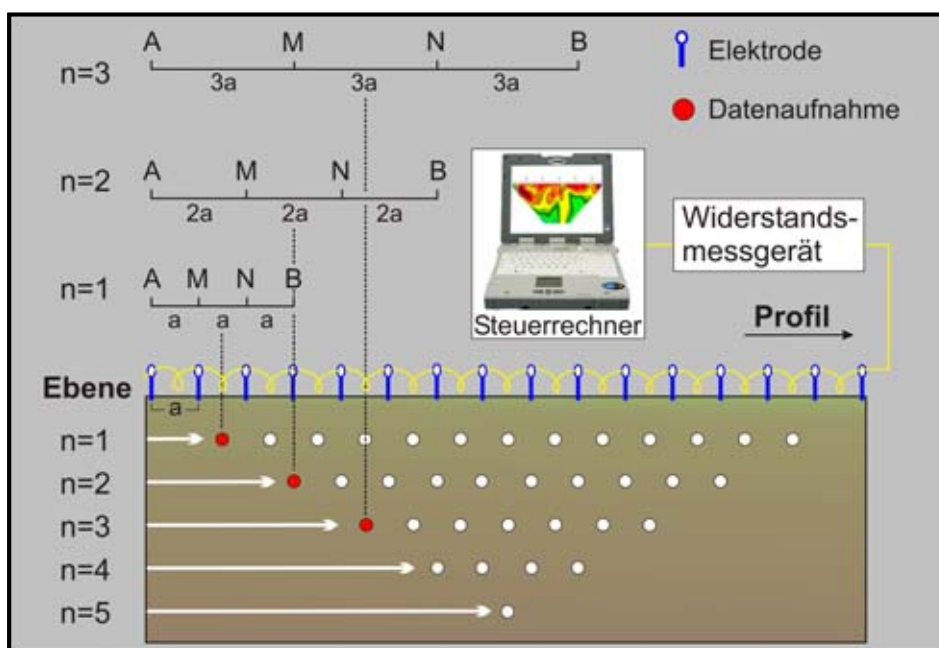


Abb. C.8c: Dipol-Dipol-Anordnung

Das Auflösungsvermögen einer Messreihe hängt von der Anzahl der gemessenen Tiefenniveaus sowie dem Abstand  $a$  zwischen den Elektroden ab. Generell gilt: je kleiner der Wert für  $a$  ist, desto höher ist das Auflösungsvermögen. Die Eindringtiefe

hängt neben den physikalischen Materialeigenschaften des Untergrundes auch von der eingespeisten Stromstärke und der Auslagenlänge ab. Das Auflösungsvermögen und die Auslagenlänge sind entsprechend der Fragestellung auszuwählen und sollten die Größenordnung der zu erkundenden Struktur immer unterschreiten. Für besonders lange Messprofile wird das *roll-along*-Verfahren angewendet. Dabei wird das hintere Kabel nach Beendigung eines Messdurchlaufes an das vordere Ende der Auslage gehängt und ein weiterer Messdurchgang ausgeführt (DAHLIN, 1996). Für eine dreidimensionale Tomographie des Untergrundes können mittels einer Vielzahl von Elektroden auch ganze Messfelder abgesteckt werden. Auch hier steuert die Messeinheit die verschiedenen Kombinationen zwischen Elektroden und Sonden innerhalb des Messfeldes an (siehe 6.2.3 Widerstandstomographie).



**Abb. C.9:** Messprinzip einer Wenner-Sondierungskartierung mit  $n$ =Messpunktebene (modifiziert nach LANGE, 1997)

### Explorationsmethoden

- Sondierung

Bei der Sondierung wird die Änderung des elektrischen Widerstands mit der Tiefe bestimmt. Der Bezugspunkt der Elektrodenanordnung bleibt konstant, die Elektrodenabstände  $L$  und  $l$  werden variiert. Sondierungen werden hauptsächlich mit der Schlumberger-Anordnung (Abb. C.8b) durchgeführt.

- Kartierung

Die Kartierung dient dem Nachweis horizontaler Widerstandsvariationen im Untergrund. Der Bezugspunkt der Elektrodenanordnung wird hierbei variiert und die

Elektrodenabstände  $L$  und  $l$  werden konstant gehalten. Kartierungen werden zumeist in der Wenner-Anordnung (Abb. C.8a) vorgenommen.

- Sondierungskartierung

Die Sondierungskartierung ist eine Kombination von Kartierung und Sondierung. Sie entspricht einer dichten äquidistanten Folge von Sondierungen bzw. mehreren Kartierungen mit stufenweise vergrößerter Auslagenlänge auf einem Profil. Damit wird die laterale Widerstandverteilung in unterschiedlichen Niveaus erfasst. Der Einsatz der Sondierungskartierung erfolgt bevorzugt in Gebieten mit starken Inhomogenitäten, wie sie über Festgesteinskomplexen und glazigen beanspruchten Lockergesteinen anzutreffen sind (LANGE, 1997). Über eine Multielektrodenapparatur wird eine größere Anzahl von Elektroden gekoppelt. Automatisch und entsprechend dem im Messprogramm festgelegten Ablauf werden Elektroden zur Stromeinspeisung bzw. als Potentialmesselektroden angesteuert (DONIE et al., 2007). Aus den Koordinaten der Auslage und der jeweiligen Tiefenzuordnung jedes einzelnen Messpunktes ergibt sich die Verteilung der gemessenen scheinbaren spezifischen elektrischen Widerstände im Untergrund in Form eines zweidimensionalen Vertikalschnitts, einer so genannten Pseudosektion. Abbildung C.9 zeigt das Messprinzip und den Aufbau der Pseudosektion einer Wenner-Sondierungskartierung (LANGE, 1997; DONIE et al., 2007). Der obere Teil der Abbildung beschreibt die schrittweise Vergrößerung der Sonden-/Elektrodenabstände um ganzzahlige Vielfache der Abstände der Metallspieße.

- Widerstandstomographie

Die Widerstandstomographie ist eine Sondierungskartierung, welche mit Hilfe von Messfeldern an der Erdoberfläche die räumliche Widerstandverteilung im Untergrund erfasst. Diese Methode wird im Detail von JACOBS et al. (1994) beschrieben. Die Geometrie der Multielektrodenanlage kann kreisförmig oder als Profilnetz (*grid*) angeordnet sein. Bei einer solchen Anordnung können Strom- und Spannungsdipole auf unterschiedlichen Profilen liegen. Die mehrfach überdeckende Potentialfeldmessung wird durch einen prozessorgesteuerten Messablauf realisiert, wobei der Steuerungsrechner theoretisch jede einzelne Kombination zwischen den Spannungsdipolen ansprechen kann. Die Messungen erfolgen meist in Dipol-Dipol-Anordnungen (Abb. C.8c), deren asymmetrische Signalantwort günstiger für die lagegetreue Rekonstruktion der Untergrundstrukturen ist als die Signalantwort symmetrischer Konfigurationen (LANGE, 1997). Durch die räumliche Vermessung lassen sich die Geometrien und Charakteristika in ein „realeres“ Abbild des Untergrundes setzen. Eine Verfälschung durch einen zweidimensionalen „Anschnitt“ einer Struktur entfällt weitgehend.

### **Physikalische Grundlagen und Kenngrößen**

Ergänzend zu den Ausführungen der physikalischen Grundlagen und Kenngrößen in Kapitel 6.1.3 soll hier nur kurz auf das elektrische Feld sowie das elektrische Potential eingegangen werden.

### Das elektrische Feld

Bei der Gleichstromgeoelektrik-Methode wird Strom über Elektroden in den Untergrund eingespeist. Diese Ströme breiten sich entsprechend den physikalischen Grundgesetzen der Maxwellschen Theorie des elektromagnetischen Feldes und beeinflusst durch die räumliche Verteilung der physikalischen Eigenschaften (elektrischer Widerstand, Permittivität, magnetische Permeabilität) aus. Die theoretischen Grundgleichungen der Gleichstrommethode sind dadurch gekennzeichnet, dass in den Maxwellschen Gleichungen und den daraus abgeleiteten Gleichungen sämtliche partiellen Ableitungen nach der Zeit vernachlässigt werden, d.h. alle Feldgrößen sind zeitunabhängig. Das elektrische Feld  $\underline{E}$  ist der negative Gradient eines skalaren Potentials  $V$  (G.38).

$$\underline{E} = \nabla V(\chi) \quad (\text{G.38})$$

Die Kontinuitätsgleichung ist mit (G.39) gegeben. Für den stationären Fall gilt (G.40).

$$\frac{\partial}{\partial t} \lambda(\chi, t) + \text{div} \underline{j}(\chi, t) = 0 \quad (\text{G.39}) \quad \text{div} \underline{j} = \nabla \cdot \underline{j} \quad (\text{G.40})$$

mit  $\lambda =$  elektrische Raumladungsdichte und  $\underline{j} =$  Stromdichte

Das Ohmsche Gesetz verbindet die Stromdichte  $\underline{j}$  mit dem elektrischen Feld  $\underline{E}$  (G.41). Häufig wird auch mit dem spezifischen Widerstand  $\rho_s$  gearbeitet, der durch (G.42) gegeben ist. Werte für spezifische Widerstände von einigen Gesteinen sind in Tabelle CT.3 zusammengestellt.

$$\underline{j} = \sigma \underline{E} \quad (\text{G.41}) \quad \rho_s = \frac{1}{\sigma} \quad (\text{G.42})$$

mit  $\sigma =$  elektrische Leitfähigkeit in  $\Omega^{-1}m^{-1}$ .

Durch Einsetzen der Gleichungen (G.39) und (G.41) in den Term (G.40) ergibt sich die Gleichung (G.43). Unter der Bedingung  $\sigma = \text{const.}$  folgt die Laplacesche Differentialgleichung (G.44)

$$\nabla(\sigma \cdot \nabla V) = 0 \quad (\text{G.43}) \quad \Delta V = 0 \quad (\text{G.44})$$

### Das elektrische Potential

Geht man zunächst von einer Elektrode in einem homogenen, isotropen Medium und einer zweiten in größerer Entfernung an der Erdoberfläche aus, so kann man den Einfluss der zweiten Elektrode vernachlässigen. Aufgrund der Symmetrie des Systems ist das Potential eine Funktion von  $r$  ( $r$ =Abstand von der zweiten Elektrode). Unter diesen Bedingungen vereinfacht sich die Laplacesche Differentialgleichung zu (G.45).

$$\Delta V = \frac{d^2 V}{dr^2} + \frac{2}{r} \frac{dV}{dr} = 0 \quad (\text{G.45})$$

Die Lösung dieser Differentialgleichung für die eingangs genannte Konfiguration ergibt unter Zuhilfenahme des Ohmschen Gesetzes (G.46). Dabei ist  $I$  die Stromstärke und es gilt (G.47).

$$V = \left( \frac{I}{4\pi\sigma r} \right) \quad (\text{G.46}) \qquad j = \frac{I}{A} \quad (\text{G.47})$$

mit  $A$ =Querschnitt des stromdurchflossenen Leiters

Für den Fall, dass sich die Elektrode 1 ebenfalls an der Erdoberfläche befindet, liegt wieder ein symmetrischer Fall vor, d.h. Gleichung (G.46) ist wieder anzuwenden (G.48). Ist der Abstand der Elektroden 1 und 2 endlich, hängt das Potential in jedem oberflächennahen Punkt von beiden Elektroden ab. Ist der eingespeiste Strom an beiden Elektroden vom Betrag her gleich, aber von der Richtung her entgegengesetzt, so ergibt sich das Gesamtpotential an einem bestimmten Punkt aus dem Superpositionsprinzip (G.49).

$$V = \left( \frac{I}{2\pi\sigma r} \right) \quad (\text{G.48}) \qquad V_{ges} = \frac{I}{2\pi\sigma} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (\text{G.49})$$

Hieraus ist der Potentialunterschied  $U$ , d.h. die Spannung zwischen den verschiedenen Punkten bestimmbar. Hat man zwei Elektroden A, B und zwei Sonden M und N, so erfolgt für den Potentialunterschied (G.50). Diese Gleichung bildet die Grundlage für die verschiedenen Vierpunkt-Anordnungen der Gleichstromgeoelektrik (KRONER, 2000, 2008).

$$U = \frac{I}{2\pi\sigma} \left[ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right] \quad (\text{G.50}) \quad \text{mit } r_1: \text{Abstand } \overline{AM}, \quad r_2: \text{Abstand } \overline{AN}$$

$$r_3: \text{Abstand } \overline{BM}, \quad r_4: \text{Abstand } \overline{BN}$$

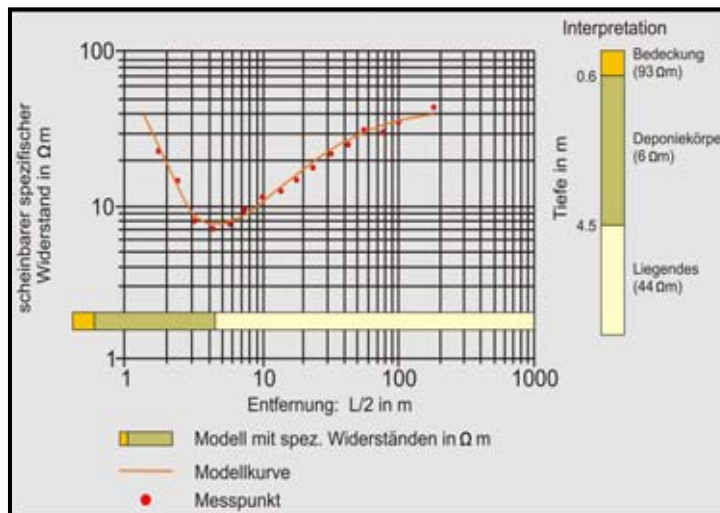
### Prozessing und Inversion

Nach dem Transfer der Rohdaten auf einen Computer können diese Daten bereits einer ersten Bewertung noch im Feld unterzogen werden. Messdaten mit einer hohen Standardabweichung können manuell angeglichen werden. Für den Fall, dass das Nutzsignal von unzureichender Qualität ist und von dem Störsignal überlagert wird, können entsprechende Punkte vollständig aus dem Datensatz der Messreihe entfernt werden. Ein häufiger Störfaktor ist ein elektromagnetisches- oder anthropogen erzeugtes Hintergrundrauschen (*noise*).

Die inverse Aufgabe der Widerstandsgeoelektrik besteht in der Bestimmung der unterschiedlichen Mächtigkeiten und der spezifischen Widerstände aus der gemessenen Sondierkurve (MILITZER AND WEBER, 1985). Der wichtigste Prozessingschritt, die Inversion, wird heute durch umfangreiche Rechnerprogramme (z.B. *Res2DInv*) erleichtert und zeitsparend ausgeführt. In einem iterativen Prozess wird die Modellkurve an die gemessene Sondierkurve angeglichen. Dabei zieht man ein Startmodell zum Abgleich heran, welches nach A-priori-Informationen der lokalen



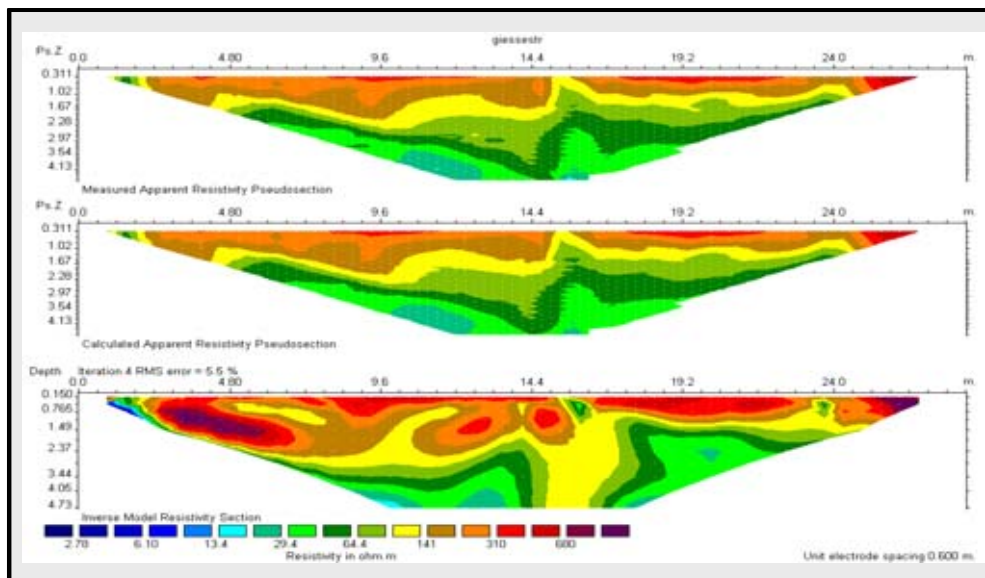
Geologie (Normalprofile, Schichtverzeichnisse, Bohrlochmessungen etc.) aufgestellt wird (Abb. C.10a).



**Abb. C.10a:** Sondierkurve und Interpretation mit berechneter Modellkurve nach einer Tiefensondierung.

Ebenso kann man sich in der Software bereits vorhandene Modellvorschläge zur Hilfe nehmen (LANGE, 1997). Je mehr Parameter zur Verfügung stehen, desto stärkere Einschränkungen erfährt der Spielraum für die Interpretation der Daten – die „berechnete Schichtauflösung“ kann dadurch deutlich erhöht werden (SANDBERG, 1993).

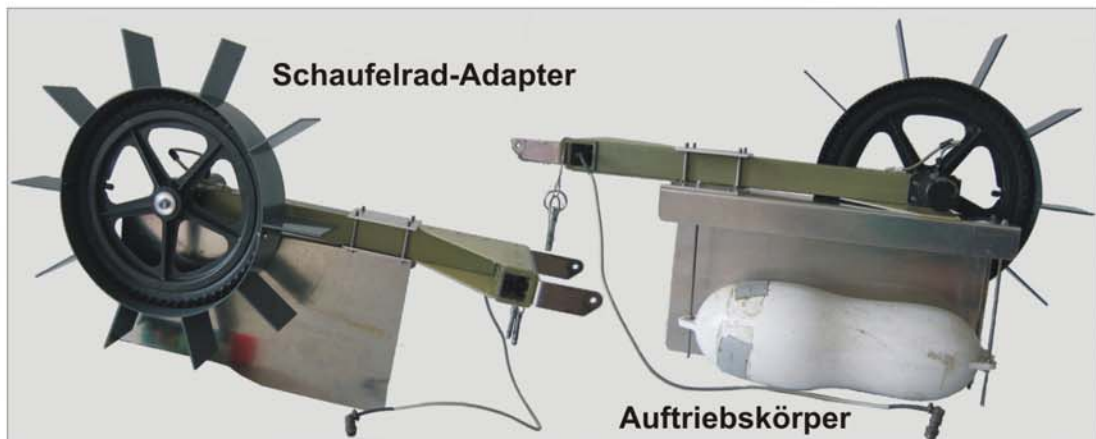
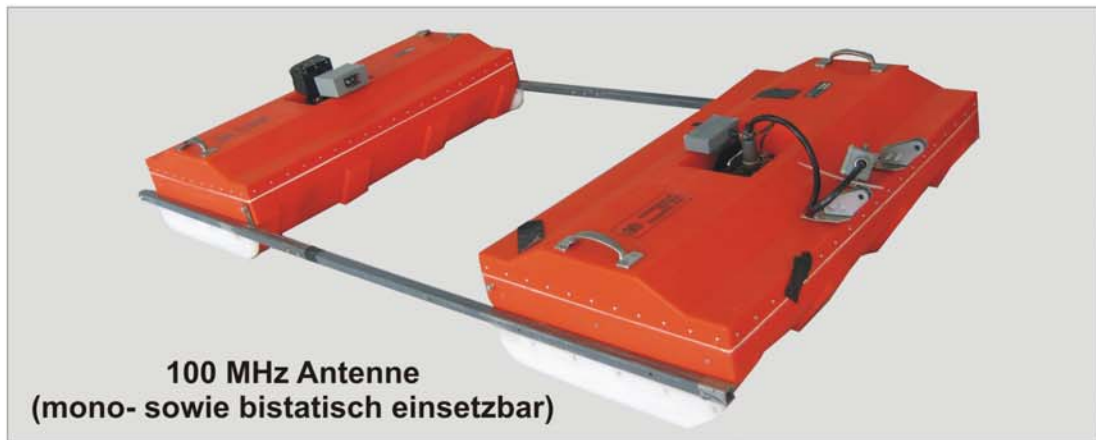
Je nach verwendeter Software können weitere Parameter eingesetzt und Glättungsfiler angewendet werden, welche bestimmte Bereiche von Messpunkten als Zellen zusammenfassen und so das Widerstandsmodell den geologischen Gegebenheiten annähern. Die Güte der Anpassung der Modellkurve bzw. der mehrfachen Iteration zeigt sich in der Standardabweichung, dem *RMS-Fehler* (*root mean square error*). Dieser wird neben der Anzahl der durchgeführten Iterationen angegeben.



**Abb. C.11:** Iterative Auswertung einer Widerstandsgeoelektrik in Form einer zwei-dimensionalen Pseudosektion

**Visualisierung und Präsentation von Geoelektrik-Daten**

Die Visualisierung des Modells der Widerstandsgeoelektrik erfolgt in Form einer Pseudosektion, in der die Verteilung der gemessenen scheinbaren spezifischen elektrischen Widerstände ersichtlich ist. Die Größe des scheinbaren spezifischen elektrischen Widerstandes wird durch die Farbgebung veranschaulicht (DONIE et al., 2007). Die Definition der einzelnen Farben wird mit Hilfe einer Farbskala und den entsprechenden Widerstandswerten angegeben. Die Software erlaubt die Nutzung bereits vorgegebener Farbskalen, aber auch die Erstellung eigens definierter Farbverläufe. Neben der Auswahl der Farben ist auch der Definitionsbereich des entsprechenden elektrischen Widerstands manuell festzulegen. Je nach Bearbeitungsprogramm lassen sich die Datensätze entsprechend ihres Umfanges in mehreren Dimensionen darstellen. Abbildung C.11 zeigt die iterative Auswertung einer Widerstandsgeoelektrik in Form einer zweidimensionalen Pseudosektion.



Datum	Epizentrum	Intensität	Beschreibung/Dokumentation	Quelle
22.01.1760	G. Flottbek			Grube (1970), Sieberg (1932), S. 717-718.
08.08.1771				Grube (1970)
24.01.1834				
1896	G. Flottbek			Koch (1938)
07.11.1898				
1903	G. Flottbek			Koch (1938)
07.12.1904				Grube (1970)
16.01.1907				Grube (1970)
1912	G. Flottbek			Koch (1938)
1914-18	G. Flottbek			Koch (1938)
1918-21	G. Flottbek			Koch (1938)
1928				Quelle unklar
29.09.1929	G. Flottbek		ca. 150 Häuser betroffen; Fenster klirrten; Möbel schwankten; keine Gebäudeschäden	Sieberg (1932), Grube (1974), Koch (1938), Hamburger Nachrichten
06.10.1929	G. Flottbek	schwach	schwacher Erdstoß	Koch (1938), Grube (1974)
09.12.1930				Quelle unklar
10.04.1935				Quelle unklar
1936 oder 1937				Quelle unklar
07.01.1938	G. Flottbek Kreuzung Osdorfer Landstraße / Seestraße		schwacher Erdstoß; umgestürzte Möbel; klaffende Risse im Mauerwerk; schwächste Schäden, dumpfes Grollen und Knallen; ca. 1.5 km <sup>2</sup> gespürt	Koch (1938), Schmidt (1963), Grube (1974), Hamburger Nachrichten, Nöring.
1947				Grube (1974)
1955				Grube (1974)
19.03.1960	G. Flottbek, erfasste mind. das ganze Gebiet der Erschütterung von 1963	stark	stärkere Erschütterungen und Stöße; lang anhaltende, stärkere Schwingung, weitschwingende Stöße; herunterfallende Bilder; Risse in den Decken; Verlöschen des elektrischen Lichtes; angebliche Senkung des Wochenmarktes in der Osdorfer Landstrae (Epizentrum) um 0.5 bis 1 m	Quelle unklar
1961 30.01.1963	G. Flottbek, Kreuzung Osdorfer Landstraße / Seestraße	schwach Beschl. 3-5 cm/s <sup>2</sup>	leichte Erdstöße; fast ohne Geräusch, tieferes Poltern, Schwanken und Schaukeln der Häuser	Quelle unklar Schmidt (1963), Grube (1974)
08.04.2000	G. Flottbek, Bereich Notke-, See- und Wind- mühlenstraße	stark	starke Erschütterungen, explosionsartige Geräusche, Geschirr klirrte	Taugs, Geol. Landesamt Hamburg (2000)
08.04.2009	G. Flottbek, Staudingerstr., Wohlsteinkamp, Viereck	schwach	schwache Erschütterungen, Knall, Nachbeben ca 1h nach Hauptbeben	Messung DAHM, 2009
28.04.2009	G. Flottbek, Staudingerstr., Wohlsteinkamp, Viereck	schwach	schwache Erschütterungen	Messung DAHM, 2009

Quelle: DAHM (2008), PALUSKA (2002)