Untersuchungen zu Aufbau, Stratigraphie und Genese von Nehrungshaken am Beispiel der Nordseeinseln Sylt und Amrum: Eine Methodenkombination aus Georadar und sedimentologischen Analysen

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften

vorgelegt beim Fachbereich 11 Geowissenschaften/Physische Geographie
der Goethe-Universität
in Frankfurt am Main

von
Tanja Tillmann
aus Frankfurt am Main

Frankfurt (2015)

vom Fachbereich 11 Geowissenschaften/Geographie
der Goethe-Universität als Dissertation angenommen

Dekan: Prof. Dr. Andreas Junge

1. Gutachter: Prof. Dr. Jürgen Wunderlich (Goethe-Universität/Frankfurt a. M)
2. Gutachter: Prof. Dr. Andreas Vött (Johannes Gutenberg-Universität/Mainz)

Datum der Disputation: 24.06.14

Inhalt

Danksagung ..... **VII**
Abstract ..... **IX**
Abbildungsverzeichnis ..... **XIII**
Tabellenverzeichnis ..... **XXIII**
Abkürzungsverzeichnis ..... **XXIV**
Symbolverzeichnis ..... **XXV**

1 Einleitung **1**
1.1 Gegenstand der Untersuchung 2
1.2 Kapitelübersicht 2

2. Untersuchungsgebiet: Die Inseln Sylt und Amrum **5**
2.1 Die Barriereinsel: Eine Frage der Definition? 6
2.2 Geologische Entwicklung der Inseln Sylt und Amrum 11
2.2.1 Präglaziale Entwicklung 11
2.2.2 Postglaziale Entwicklung 16
2.2.2.1 Postglazialer Meeresspiegelanstieg und Bildung von Torfen 16
2.2.2.2 Theorien zur Entstehung der Nehrungshaken von Sylt und Amrum 19
2.2.2.3 Entwicklung seit den mittelalterlichen Sturmfluten 21
2.2.2.4 Entstehung der Dünen von Sylt und Amrum 22
2.3 Siedlungsgeschichte 26
2.3.1 Siedlungsgeschichte von Sylt und Amrum in archäologischer Zeit 26
2.3.2 Siedlungsgeschichte der Nehrungshaken in historischer Zeit 30
2.4 Hydrologische Rahmenbedingungen 31
2.4.1 Gezeiten, Seegang und Strömungsverhältnisse um Sylt und Amrum 31
2.4.2 Sedimenttransport entlang der Westküsten 33
2.5 Heutige Küstenformen und Küstenschutz 34
2.5.1 Küstenschutz im Süden der Insel Sylt 35
2.5.2 Küstenschutz im Norden der Insel Amrum (Norddorf/Amrum Odde) 40
2.6 Zusammenfassung 43

3. Methodik ... 45
3.1 Georadar (Ground-penetrating radar) ... 47
3.1.1 Warum Georadarmessungen? ... 47
3.1.2 Forschungsstand und Entwicklung der Georadar-Methode in der Sedimentologie ... 49
3.1.3 Theoretischer Hintergrund und Funktionsprinzip ... 51
3.1.3.1 Grundlagen der Theorie elektromagnetischer Wellen ... 51
3.1.3.2 Elektromagnetische Materialeigenschaften ... 54
3.1.3.3 Ausbreitung und Geschwindigkeit elektromagnetischer Wellen im Untergrund ... 54
3.1.3.4 Luft- und Bodenwelle ... 58
3.1.3.5 Vertikale und horizontale Auflösung ... 58
3.2 Praktische Anwendung des Georadars im Küstenraum ... 60
3.2.1 Antennenwahl: Auflösung versus Erkundungstiefe ... 61
3.2.2 Geräteaufbau, Voreinstellungen und Datenaufnahme im Gelände ... 65
3.2.3 Survey Design und Survey Geometrie ... 69
3.2.4 Probleme und Grenzen ... 71
3.2.5 Bearbeitung *(Processing)* der Georadardaten ... 77
3.2.5.1 Bearbeitungsverfahren *(Processing-Flow)* ... *77*
3.2.5.2 1D-Filter ... 79
3.2.5.3 2D-Filter ... 82
3.2.5.4 Amplitudennormierung und Signalverstärkung durch die *gain*-Funktion ... 86
3.2.5.5 Geschwindigkeitsanalyse und Tiefenkorrelation ... 87
3.2.5.6 Migration ... 89
3.2.5.7 Topographische Korrektur durch dGPS Daten ... 90
3.2.5.8 Visualisierung und Illustration von Georadar-Daten ... 92
3.2.6 Interpretation von Georadardaten ... 93
3.2.6.1 Ursachen für Reflexionen im Küstenbereich ... 93
3.2.6.2 Methode der Radarstratigraphie ... 94
3.3 Bohrungen und sedimentologische Analysen ... 100
3.3.1 Laboranalysen ... 100
3.3.2 Korngrößenstatistische Auswertung nach Folk & Ward (1957) ... 103
3.3.3 Probleme und Grenzen ... 105
3.4 Datierungen ... 105
3.4.1 Radiokohlenstoff-Datierung (^{14}C) ... 106
3.4.2 Aminosäure-Racemisierungs-Methode (AAR) ... 108
3.5 Zusammenfassung ... 113

4. Geologie und Stratigraphie des südlichen Nehrungshakens von Sylt 115

4.1 Einleitung 118

4.1.1 Die Untersuchungsgebiete Hörnum Odde (HO) und Süd-Sylt (SS) 119

4.1.2 Bisheriger Forschungsstand zur Geologie und Geomorphologie des südlichen Nehrungshakens 123

4.2 Methoden 124

4.2.1 Georadar (GPR) 125

4.2.2 Bohrungen und sedimentologische Laboranalysen 126

4.2.3 Datierungen 127

4.2.4 Die Ausdehnung des südlichen Nehrungshakens von Sylt auf der Grundlage historischer Land- und Seekarten 127

4.3. Ergebnisse und Diskussion 131

4.3.1 Radarstratigraphie des südlichen Nehrungshakens von Sylt 131

4.3.1.1 Radarfazies Analyse 133

4.3.1.2 Zusammenfassung und Schlussfolgerung 157

4.3.2 Aufbau, Genese und Progradation der Hörnum Odde 158

4.3.2.1 Georadar-Profile 1 - 3 und Bohrungen 1, 2, 4, 10 158

4.3.2.2 Georadar-Profile 4 - 9 und Bohrungen 5 + 6 174

4.3.2.3 Georadar-Profile 10 - 12 188

4.3.2.4 Georadar-Profile 13 und 14 192

4.3.2.5 Georadar-Profile 15 und 16 und Bohrung S1 (Hörnum Steintal) 197

4.3.2.6 Diskussion 201

4.3.3 Alter der südlichen Inselspitze von Sylt (Hörnum-Odde) 204

4.3.3.1 Aminosäure-Racemisierungs-Datierungen (AAR) an Schilllagen 204

4.3.3.2 Ergebnisse 206

4.3.3.3 Diskussion zum Alter des südlichen Nehrungshakens von Sylt 212

4.3.4 Stratigraphie der Ansatzzone des südlichen Nehrungshakens an den zentralen Inselgeestkern bei Rantum/Süd-Sylt 216

4.3.4.1 Georadar-Profile 219

4.3.4.2 Sedimentologische Daten 222

4.3.4.3 Diskussion 223

4.3.5 Detektion eines fossilen Strandhakens bei Puan Klent/Süd-Sylt 230

4.3.5.1 Georadar-Profile 233

4.3.5.2 Sedimentologische Daten 236

4.3.5.3 Diskussion 236

4.4 Zusammenfassung und Ausblick 242

5. Das Georadar als Methode zur Identifizierung von washover-Sedimenten ... 247

5.1 Einleitung ... 248
5.2 Untersuchungsgebiet ... 250
5.3 Methoden ... 251
5.4 Ergebnisse und Diskussion ... 251
5.4.1 Rezente *washover*-Dynamik an der Hörnum Odde ... 251
5.4.2 GPR-Messungen auf *washover*-Ablagerungen in den Dünentälern 1 und 2 ... 256
5.4 Schlussfolgerung ... 263
5.5 Ausblick ... 265
5.6 Zusammenfassung ... 266

6. Holozäne Landschaftsentwicklung an der Westküste von Amrum ... 267

6.1 Einleitung ... 268
6.1.1 Das Untersuchungsgebiet Amrum Leuchtturm ... 268
6.1.2 Westküste und Kniepsand ... 269
6.2 Methoden ... 274
6.2.1 Georadar (GPR) ... 274
6.2.2 Bohrungen und sedimentologische Laboranalysen ... 274
6.2.3 Datierung ... 275
6.3 Ergebnisse ... 275
6.3.1 Radarfazies Analyse ... 275
6.3.2 Georadar-Profile ... 285
6.3.3 Sedimentologische Daten ... 293
6.4 Diskussion ... 298
6.4.1 *Coastal onlap* Modell ... 298
6.4.2 Andockmodell des Kniepsandes an die Insel Amrum ... 301
6.5 Zusammenfassung und Schlussfolgerung ... 304

7. Aufbau und Genese des nördlichen Nehrungshakens der Insel Amrum ... 307

7.1 Einleitung und Ausgangstheorie ... 308
7.2 Methoden ... 310
7.2.1 Georadar (GPR) ... 310
7.2.2 Bohrungen und sedimentologische Laboranalysen ... 311
7.2.3 Datierungen ... 311

7.3 Ergebnisse und Diskussion 313
7.3.1 Geologische Zusammensetzung und Ausdehnung des Geestkerns bei Norddorf 313
7.3.2 Aufbau und Stratigraphie der Risum Marsch 318
7.3.2.1 Bohrung AR2 318
7.3.2.2 Bohrung AR3 322
7.3.2.3 Diskussion 325
7.3.3 Entwicklung des nördlichen Nehrungshakens (Amrum Odde) 328
7.3.3.1 GPR-Profile 4 - 7 und Bohrung AO1 328
7.3.3.2 GPR-Profile 8 - 12 und Bohrung AO2 337
7.3.4 Exkurs: Der Unterschied zwischen einem Priel und einem *washover channel* im Radargramm 346
7.3.5 Zusammenfassung und Fazit 348
7.3.6 Ausblick 351

8. Zusammenfassung 353

9. Schriftenverzeichnis 357

Anhang (AAR-Datierungen) 381

Curriculum Vitae und akademischer Werdegang 385

Erklärung 398

Danksagung

Bei der Verwirklichung der vorliegenden Arbeit haben mir zahlreiche Personen und Institutionen ihre Unterstützung gewährt.

Mein erster Dank gilt meinem Doktorvater, Herrn Prof. Dr. Wunderlich, der durch die Übernahme der Betreuung mir die Durchführung dieser Arbeit erst ermöglichte. Ihm möchte ich besonders für sein Interesse an meiner Arbeit und die Unterstützung bei der Durchführung zahlreicher Geländekampagnen auf die Inseln Sylt und Amrum danken.

Ferner danke ich Prof. Dr. Andreas Vött (Universität Mainz) für das Übernehmen des Zweitgutachtens und bei allen Mitgliedern der Prüfungskommission für ihren Zeiteinsatz.

Ein besonderer Dank geht an die Deutsche Bundesstiftung Umwelt (DBU) sowie stellvertretend meinem persönlichen Betreuer Herrn Dr. Maximilian Hempel, die mir durch ein Promotionsstipendium ermöglicht haben, dieses Projekt zu verwirklichen. Neben der finanziellen Unterstützung bedanke ich mich außerdem bei der DBU für die exzellente ideelle Förderung während meiner gesamten Stipendiatenzeit und darüber hinaus. In diesem Zusammenhang sind besonders drei großartige DBU-Stipendiatenseminare zu nennen, die es mir erlaubten mein Forschungsthema und meine Ergebnisse regelmäßig im fachfremden Rahmen zu präsentieren und interdisziplinär zu diskutieren. Daher auch ein Dank an die Organisatoren Herr Dr. Christian Schaefer und Herr Dr. Maximilian Hempel. Meinen Mitstipendiatinnen und Mitstipendiaten danke ich für eine besondere Zeit, den regen, loyalen und interessanten Gedankenaustausch, eine ausgeprägte Diskussionskultur und die gegenseitige Motivation.

Ebenfalls sehr dankbar bin ich der DBU für die jährlichen Einladungen zur Festveranstaltung im Rahmen der Verleihung des Deutschen Umweltpreises sowie die Einladung zur Woche der Umwelt 2012 in Berlin und dem persönlichen Empfang durch den Bundespräsidenten im Schloss Bellevue.

Für die Genehmigungen unserer Arbeiten im Gelände bedanke ich mich herzlich bei dem Amt für Kreisentwicklung, Bau und Umwelt/Untere Naturschutzbehörde in Husum. Dem Vogelschutzverein Jordsand e.V. danke ich für die Betretungsgenehmigung der Nationalpark-Sonderschutzzone Amrum Odde. Herrn Jochen Werner (Vogelwart der Amrum Odde) danke ich ganz herzlich für seine logistische Unterstützung bei unseren Geländearbeiten ohne die wir unseren nördlichsten Bohrpunkt auf Amrum sicher nie erreicht hätten.

Herrn Prof. Dr. Andreas Junge (Universität Frankfurt) und seiner Arbeitsgruppe möchte ich für die stete Diskussionsbereitschaft und praktische Hilfestellung sowie die uneingeschränkte und kostenlose Bereitstellung der benötigten geophysikalischen Geräte aus dem Gerätepool der AG Angewandte Geophysik danken.

Frau Dr. Christina Salat und Herrn Dipl.-Ing. Marek Naser danke ich für die anfängliche Hilfestellung insbesondere mit den Geräten aus dem „Frankfurter"-Georadar-Pool.

Auch dem Georadarforum bzw. Herrn Dr. Jens Hornung (Universität Darmstadt) sei für die spontane, kostenlose und unproblematische Entleihung von diversem Georadar-Equipment sowie die Organisation unserer jährlichen Georadarforums-Treffen herzlich gedankt.

Herrn Dr. Daniel Ziehe sowie den Labormitarbeitern des ICBM-Terramare in Wilhelmshaven (Universität Oldenburg) und des Johann Heinrich von Thünen-Institutes in Braunschweig danke ich für die Datierungen an Muschelschalen mittels der Aminosäure-Racemisierungs-Methode. Besonders aber danke ich für die Bereitschaft mit der ungewohnten Methodenkombination aus GPR und AAR erstmals Neuland zu betreten und dieses auch in Zukunft zu verteidigen.

Die granulometrischen Laboranalysen wurden in erster Linie im Labor der Physischen Geographie der Goethe-Universität Frankfurt durchgeführt. Frau Doris Bergmann-Dörr und Frau Dagmar Schneider danke ich an dieser Stelle rechtherzlich für ihre nette Hilfe und professionelle Unterstützung bei der Bearbeitung meiner zahlreichen Sedimentproben. Außerdem sei den Labor-Hiwis gedankt, die sich mit mir zusammen durch unendlich viele Sandproben gesiebt haben.

Ein herzlicher Dank geht an dieser Stelle auch an Herrn Dipl.-Geogr. Dirk Nowacki und Herrn Dipl.-Geogr. Andreas Ginau (beide Universität Frankfurt) für die Unterstützung bei der Durchführung von Rammkernsondierungen während der Geländekampagnen auf den Inseln Sylt und Amrum. Bei Matthias Glöckner, Patrick Leidner, Nadja Küppermann, Iva Jukic, Hilal Sertdere, Vanessa Rabus, Sven Brinckmann und Susanne Hrabovszky bedanke ich mich für die tatkräftige Hilfe während der Geländearbeiten.

Herrn Dr. Sebastian Lindhorst (Universität Hamburg) danke ich für seine Hilfsbereitschaft zu Beginn meiner Arbeiten mit dem Georadar auf Sylt. Ein herzlicher Dank geht ebenso an Frau Mumm und Frau Kessenich vom Alfred-Wegener-Institut in List für die Möglichkeit während unserer Geländearbeiten auf Sylt im Gästehaus der Wattenmeerstation zu wohnen.

Ein weiterer Dank geht an die Damen und Herren des Sylter Archivs in Westerland für die freundliche Unterstützung und Bereitstellung von spezieller Literatur, Chroniken und altem Karten- und Luftbildmaterial.

Entscheidende Denkanstöße und zusätzliche Motivation verdanke ich dem Austausch mit Kollegen/-innen auf nationalen und internationalen Tagungen, deren Teilnahme von dem DAAD, der INQUA, der DBU, der Vereinigung der Freunde und Förderer der Goethe-Universität, der Hermann-Willkomm-Stiftung, der GEOPRAX Projektförderung, dem Gleichstellungsfond des Fachbereichs Geowissenschaften der Goethe-Universität, der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG), der Geologischen Vereinigung (GV) und dem Arbeitskreis für Geomorphologie finanziell unterstützt wurden.

Wilhelmshaven, den 11.11.13

Abstract

Barriers comprise approximately 15 % of the world's coastlines and are formed due to the combined action of wind, waves, and longshore currents. Barrier islands and barrier spits are geological young, highly dynamic and represent a complex coastal system that includes a number of different but closely related sedimentary depositional environments and geomorphologic elements of varying origin, genesis and evolution.

The stratification of coastal barriers is merely investigated by using borehole data. Therefore, the processes of evolution and the internal structure of barrier islands and spits are often unknown. In recent years the ground-penetrating radar (GPR) method has been widely used to examine the internal structures of Holocene sediments. As opposed to coring, ground-penetrating radar provides continuous two- or three-dimensional profiles with great geometrical and architectural detail.

In this study ground-penetrating radar (GPR) data of different antenna frequencies (100 MHz, 200 MHz, 400 MHz), sedimentological data, radiocarbon dating (^{14}C-AMS) and amino acid racemisation dating (AAR) have been combined to reveal the sedimentary structure and architecture of barrier island spit systems.

As a first step a comprehensive radar facies analysis has been performed that describes the typical reflection patterns of the barrier islands of Sylt and Amrum. Based on these data, different sedimentary models have been generated which describe the interaction between extreme events, coastal processes and sedimentary development and contain the major episodes of barrier island evolution.

The first model of the study area of Southern Sylt demonstrates a barrier spit accretion through southerly directed progradation. Eroded sediment was transported along the west coast of Sylt by longshore drift and was added to the southern spit-end. Growth and progradation of the southern spit-end has forced a southward directed tidal inlet migration of the Hörnum tidal inlet. Progradation and barrier spit accretion were also interrupted by severe storm surges. Storm surge generated erosion unconformities in a foreshore to shoreface environment redraw old spit-end positions that represent stages of barrier spit progradation. Spit enlargement increased when the time interval between storm surges was long and the delivery rate of sand from longshore drift was high. Annual winter storms also caused inundation of the barrier spit-end and produced elongate washover channels formed during numerous erosional overwash processes.

It was also the objective of this study to characterize erosional and depositional sedimentary features caused by overwash events as well as to find out and classify typical reflexion geometries in ground-penetrating radar (GPR) data. Typically features of washover deposits are cut-and-fill structures that are associated with erosive washover scour channels as well as nearly horizontal reflections of well bedded layers. Data have shown that especially diffraction hyperbolas play an important role in identifying washover deposits.

In a foreshore to backshore environment almost horizontal beach deposits were accumulated during a temporarily stable stage of the sea level. Fine to medium grained beach sand was reworked and blown out to build up some primary foredune ridges which enhance to shape the present dune area of the southern island spit of Sylt consisting of the minimum of two different dune generations.

Amino acid racemisation (AAR) was used as a tool for dating Holocene barrier island sediments. AAR help to define a chronological order and allows setting up a barrier island stratigraphy of Southern Sylt. Based on these dates the model of barrier spit accretion has been refined. AAR provided high temporal resolution and has been used for dating stages of barrier spit accretion. These time lines are marked as storm surge generated erosion unconformities in the stratigraphic order. Individual shells and shell fragments of Cerastoderma edule,

Mya arenaria, Mytilus edulis and Scrobicularia plana have been accumulated by short-term storm events as shell layers at the erosion unconformities and have been dated by AAR. Time lines reveal that the barrier spit accretion occurred episodically, depending on the provided rate of sand delivery and are becoming younger by approaching the south. The time lines have been verified and correlated by historic maps and sea charts. As a result, spit enlargement increased significantly during the Middle Ages and was coupled with several intensive storm surges in this period.

The second model of the study area of Southern Sylt is concerned with the spit add-on zone where the barrier spit is attached to the central island moraine core and shows a landward migration through barrier rollover affected by an interplay of barrier retreat and washover flooding associated with accumulation of sediment in a backbarrier environment as a result of several storm surges. With the exception of the uppermost dune facies the spit add-on zone reveals a transgressive coarsening upward sequence starting with sandy mud flat deposits at the bottom which turn into coarser sandy tidal flat deposits toward the top. Sandy tidal flat deposits are overlain by washover sheet and washover fan deposits. Storm surge erosion, washover flooding and accumulation caused barrier retreat but did not lead to the total destruction of the island. Instead, the island was rebuild and shifting eastward by rollover in a natural way.

Today, the situation is completely different. Infrastructure, settlement and tourism require a permanent conservation of the status quo. Coastal protection elements as well as recurring beach nourishments help to preserve the today's position of the southern barrier spit. This is how, the natural barrier rollover process as well as the erosion of the west coast is mainly prevented. As a consequence of this lack of eroded sediment, the spit end is going to receive only little sediment by longshore drift in the future and will therefore be more and more vulnerable.

The central part of the southern barrier spit takes up a special case concerning the geomorphological development. Next to the location of Puan Klent/Thörnhörn an underlying older barrier spit has been detected in the subsurface. This fossil barrier spit shows a different direction of progradation and is overlain by a sequence of tidal flat deposits of the backbarrier area. In this chapter two theories of the origin of this divergent fossil barrier spit are going to be presented.

A barrier island stratigraphy for the spit-end, the spit add-on zone and the central part of the southern barrier spit of Sylt has been set up. Concisely, Southern Sylt includes a trangressive barrier add-on zone and a progradational barrier spit-end.

The classical barrier spit development of Southern Sylt dominated by storm surge erosion, Washover flooding, longshore drift and accretion is typical for a lot of spit systems of the Southern North Sea. A similar development of the northern barrier spit of Amrum seems to be most likely and has been supposed until now. Unexpectedly, remnants of an underlying older barrier spit have been detected in the underground of Northern Amrum. This fossil barrier spit shows a different direction of progradation and is overlain by Holocene sandy tidal flat deposits. The study discusses two theories of the fossil barrier's origin and shows that barrier spit attachment is much more complex than previously supposed. In this way, spit enlargement and the geological development of Northern Amrum are not only characterized by simple spit attachment on a Pleistocene moraine core. The results make clear that the sedimentary architecture and the development of barrier spits of are quite multifaceted.

For the study area next to the lighthouse of Amrum two sedimentary models were generated. One model describes the process of barrier sandbar migration and the attachment to the Pleistocene island core. According to historical maps and nautical charts of the sixteenth and seventeenth century, the Kniepsand used to be a solitary barrier sandbar located well in front of the island's west coast without any connection to its Pleistocene core consisting of Saalian moraine deposits. The presented model shows how the Kniepsand has welded onto the island core of Amrum.

Before the barrier sandbar was connected to the island, conditions for sedimentation had been quite different. Tidal flat deposits had been accumulated in a low energy environment. Tidal flat deposits show a general coarsening upward trend and turn into overlying coarser grained beach deposits. Old cliffs formed through several storm surges are also preserved in GPR data. The landscape evolution in front of the westcoast of Amrum was summarized in the second model.

To sum up, the combination of cores and high-resolution GPR data allows a detailed facies analysis and provides new insights into the complicated sedimentary architecture of the barrier island of Sylt and Amrum. Sedimentary architecture and internal structure of variety coastal elements has led to the definition and interpretation of different coastal environments as well as leads to new theories about the development of both barrier island spits. Last but not least, it was also the purpose of this study to offer a new insights, examples and guidelines for using GPR in a similar coastal environment.

Abbildungsverzeichnis

Kapitel 2

Abb. 2.1: Überblick über das Untersuchungsgebiet. 6

Abb. 2.2: Querschnitt durch eine Barriereinsel in ursprünglicher Anlehnung an Leatherman (1988). 9

Abb. 2.3: Vereinfachtes und generalisiertes Strandprofil in Anlehnung an Davis 1992, Davis & FitzGerald 2004, Dingler 2005, Leatherman (1988) und Prothero & Schwab 1996. 10

Abb. 2.4: Das Morsum Kliff im Osten der Insel Sylt. 11

Abb. 2.5: Rotes Kliff bei Kampen auf Sylt (nach der Sturmflutsaison 2006/2007). 13

Abb. 2.6: Rekonstruktion des Landschaftsbildes und die wahrscheinliche Ausdehnung ehemaliger Geestkerne und Moränen vor der Westküste Sylts und Amrums zu Beginn der Transgression verändert nach Besch(1987) und Newig (1995). 15

Abb. 2.7: A: Dünental östlich des Quermarkenfeuers von Amrum. Die Oberkante der Geest wird durch eine alte Siedlungsoberfläche mit Bodenbildung gebildet. B: Dünental südlich von Norddorf auf Amrum. Als Oberkante der Geest tritt eine durch Deflation entstandene Steinsohle unter den holozänen Dünen hervor. 17

Abb. 2.8: Küstenlinie Nordfrieslands vor 5000 Jahren modifiziert nach Hoffmann (1998). 18

Abb. 2.9: A: Siedlungsfunde und Küstenverlauf Nordfrieslands um 6500 v. Chr., 5000 v. Chr. und 3000 v. Chr. verändert nach Meier (2007: 38) und Behre (2008: 24). 20

Abb. 2.10: A: Grabhügel Tipkenhoog aus der Jungsteinzeit (ca. 2500 v. Chr.) bei Keitum im Osten Sylts. B und C: Hausgrundrisse und Siedlungsreste aus dem 1. Jh. n. Chr. auf der Geestoberfläche in einem frei gewehten Dünental nördlich der Vogelkoje auf Amrum. 28

Abb. 2.11: Küstenschutzelemente im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde im Süden von Sylt. 36

Abb. 2.12: Küstenschutzelemente im Norden der Insel Amrum. 41

Kapitel 3

Abb. 3.1: Prinzip der Georadar-Methode und Darstellung einer Radarspur als Funktion der Signalstärke und als Farbbalken verändert nach Alteköster (2004). 48

Abb. 3.2: Schematische Darstellung zum Verlauf der direkten Luft- und Bodenwelle von der Sender-Antenne zur Empfänger-Antenne bei bistatischer Georadar-antennenanordnung verändert nach Neal (2004) und van der Kruk et al. (1999). 58

Abb. 3.3: Antennentest-Survey im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde/Sylt nach Tillmann & Wunderlich (2012). 62

Abb. 3.4: Beziehung zwischen Antennenfrequenz und maximaler Erkundungstiefe in siliziklastischen Lockersedimenten. 64

Abb. 3.5: Vergleich von Common-Offset- und Common-Midpoint-Georadarmessungen verändert nach Neal (2004) und van der Kruk (1999). 67

Abb. 3.6: GPR-Profil aus dem Untersuchungsgebiet Hörnum Odde im Süden Sylts gemessen vom Weststrand über die sich östlich anschließende Vordünenkette. Die Salzwasserintrusion aus dem Strandbereich führt im Westen des Profils zu Dämpfung und verminderter Erkundungstiefe. 72

Abb. 3.7: Vereinfachte schematische Darstellung einer Süßwasserlinse unter den Nehrungshaken von Sylt und Amrum basierend auf den Erkundungstiefen eigener Georadarmessungen in den Untersuchungsgebieten. 73

Abb. 3.8: A: Radargramm entlang der Oberkante des Roten Kliffs bei Kampen/Sylt (siehe Abb. 3.9), nach Tillmann & Wunderlich (2012). 74

Abb. 3.9: Profilfoto des Roten Kliffs bei Kampen/Sylt nach Tillmann & Wunderlich (2012). 75

Abb. 3.10: Processing-Flow für die in dieser Arbeit gezeigten Radargramme. 78

Abb. 3.11: Anwendung des dewow-Filters zur Verbesserung der GPR-Datenqualität. 80

Abb. 3.12: Funktionsprinzip eines Bandpass-Filters. 81

Abb. 3.13: Anwendung des notch-Filters zur Verbesserung der GPR-Datenqualität. 82

Abb. 3.14: Wirkungsweise des background removal-Filters. 83

Abb. 3.15: Radargramm aus dem „Großen Tal“ nördlich von Hörnum im Untersuchungsgebiet Süd-Syt. Die Multiple (rote Linie) zeichnet den topographischen Verlauf der Dünenoberkante nach, die sich höchstwahrscheinlich am Grundwasserspiegel (blaue Linie) spiegelt. 85

Abb. 3.16: Entstehung einer Diffraktionshyperbel an einem isolierten Reflektorpunkt, verändert nach Kearey & Brooks (1991) und Neal (2004). 87

Abb. 3.17: Geschwindigkeitsmodell basierend auf Diffraktionshyperbeln. 88

Abb. 3.18: Anwendung der Migration auf Georadar-Daten. 89

Abb. 3.19: Radargramm einer Düne im Süden der Insel Sylt basierend auf GPR-Daten von Tillmann & Wunderlich (2012). 91

Abb. 3.20: Schichtung in Sedimenten und Sedimentgesteinen als Ergebnis von unterschiedlicher Korngrößenzusammensetzung, -gestalt, -ausrichtung und -lagerung. Quelle: verändert nach Collison & Thompson (1989). 93

Abb. 3.21: Definition der Bezeichnungen Radarfazies, *radar surface* und *radar package* erweitert nach Lindhorst (2008). 94

Abb. 3.22: Grenzflächen, Reflektorbeziehungen und Reflektorendungen modifiziert nach Emery & Myers (1996). 95

Abb. 3.23: Vereinfachte Geometrie von Anlagerungsflächen an Küsten, modifiziert nach Schäfer (2005). A: Retrogradierende Küsten durch „*coastal onlap*“. B: Progradierende Küstenlinie durch „*offlap*“. 95

Abb. 3.24: Konzept der Radarstratigraphie in Anlehnung an Tillmann & Wunderlich (2011a, 2011 b, 2012). 97

Abb.3.25: Terminologie zur Definition und Beschreibung von Radarfazies und Reflektorendungen verändert nach Neal (2004). 98

Abb. 3.26: Vergleich unterschiedlicher Korngrößenskalen. Einteilung nach der DIN 4022, der Wentworth-Skala und der in dieser Arbeit verwendeten Phi-Skala. 102

Abb. 3.27: Zur AAR-Datierung wurden folgende Spezies herangezogenen (von links nach rechts): Herzmuschel (*Cerastoderma edule*), Sandklaffmuschel (*Mya arenaria*), Miesmuschel (*Mytilus edulis*) und Pfeffermuschel (*Scrobicularia plana*). 110

Abb. 3.28: Vereinfachtes Schema der Probenaufbereitung für die in dieser Arbeit durchgeführten AAR-Datierungen, verändert nach Ziehe (2009: 40). 111

Abb. 3.29: Methodischer Arbeitsablauf aus Georadarmessungen (GPR), topograpischer Geländevermessung (dGPS), Bohrungen, sedimentologischen Laboranalysen und Datierungen. Ziel der Methodenkombination ist die Entwicklung eines stratigrapischen Modells des oberflächennahen Untergrundes der Nehrungshaken und Untersuchungsgebiete auf den Inseln Sylt und Amrum. 112

Kapitel 4

Abb. 4.1: Bild A: Kartenausschnitt mit Lage der GPR-Profile und Bohrungen im Untersuchunggebiet Hörnum Odde/Sylt. Bild B und Bild C: Vergrößerte Kartenausschnitte mit den im Text thematisierten GPR-Profilen und Bohrungen. D: Position der GPR-Profile und Bohrungen im Steintal. E: Panoramabild mit Postion der GPR-Profile und Bohrungen. Quelle: erweitert nach Tillmann & Wunderlich (2011b). 120

Abb. 4.2: A: Ausschnitt aus dem nördlichen Teil Nordfrieslands um das Jahr 1240 vom Husumer Kartographen Johannes Mejer verändert nach Danckwerth (1652). B: Ausschnitt aus der Landkarte des Amt Tondern aus dem Jahre 1648 nach Johannes Mejer verändert nach Danckwerth (1652). C: Ausschnitt einer Seekarte aus der „Übersichtskarte der Schleswig-Holsteinischen Westküste, Teil I Nördliches Blatt (1:100000), aufgenommen von Grapow im Jahre 1868 und 1869, herausgegeben vom Marine Ministerium (1869), Verlag Dietrich Reimer, Berlin (aus Lang 1973). 128

Abb. 4.3: A: Ausschnitt aus der Seekarte der Deutschen Bucht von W.J. Waghenaer aus dem Jahr 1585. Nordfriesland und Insel Sylt mit Blickrichtung nach Osten. B: Ausschnitt aus der Seekarte nach Hayen aus dem Jahr 1585. 130

Abb. 4.4: Radarfazies-Definition für die Untersuchungsgebiete Hörnum Odde und Hörnum Steintal im Süden der Insel Sylt in Anlehnung an Tillmann & Wunderlich (2011a, *in 2014*). 132

Abb. 4.5: Typische Korngrößenverteilungen der Dünen-Fazies. Das Histogramm in Bild A zeigt gut sortierte Mittelsande mit einer positiven Schiefe. In Bild B und C ist die Korngrößenverteilung schlechter sortiert und resultiert in Bild C in einer negativen Schiefe. 134

Abb. 4.6: GPR-Transekt über den Kamm einer Vordünen im Süden der Hörnum Odde nach Tillmann & Wunderlich (2012). 136

Abb. 4.7: Die Tiderinnen-Fazies im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde. 139

Abb. 4.8: Charakteristische Korngrößenverteilungen der Erosionsdiskordanzen (Rf-HO-D1a, Rf-HO-D1b und Rf-HO-D2). 155

Abb. 4.9: Radargramm mit Diffraktions-hyperbeln im Bereich von zwei Erosionsdiskordanzen aus Grobsand und Kiesen aus Tillmann & Wunderlich (2011b). 156

Abb. 4.10: Das 380 m lange GPR-Profil 1 (200 MHz) verläuft von Norden nach Süden im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. C: Die Legende gilt für alle Profile aus den Untersuchungsgebieten Hörnum Odde und Hörnum Steintal. Quelle: erweitert nach Tillmann & Wunderlich (2013). 160

Abb. 4.11 (Teil 1): Teil 1 von GPR-Profil 2 (200 MHz). 162

Abb. 4.11 (Teil 2): Teil 2 von GPR-Profil 2 (200 MHz). 163

Abb. 4.12: GPR-Profil 3 (200 MHz) verläuft auf einer Länge von 438 m von Norden nach Süden. Zur Lage der Bohrungen und des GPR-Profils im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1. A: Radargramm nach Processing und topographischer Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation mit Position der Bohrungen (B4, B2, B10). Legende siehe Abb. 4.10. Quelle: verändert nach Tillmann & Wunderlich (2011b, *2014*). 166

Abb. 4.13: A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung 1. Zur Position von Bohrung 1 siehe Abb. 4.1. Die angefügte Legende gilt für alle weiteren Bohrungen aus dem Untersuchungsgebiet Hörnum Odde und Hörnum Steintal und entspricht farblich der Legende (Abb. 4.10) der GPR-Profile. 168

Abb. 4.14: A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung 4. Die Histogramme 1 - 3 zeigen typische Korngrößenverteilungen der Dünen- und Tiderinnen-Fazies sowie der Erosionsdiskordanzen. 170

Abb. 4.15: A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung 2. Bild 1 zeigt Fotos, der in den Vorspülsanden (Bild 2) vorkommenden Wellhornschnecke. Eine typische Korngrößenverteilung der *washover*-Fazies geht aus dem Histogramm aus Bild 3 hervor. Die Bilder 4 und 5 zeigen exemplarisch das Gesteins- und Molluskeninventar der Tiderinnen-Fazies. 171

Abb. 4.16: A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung 10. Die Histogramme 1 - 3 zeigen typische Korngrößenverteilungen der Sandvorspülung, der Dünen-Fazies und der Strand-Fazies. 173

Abb. 4.17: GPR-Profil 4 (200 MHz) verläuft mit einer Länge von 121 m von Westen nach Osten. Zur Lage von Bohrung 5 und GPR-Profil 4 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation mit Position der Bohrung 5. Legende siehe Abb. 4.10. Die Korngrößenstatistik von Bohrung 5 geht aus Abb. 4.18 hervor. Quelle: Tillmann & Wunderlich (2013). 174

Abb. 4.18: A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung 5. Die Fotos 1 - 4 zeigen die im Bohrkern Im Bereich der Erosionsdiskordanzen vorkommenden Kiese. In den Histogrammen 5 - 7 sind typische Korngrößenverteilungen der Dünen-, Strand- und Tiderinnen-Fazies dargestellt. Quelle: in Anlehnung an Tillmann & Wunderlich (2013). 176

Abb. 4.19: Nordwest-Südost streichendes GPR-Profil 5 (200 MHz) von 154 m Länge. Zur Lage von Bohrung 6 und GPR-Profil 5 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1 sowie Abb. 4.21. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.10. Quelle: Tillmann & Wunderlich (2011a, 2011b, 2012). 177

Abb. 4.20: Nordost-Südwest streichendes GPR-Profil 6 (200 MHz) von 135 m Länge. Zur Lage von Bohrung 6 und GPR-Profil 6 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1 und Abb. 4.21. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.10. Quelle: Tillmann & Wunderlich (*2014*). 178

Abb. 4.21: Die sich kreuzenden GPR-Profile 5 (Abb. 4.19) und 6 (Abb. 4.20). In der Mitte beider Profile wurde die Bohrung 6 (Abb. 4.22) abgeteuft. Zur Lage der GPR-Profile im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1. Legende siehe Abb. 4.10. Quelle: Tillmann & Wunderlich (2011a). 179

Abb. 4.22: A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung 6. Die Histogramme 1 und 2 zeigen typische Korngrößenver-teilungen der Dünen-, und Strand-Fazies. Das Foto 3 wurde im Untersuchungsgebiet an der Abbruchkante zur Westküste nach einer Sturmflut am 23. Oktober 2006 aufgenommen und zeigt die im Bohrkern an vergleichbarer Position nachgewiesene Diskordanz zwischen Strand- und Dünen-Fazies. Quelle: Tillmann & Wunderlich (*2014*). 180

Abb. 4.23: Foto eines Paläobodens innerhalb der Dünen-Fazies. Das Foto wurde im Untersuchungsgebiet an der Abbruchkante zur Westküste nach einer Sturmflut am 23.10.06 aufgenommen. Ein vergleichbarer Paläoboden lässt sich auch in Bohrkern 6 (siehe oberes Foto in Abb. 4.22 Bild B) nachweisen. 181

Abb. 4.24: West-Ost streichendes GPR-Profil 7 (200 MHz) von 69 m Länge. A: Radargramm B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.10. 182

Abb. 4.25: Zusammenhängende GPR-Profile 7 und 8. Zur Lage der Georadar-Profile im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1. Radarfazies und Interpretation von GPR-Profil 7 geht aus Abb. 4.24 hervor. 183

Abb. 4.26: Georadar-Profil 9 (200 MHz) verläuft von Westen nach Osten auf einer Länge von 88 m. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. 183

Abb. 4.27: West-Ost streichendes GPR-Profil 10 (200 MHz) von 125 m Länge. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. 188

Abb. 4.28: GPR-Profil 11 (200 MHz) von 130 m Länge verläuft von NNW nach SSE. A: Radargramm nach Processing und topographischer Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Quelle: Tillmann & Wunderlich (*2014*). 189

Abb. 4.29: West-Ost streichendes GPR-Profil 12 (200 MHz) von 95 m Länge. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. 190

Abb. 4.30: Zusammengesetzte GPR-Profile 10 - 12. Radarfazies und Interpretation sind in Abb. 4.27 - 4.29 dargestellt. 192

Abb. 4.31: West-Ost streichendes GPR-Profil 13 (200 MHz) von 148 m Länge. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. 193

Abb. 4.32: GPR-Profil 14 (200 MHz) verläuft auf einer Länge von 146 m von Südwesten nach Nordosten. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. 194

Abb. 4.33: Zusammengesetzte GPR-Profile 13 und 14. Radarfazies und Interpretation sind in Abb. 4.31 - 4.32 dargestellt. 196

Abb. 4.34: Das GPR-Profil 15 (200 MHz) verläuft auf einer Länge von 108 m von Südwesten nach Nordosten. Zur Lage von Bohrung S1 und GPR-Profil 15 im Hörnumer Steintal siehe Abb. 4.1. A: Radargramm nach Processing und topographischer Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. 198

Abb. 4.35: Das GPR-Profil 16 (200 MHz) verläuft auf einer Länge von 162,5 m von Nordwesten nach Südosten. A: Radargramm nach Processing und topographischer Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. 199

Abb. 4.36: A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung S1. Zur Position von Bohrung S1 im Hörnumer Steintal siehe Abb. 4.1 u. Abb. 4.34. 200

Abb. 4.37: *Barrier spit accretio*n Modell der Sylter Südspitze. Schematisches Nord-Süd-Profil durch die südliche Inselspitze. Quelle: Tillmann & Wunderlich (2013, 2014). 202

Abb. 4.38: Schema der Küstenlinien (*time lines*) der südlichen Inselspitze von Sylt. Die Küstenlinien der progradierenden Hörnum Odde werden nach Süden hin jünger, sodass die Küstenlinie 1 die älteste und die Küstenlinie 5 die jüngste darstellt. 206

Abb. 4.39: Übersicht der AAR-Datierungen aus GPR-Profil 3 (vgl. Abb. 4.12). Zur Legende und Lage von GPR-Profil 3 siehe Abb. 4.10 und Abb. 4.1. Quelle: in ursprünglicher Anlehnung an Tillmann & Wunderlich (2011b). 207

Abb. 4.40: Ausschnitt aus GPR-Profil 2 (Teil 1). Zur Legende und Position siehe Abb. 4.1, Abb. 4.10 und Abb. 4.11. Die in Bohrung 1 enthaltenen Muschelschalen wurden mittels AAR datiert. 209

Abb. 4.41: AAR-Datierungen an Muschelschalen aus Bohrung 6 im GPR-Profil 5. Zur Lage von Bohrung 6 und GPR-Profil 5 siehe Abb. 4.1 und 4.21. Legende und Interpretation von GPR-Profil 5 sind in Abb. 4.10 und Abb. 4.19 ersichtlich. Quelle: erweitert nach Tillmann & Wunderlich (2011a, 2011b, 2012). 210

Abb. 4.42: AAR-Datierungen an Muschelschalen aus Bohrung 5 im GPR-Profil4. Zur Lage von Bohrung 5 und GPR-Profil 4 siehe Abb. 4.1. Legende und Interpretation von GPR-Profil 4 sind in Abb. 4.10 und Abb. 4.17 ersichtlich. Quelle: erweitert und ergänzt nach Tillmann & Wunderlich (2013). 211

Abb. 4.43: Für die AAR-Datierungen des GPR-Profils 15 wurden Muschelschalen aus Bohrung S1 entnommen. Zur Lage von Bohrung S1 und GPR-Profil 15 siehe Abb. 4.1. Legende und Interpretation sind in Abb. 4.10 und Abb. 4.34 ersichtlich. 212

Abb. 4.44: Zeitmodell der Inselspitze. Vgl. auch Abb. 37. 214

Abb. 4.45: Gemessene GPR-Profile und abgeteufte Bohrungen im Vergleich zu den Küstenlinien aus Ahrendt & Köster (1998). 215

Abb. 4.46: Untersuchungsgebiet Süd-Sylt. 217

Abb. 4.47: Radarfazies-Definition der Untersuchungsgebiete von Süd-Sylt. 218

Abb. 4.48: West-Ost streichendes GPR-Profil 17 (200 MHz) von 97 m Länge. Zur Lage von GPR-Profil 17 und Bohrung 7 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.46 (Bild B). A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Die Legende gilt für alle weiteren GPR-Profile aus dem Untersuchungsgebiet Süd-Sylt. Quelle: Tillmann & Wunderlich (2013). 220

Abb. 4.49: West-Ost streichendes GPR-Profil 18 (200 MHz) von 104 m Länge. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.48. 221

Abb. 4.50: GPR-Profil 19 (200 MHz) verläuft mit einer Länge von 160 m von Nordwesten nach Südosten. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. 222

Abb. 4.51: Das *Barrier-rollover*-Modell aus Tillmann & Wunderlich (2013) zeigt vereinfacht den Aufbau, die Stratigraphie und die Entwicklung der Ansatzzone des südlichen Nehrungshaken von Sylt an den zentralen Inselgeestkern südlich der Ortschaft Rantum. 227

Abb. 4.52: Das *barrier-rollover*-Modell beschreibt die Entwicklung des Nehrungshakens bei Rantum in unterschiedlichen Stadien. 229

Abb. 4.53: Teil 1 des Nord-Süd streichenden GPR-Profiles 20 (200 MHz). Zur Lage von GPR-Profil 20 siehe Abb. 4.46 (Bild C). A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.48. Teil 2 von GPR-Profil 20 ist in Abb. 4.54 dargestellt. 231

Abb. 4.54: Teil 2 des Nord-Süd streichenden GPR-Profiles 20 (200 MHz). Zur Lage von GPR-Profil 20 siehe Abb. 4.46 (Bild C). Teil 1 von GPR-Profil 20 ist in Abb. 4.53 dargestellt. 232

Abb. 4.55: GPR-Profil 21 (200 MHz) verläuft auf einer Länge von 205 m von Nordwesten nach Südosten. Zur Lage von GPR-Profil 21 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.46 (Bild C). 233

Abb. 4.56: GPR-Profil 22 (200 MHz) und Bohrung 8. Zur Lage von GPR-Profil 21 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.46 (Bild C). 234

Abb. 4.57: Zusammengesetzte GPR-Profile 21 und 22. Radargramme nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation sind in Abb. 4.55 - 4.56 ersichtlich. Zur Lage von GPR-Profil 21 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.46 (Bild C). 235

Abb. 4.58: Vereinfachtes Schema zur Entstehung des fossilen Strandhakens von Thörnhörn durch fortschreitenden *„barrier rollover"*. 240

Abb. 4.59: Vereinfachter schematischer Überblick über die Geologie von Süd-Sylt. 243

Kapitel 5

Abb. 5.1: Überblick über das Untersuchungsgebiet Hörnum Odde. A: Lage der Nordfriesischen Inseln innerhalb der Deutschen Bucht. B: Lage des Untersuchungsgebietes Hörnum Odde im Süden von Sylt. C: Topographische Karte der Hörnum Odde mit Lage der Dünentäler 1 und 2 sowie der GPR-Profile 1 und 2. 250

Abb. 5.2: A - C: *Runup overwash* zu Beginn der Sturmflut am 23.10.2006. Einzelne Wellenkämme überspülen den Eingang zum Dünental 2. Zur Position von Dünental 2 siehe Karte in Abb. 5.1. D: Deflation aus Dünenkliff und Strand. Rückschreitende Erosion der Düne südlich von Dünental 2. Teile des Bunkers liegen auf dem Strand. E: Durch *washover* und Deflation begrabene Vegetation und Treibgut. F: Sturmtief Britta am 31.10/01.11.06 führte zum *inundation overwash* in Dünental 2, sodass am 02.11.06 noch Meerwasser im rückwärtigen Dünengelände zurückblieb. G: Ursprünglicher *washover fan* am 25.10.06 im noch durch Meerwasser gefluteten Dünental 2. H: Durch Deflation aufgearbeiteter *washover fan* am 28.10.06 in Dünental 2. 253

Abb. 5.3: A: Dünental 1 vor der Sturmflutsaison 2006/2007 (Aufnahme am 19.10.06). Zur Lage von Dünental 1 siehe Karte in Abb. 5.1. B: Dünental 1 nach der Sturmflutsaison 2006/2007 (Aufnahme am 21.04.07). Das an drei Stellen zum Strand hin geöffnete Dünental fungiert als Windkorridor und ermöglicht den Transport von Sand aus dem Strandbereich. Ursprüngliche *washover*-Sedimente können im Gelände nicht von äolischen Sedimenten unterschieden werden. C: Akkumulation von Treibgut im Eingangsbereich von Dünental 1 erlaubt die Kartierung von Teekgrenzen (Aufnahme nach der Sturmflut am 26./27.10.06). D: Der Eingang von Dünental 1 wurde 2008 durch eine aufgespülte Dünenverwallung geschlossen und durch biotechnische Strandhaferpflanzungen vor weiterer Deflation geschützt. 254

Abb. 5.4: A: Dünental 2 vor der Sturmflutsaison 2006/2007 (Aufnahme am 19.10.06). Zur Lage von Dünental 2 siehe Karte in Abb. 5.1. B: Dünental 1 nach der Sturmflutsaison 2006/2007 (Aufnahme am 21.04.07). Zum Strand hin geöffnetes Dünental fungiert als Windkorridor und ermöglicht den Transport von Sand aus dem Strandbereich. Ursprüngliche *washover*-Sedimente können im Gelände nicht von äolischen Sedimenten unterschieden werden. C: Der Eingang von Dünental 2 wurde 2008 durch eine aufgespülte Dünenverwallung geschlossen und durch biotechnische Strandhaferpflanzungen vor weiterer Deflation geschützt. 255

Abb. 5.5: A: Radargramm W1 (200 MHz) nach dem Processing und der topographischen Geländekorrektur. Das GPR-Profil W1 wurde von Süden nach Norden auf der Dünenverwallung im Eingangbereich von Dünental 1 gemessen. Die Berechnung des Maßstabs beruht auf einer durchschnittlichen Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,1 m/ns. B: Interpretation des Radargramms aus A. C: GPR-Profilstrecke im Gelände. Zur Lage von Dünental 1 siehe Karte in Abb. 5.1. 258

Abb. 5.6: A: Radargramm W2 (200 MHz) nach dem Processing und der topographischen Geländekorrektur. Das GPR-Profil W2 wurde von Norden nach Süden auf der Dünenverwallung im Eingangbereich von Dünental 2 gemessen. Für die Berechnung des Maßstabs wurde eine durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,1 m/ns zugrunde gelegt. B: Interpretation. C: GPR-Profilstrecke im Gelände. Zur Lage von Dünental 1 siehe Karte in Abb. 5.1. 262

Kapitel 6

Abb. 6.1: Überblick über das Untersuchungsgebiet. A: Lage der Nordfriesischen Inseln innerhalb der Deutschen Bucht. B: Lage des Untersuchungsgebietes nahe des Leuchtturms der Insel Amrum. C: Position der GPR-Profile und Bohrungen im Untersuchungsgebiet. Quelle: Tillmann et al. (*2013*). 269

Abb. 6.2: Lage der Bohrungen AL2 und AL6 im Landschaftsmodel nach FALK (2001). A: Geestkern der Insel Amrum im Präboreal. B: Beginn der Transgression und Überflutung der Inselgeest im Atlantikum. C: Die transgredierende Nordsee erreicht im Subboreal über das Tief der Norderaue das Untersuchungsgebiet Amrum Leuchtturm. Die Bohrungen AL2 und AL6 lagen noch außerhalb des Überflutungsbereichs. Quelle: erweitert nach Falk (2001). 270

Abb. 6.3 (Bilder A und B): A: Der Ausschnitt aus der Seekarte der Deutschen Bucht von W. J. Wagenhaer aus dem Jahr 1585 mit Blickrichtung nach Osten zeigt die Insel Amrum mit vorgelagerter Sandbank „Ameren Bor". B: Ausschnitt aus der Landkarte des Amt Tondern aus dem Jahre 1648 nach Johannes Mejer verändert nach Danckwerth (1652). Westlich vor der Küste Amrum ist der „Kniepsandt" erstmals namentlich erwähnt. 272

Abb. 6.3 (Bilder C bis F): C: Ausschnitt aus einer Seekarte der Helgoländer Bucht von Zahrtmann aus dem Jahre 1841 (aus Lang 1973). D: Ausschnitt aus einer Seekarte der Helgoländer Bucht von Zahrtmann aus dem Jahre 1862 (aus Lang 1973). E: Ausschnitt aus einer topographischen Karte der Königlich Preussischen Landes-Aufnahme (Maßstab 1:25000) aus dem Jahre 1878. F: Ausschnitt aus einer topographischen Karte (Meßtischblatt 199 im Maßstab 1:25000) aus dem Jahre 1927. 273

Abb. 6.4: Radarfazies-Definition aus dem Untersuchungsgebiet Amrum Leuchtturm nach Tillmann et al. (*2013*). 276

Abb. 6.5: A: Das Radargramm (200 MHz) zeigt einen Ausschnitt aus GPR-Profil 5. B: Interpretation und Legende. C: Foto der Düne mit Lage von GPR-Profil 5. D: Pürkhauer-Bohrung und Korngrößenverteilung innerhalb der Dünen-Fazies. E: Typische Korngrößenstatistik der Dünen-Fazies (Rf-AL-A1) im Untersuchungsgebiet. Bild 1 zeigt mäßig gut sortierten Feinsand mit negativer Schiefe. Bild 2: mäßig gut sortierter Mittelsand mit beinahe symmetrischer Kornverteilungskurve. Bild 3: Mäßig gut sortierter Mittelsand mit positiver Schiefe.Quelle: erweitert nach Tillmann et al. (*2013*). 278

Abb. 6.6: GPR-Profil 1 und Position der Bohrungen AL1, AL2 und AL6. Die Lage von GPR-Profil15 im Untersuchungsgebiet geht aus Abbildung 6.1 hervor. A: Für die GPR-Daten wurde ein Basis-Processing aus (*static correction, subtract-mean dewow,* Bandpassfilter, *background removal, gain* und Migration) angewandt und die Topographie mit Hilfe von dGPS Koordinaten ausgeglichen. B: Radarfazies und Interpretation von GPR-Profil 1. Die Legende gilt auch für alle weiteren GPR-Profile dieses Kapitels. Quelle: Tillmann et al. (*2013*). 286

Abb. 6.7: Der vergrößerte Ausschnitt aus GPR-Profil 1 zeigt die *coastal-onlap*-Konfiguration der Reflexionen im Detail. Quelle: Tillmann et al. (*2013)*. 287

Abb. 6.8: Das GPR-Profil 2 stellt die unmittelbare Verlängerung von GPR-Profil 1 dar. Die Lage von GPR-Profil 2 im Untersuchungsgebiet ist aus Abbildung 6.1 ersichtlich. Die Legende ist in Abbildung 6.6 dargestellt. 288

Abb. 6.9: Das GPR-Profil 4 wurde im rechten Winkel zu GPR-Profil 1 gemessen. Zur genauen Position von GPR-Profil 4 siehe Abbildung 6.1. Die Legende ist in Abbildung 6.6 dargestellt. 289

Abb. 6.10 **Teil 1:** Anfang von GPR-Profil 3. Das GPR-Profil 3 stellt die Verlängerung von GPR-Profil 2 dar. Zur Lage von GPR-Profil 3 im Untersuchungsgebiet siehe Abbildung 6.1. Quelle: Tillmann et al. (2013). 290

Abb. 6.10 **Teil 2:** Ende von GPR-Profil 3. Das GPR-Profil 3 stellt die Verlängerung von GPR-Profil 2 dar. Zur Lage von GPR-Profil 3 im Untersuchungsgebiet siehe Abb 6.1. Quelle: Tillmann et al. (*2013)*. 291

Abb. 6.11: Vergrößerter Ausschnitt aus GPR-Profil 3. Zur Position des Ausschnitts innerhalb des Profils siehe Abbildung 6.10 Teil 1. Der Ausschnitt zeigt die ostwärts gerichtete Wanderung des Kniepsandes. Quelle: Tillmann et al. (*2013*). 292

Abb. 6.12: Bohrkern (A) und Korngrößenstatistik (B - D) von Bohrung AL2.Bild 1 markiert im Bohrkern einen Paläoboden innerhalb der Dünen-Fazies. Bild 2 zeigt die Oxidation der Strandsedimente durch Eisenausfällung. Quelle: Tillmann et al. (*2013*). 294

Abb. 6.13: Bohrkern (A), Korngrößenstatistik (B - D) und Legende von Bohrung AL6. Bild 1: Das Vorkommen zahlreicher Wattschnecken (Hydrobia ulvae) sprechen für ein Schlickwatt. Quelle: Tillmann et al. (*2013*). 296

Abb. 6.14: Das coastal onlap Modell zeigt schematisch die Landschaftsentwicklung vor der Westküste der Insel Amrum. Quelle: Tillmann et al. (*2013*). 299

Abb. 6.15: Andockmodell des Kniepsandes an die Insel Amrum nach Tillmann et al. (*2013)*. 303

Kapitel 7

Abb. 7.1: Der Geestkern bei Norddorf/Amrum. Die Karte zeigt alle bei Norddorf gemessenen GPR-Profile und abgeteuften Bohrungen sowie die Positionen der in den Bildern 1 - 4 gezeigten Aufschlüsse. Quelle: erweitert nach Tillmann & Wunderlich (2012). 312

Abb. 7.2: Radarfazies-Definition von Nord-Amrum. 314

Abb. 7.3: Süd-Nord streichendes GPR-Profil 1 (200 MHz) von 146,5 m Länge. Zur Lage von GPR-Profil 1 und Bohrung N1 siehe Abb. 7.1. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 7.11. Quelle: Tillmann & Wunderlich (2012). 315

Abb. 7.4: West-Ost streichendes GPR-Profil 2 (200 MHz) von 174 m Länge. Zur Lage von GPR-Profil 2 und der Bohrungen N1, N2, N3 und N4 siehe Abb. 7.1. Die Bohrung N1 markiert zugleich den Kreuzungspunkt zu GPR-Profil 1. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. . B: Radarfazies und Interpretation. 316

Abb. 7.5: Südost-Nordwest streichendes GPR-Profil 3 (200 MHz) von 144 m Länge. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. 317

Abb. 7.6: Typische Korngrößen-verteilung der Geestkern-Fazies im Gebiet Amrum Norddorf. Das Histogramm zeigt mäßig gut sortierte Feinsande mit einer positiven Schiefe. 317

Abb. 7.7: Bild A: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes im Norden der Insel Amrum. Bild B: Übersicht der im Bereich der Amrum Odde gemessenen GPR-Profile und abgeteuften Bohrungen. 319

Abb. 7.8: A - D: Korngrößenstatistik und Datierungen von Bohrung AR2. Zur Position von Bohrung AR2 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.7. Die Legende gilt für alle weiteren, im Untersuchungsgebiet abgeteuften Bohrungen. 321

Abb. 7.9: Radiokohlenstoff-Datierungen an Torfen aus Bohrung AR2. 322

Abb. 7.10: A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung AR3. Die Bilder 1 und 2 zeigen *washover*-Sequenzen innerhalb der feinkörnigen Salzwiesen-Fazies. 323

Abb. 7.11: GPR-Profile 4 und 5 (200 MHz). GPR-Profil 4 zeigt die Interpretation. Das Radargramm zur Interpretation von GPR-Profil 4 geht aus Abb. 7.16 hervor. GPR-Profil 5 ist als Radargramm dargestellt. Zur Lage der GPR-Profile 4 und 5 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.7 (Bild B). Die Legende gilt für alle weiteren im Untersuchungsgebiet gemessenen GPR-Profile. 329

Abb. 7.12: Nord-Süd streichendes GPR-Profil 6 (200 MHz) von 143 m Länge. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 7.11. 330

Abb. 7.13: West-Ost streichendes GPR-Profil 7 (200 MHz) von 220 m Länge. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. 330

Abb. 7.14: A - D: Korngrößenstatistik und AAR-Datierungen von Bohrung AO1. 331

Abb. 7.15: Schematisches Modell zur Entwicklung der Amrum Odde. Bild A: Nordhaken-Theorie. Gemäß der Nordhaken-Theorie entwickelte sich als Vorläufer der heutigen Amrum Odde am zentralen Geestkern bei Norddorf ein nördlicher Nehrungshaken, dessen äußere und stark nach Südosten gebogene Spitze in den GPR-Profilen 4 - 6 abgebildet ist. Bild B: Die Südhaken-Theorie geht von einem weiteren Geestkern unter der Oddespitze aus, an dem im Süden ein Nehrungshaken ansetzt. 335

Abb. 7.16: West-Ost streichendes GPR-Profil 4 (200 MHz) von 54 m Länge. Interpretation und Radarfazies siehe Abb. 7.11. Zur Lage von GPR-Profil 4 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.7 (Bild B). 336

Abb. 7.17: GPR-Profile 8 und 9 (200 MHz). GPR-Profil 9 ist als Radargramm dargestellt. GPR-Profil 8 zeigt die Interpretation. 338

Abb. 7.18: West-Ost streichendes GPR-Profil 10 (200 MHz) von 209 m Länge. 339

Abb. 7.19: GPR-Profile11 und 12 (200 MHz). GPR-Profil 12 ist als Radargramm dargestellt. GPR-Profil 11 zeigt die Interpretation. Der Ausschnitt auf GPR-Profil 11 ist als Radargramm in Abb. 7.22 dargestellt. 340

Abb. 7.20: Gesteinsfeld der Amrum Odde. Bild A zeigt die im Strandbereich ausbeißenden Kiese an der östlichen Oddespitze sowie die Position von Bohrung AO2. Bild B: Gesteinsfeld und Blick auf die Oddespitze mit Position von Bohrung AO2. Bild C: Blick über die Vordünen der Amrum Odde in Richtung Föhr. Bild D: Panorama entlang Wattseite der Amrum Odde mit Position der Bohrung AO2. 341

Abb. 7.21: A - D: Korngrößenstatistik und AAR-Datierungen von Bohrung AO2. 342

Abb. 7.22: Der Ausschnitt aus GPR-Profil 11 (Abb. 7.19) zeigt zwei Prielsysteme, die sich im Liegenden in den Geestkern einschneiden. 344

Abb. 7.23: Vereinfachtes Blockbild zeigt das erosive Einschneiden der Priele in die Watt- und Geestsedimente im Liegenden. Die unverfestigten Geestsande bieten dem sich einschneidenden Priel nur wenig materialbedingten Widerstand. Die im Geestkern enthaltenen Geschiebe gelangten so in das Priel-Watt-Prozesssystem. 345

Abb. 7.24: Unterscheidung von Priel und *washover channe*l durch Radargramme und Bohrdaten. 347

Abb. 7.25: Verteilung der Geestvorkommen auf Grundlage der Seekarte sowie eigener GPR-Daten und Bohrungen. 349

Tabellenverzeichnis

Tab. 3.1: Näherungswerte für die Leitfähigkeit (σ), die relative Dielektrizitätskonstante (ε_r), die Dämpfung (α) und die Ausbreitungsgeschwindigkeit (v) der elektromagnetischen Welle für unterschiedliche Materialien bei 100 MHz. Quelle: in Anlehnung an Annan (2001); Blindow et al. (2005); Davis & Annan (1989) und Lindhorst (2008). 56

Tab. 3.2: Werte für die Ausbreitungsgeschwindigkeit (v) der elektromagnetischen Wellen in den unterschiedlichen im Untersuchungsgebiet vorkommenden Materialien und Gesteinen basierend auf eigenen GPR-Messungen mit den Antennenfrequenzen: 100 MHz, 200 MHz und 400 MHz. Die Bezeichnung „wassergesättigt“ bezieht sich ausschließlich auf die Wassersättigung durch Grund- und Süßwasser. 57

Tab. 3.3: Sortierung und Schiefe nach der Phi-Skala. 104

Abkürzungsverzeichnis

2D	zweidimensional
3D	dreidimensional
AAR	Aminosäure-Racemisierung
Abb.	Abbildung
AD	^{14}C-Jahre nach Christus
AMS	*Accelerated Mass Spectrometry*
BC	engl. *before Christ* (Jahre vor Christi Geburt)
BP	engl. *before present* bzw. konventionelle ^{14}C-Jahre vor heute
bspw.	beispielsweise
bzgl.	bezüglich
bzw.	beziehungsweise
C	chemisches Symbol für Kohlenstoff
ca.	circa
cal. BP	kalibrierte ^{14}C-Jahre vor heute (bezogen auf das Kalenderjahr 1950)
cm	Zentimeter
CMP	*Common Midpoint* Messungen
DBU	Deutsche Bundesstiftung Umwelt
d. h.	das heißt
dGPS	differentielles GPS
DIN	Deutsches Institut für Normung
DK	Dielektrizitätskoeffizient, dielektrische Permittivität
E	Ost(-en), östlich
EM	elektromagnetisch
EMR	elektromagnetisches Reflexionsverfahren
et al.	(lat. et altera) und andere
f.	folgende
ff.	ferner folgende
ggf.	gegebenenfalls
GHz	Gigahertz (10^6 Hz)
GPR	engl. *ground-penetrating radar* (Georadar; Bodenradar)
GPS	
GSSI	*Geophysical Survey Systems, Inc*
ha	Hektar
Hz	Hertz
i. d. R.	in der Regel
J. v. h.	Jahre vor heute (vor 2012)
km	Kilometer
m	Meter
MHz	Megahertz
mm	Millimeter
msl	*meal sea level* (Mittleres Hochwasserniveau)
MThb	Mittlerer Tidenhub
MThw	Mittleres Tidehochwasser
N	Nord(-en), nördlich
n. Chr.	nach Christi Geburt
NE	Nordost(-en), nordöstlich
NN	Normal Null
Nr.	Nummer
ns	Nanosekunde(n) = 10^{-9} s
NW	Nordwest(-en), nordwestlich
Rf	Radarfazies
RK	Reflexionskoeffizient
s	Sekunde

S	Süden(-en), südlich
s. o./s. u.	siehe oben/siehe unten
SE	Südost(-en), südöstlich
sog.	so genannte
SW	Südwest(-en), südwestlich
Tab.	Tabelle
TK25	Topographische Karte im Maßstab 1:25.000
TWT	*two-way travel time* (Zwei-Wege-Laufzeit)
u. a.	unter anderem
ü. NN	über Normal Null
v. Chr.	vor Christi Geburt
vgl.	vergleiche
W	West(-en), westlich
z. B.	zum Beispiel
z. T.	zum Teil

Symbolverzeichnis

c_0	Vakuumlichtgeschwindigkeit mit $c_0 = 2{,}998 \times 10^8$ m/s
f	Frequenz
fc	Mittenfrequenz
v	Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle
ε	Dielektrizitätszahl
ε_0	Permittivität des Vakuums
ε_r	relative Dielektrizitätszahl
λ	Wellenlänge
μ	magnetische Permeabilität
μ_0	magnetische Permeabilität des Vakuums
μm	Mikrometer (10^{-6} m)
μ_r	relative magnetische Permeabilität
σ	elektrische Leitfähigkeit
φ	Korngröße nach der *Phi-Skala*
Ø	Durchmesser (d)
>/<	größer als/kleiner als

Kapitel 1

Einleitung

1.1. Gegenstand der Untersuchung

Barriereinseln und Nehrungshaken umfassen rund 15 % der weltweiten Küstenlinie. Als hochdynamische geomorphologische Systeme sind sie im Allgemeinen durch kleinräumige wechselnde Faziesräume und sich relativ kurzzeitig ändernde Verhältnisse geprägt. Heutzutage sind Barriereinseln gleichermaßen Siedlungs-, Erholungs- und Wirtschaftsraum und erfüllen als der Küste vorgelagerte Inseln eine natürliche Küstenschutzfunktion. Das Wissen um ihre Entwicklung einschließlich der daran beteiligten Prozesse ist daher essentiell.

Nehrungshaken und Barriereinseln, geformt durch eine Kombination aus Wind, Wellen, Strömung und Küstenlängstransport gelten als geologisch junge und morphologisch hoch aktive Küstenbereiche und variieren häufig in Ursprung, Genese und Entwicklung. Bisherige Untersuchungen zur Stratigraphie dieser Sedimentationsräume basieren häufig allein auf Bohrungen. Diese beruhen auf punktuellen, stichprobenartigen Informationen mit standortbezogenem Charakter, die in der Regel durch räumliche Interpolation und Korrelation auf das gesamte Untersuchungsgebiet angewendet werden. Daher sind die interne sedimentologische Struktur und die Prozesse, die zur Entwicklung von Barriereinseln und Nehrungshaken geführt haben, oftmals unzureichend untersucht.

Ziel der nachfolgenden Arbeit ist es, anhand hochauflösender geophysikalischer und sedimentologischer Daten der Nordseeinseln Sylt und Amrum die Entstehung und interne sedimentäre Architektur von Barriereinseln und Nehrungshaken zu rekonstruieren. Auf dieser Grundlage wurde für den südlichen Nehrungshaken der Insel Sylt, den Norden Amrums und dem der Insel Amrum im Westen vorgelagerten Kniepsand Modelle der geologisch-geomorphologischen Entwicklung generiert.

Eine Methodenkombination aus zwei- und dreidimensionalen Georadarmessungen (100 MHz, 200 MHz, 400 MHz), Bohrungen und sedimentologischen Laboranalysen ermöglicht eine hochauflösende Stratigraphie des oberflächennahen Untergrundes sowie die Identifizierung, Abgrenzung und Klassifizierung geologischer und küstenmorphologischer Strukturen. Die Einordnung in einen chronologischen Rahmen wird durch Datierungen (AMS Radiokohlenstoff-Methode, Aminosäure-Racemisierungs-Methode) gewährleistet.

1.2 Kapitelübersicht

Der Inhalt der vorliegenden Arbeit wurde teilweise bereits publiziert. Nachfolgend genannte Teilpublikationen liegen vor:

Peer-Review:

2014

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (*2014*): Barrier spit accretion model of Southern Sylt/ German North Sea: Insights from ground-penetrating radar surveys. – *Zeitschrift für Geomorphologie,* 58(3): 137 - 161

Tillmann, T. (*accepted)*: Geomorphology and internal sedimentary structure of a landward migrating barrier spit (Southern Sylt/ German Bight): Insights from GPR surveys. In: Randazzo, G., Cooper, J.A.G., Jackson, D.W.T. [eds.]: Sand and gravel spits. – Springer, Coastal Research Library.

2013

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2013): Barrier rollover and spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – *Journal of Coastal Research*, SI No. 65 (1): 600 - 605.

Tillmann, T., Ziehe. D. & Wunderlich, J. *(2013)*: Holozäne Landschaftsentwicklung an der Westküste der Nordseeinsel Amrum. – *Quaternary Science Journal, 62(2): 98 - 119. DOI 10.3285/eg.62.2.02*

Tillmann T. & Wunderlich, J. (*2013*): Washover-Events im Süden der Insel Sylt. *Geo-Öko.,* 34: 177 - 215.

Tillmann, T. (2014): Why is barrier spit's accretion not a simple process? Insights from GPR-surveys of Northern Amrum (North Sea/German Bight). Proceedings of the 15th International Conference on Ground Penetrating Radar, June 30 - July 4, 2014, Brussels, Belgium. [ISBN: 978-1-4799-6789-6]

Tillmann, T. & Ziehe, D. (*in prep*): Amino acid racemization analysis (AAR) as a tool for dating Holocene barrier island spit accretion: Examples of Southern Sylt (North Sea/German Bight). - *Quaternary International*.

2011

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011): Facies and Development of a Holocene Barrier Spit (Southern Sylt/ German North Sea). - *Proceedings of the 6th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar* (IWAGPR 2011 June 22–24, 2011, Aachen, Germany): pp. 188 - 194. (ISBN: 978-1-4577-0333-7) Weblink: http://ieeexplore.ieee.org/xpl/freeabs_all.jsp?arnumber=5963874

Sonstige Publikationen:

2014

Tillmann, T. & Ziehe, D. (2014): Aminostratigraphy of a Holocene barrier island (Sylt/Southern North Sea). In: Koinig, K.A., Starnberger, R., Spötl, C. (Hrsg.): DEUQUA 2014, 37. Hauptversammlung der deutschen Quartärvereinigung Innsbruck 2014, 24. - 29. September, Abstractband: p. 138. [ISBN 978-3-902936-50-9]

Tillmann, T. & Ziehe, D. (2014): Amino acid racemization analysis (AAR) as a successful tool for dating Holocene coastal sediments: Stratigraphy of a barrier island spit (Southern Sylt/North Sea). EGU Geophysical Research Abstracts Vol. 16: 45.

Tillmann, T. & Ziehe, D. (2014): Aminostratigraphy of a Holocene barrier island spit (Sylt/North Sea). In: Röhling, H.-G. & Zulauf, G. (Hrsg.): GeoFrankfurt2014 – Dynamik des Systems Erde / Earth Systems Dynamics, Abstract Volume, Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften e.V., Heft 85 (2014), 644 pp, Hannover. [ISBN: 978-3-510-49234-2]

2012

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Holocene landscape development in front of the west coast of Amrum (North Sea/ German Bight): Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – *Bayreuther Forum Ökologie*, Vol. 117: 135 – 136. [ISSN 0944-4122]

2011

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Ground-penetrating radar in coastal environments: Examples from the islands Sylt and Amrum. – Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung, 44: 60 – 76.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011): Genese eines Strandhakens am Beispiel der Hörnum-Odde (Süd-Sylt): Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes durch die Kombination von geophysikalischen und sedimentologischen Methoden. – *Coastline Reports* 17: pp. 177 – 190. ISSN 0928-2734, ISBN 978-3-939206-00-2/ Weblinks: http://www.eucc-d.de/coastline-reports-17-2011.html sowie http://databases.eucc-d.de/plugins/documents/index.php?show=1096&listid=206056

Der inhaltliche und formale Aufbau der einzelnen Kapitel orientiert sich stark an den veröffentlichten und eingereichten Publikationen. **Kapitel 2** befasst sich mit dem Untersuchungsgebiet der Inseln Sylt und Amrum in der südlichen Nordsee (Deutsche Bucht). Neben der geologischen und siedlungshistorischen Entwicklung werden in diesem Kapitel die hydrodynamischen Rahmenbedingungen umrissen und die Küstenschutzmaßnahmen in den Untersuchungsgebieten vorgestellt.

Die in dieser Arbeit verwendete Methodenkombination aus Georadarmessungen (GPR), topographischen Messungen (dGPS), Bohrungen, sedimentologischen Laboranalysen und Datierungen (AAR, 14C-AMS) ist in **Kapitel 3** zusammengefasst. Der Georadarmethode und ihrer Interpretationstechnik (Radarstratigraphie) wurden, als grundlegender methodischer Bestandteil der vorliegenden Arbeit, ein umfassender Methodenteil gewidmet. Während **Kapitel 3.1** die theoretischen Grundlagen der Georadar-Methode umreißt, zielt **Kapitel 3.2** auf die praktische Anwendung der Methode ab und ist als Handbuch für Georadarstudien in vergleichbaren küstennahen Räumen gedacht.

Die Ergebnisse zur Untersuchung des südlichen Nehrungshakens von Sylt sind in **Kapitel 4** zusammengefasst. Zu Beginn wird der bisherige Forschungsstand zur Geologie und Geomorphologie des südlichen Nehrungshakens von Sylt zusammengefasst (**Kapitel 4.1.2**). Anschließend wird auf der Grundlage historischer Land- und Seekarten die Ausdehnung des südlichen Nehrungshakens diskutiert (**Kapitel 4.2.4**). Mittels der gewonnenen Daten wird in **Kapitel 4.3.1** zunächst die Entwicklung der äußersten Südspitze von Sylt (Hörnum Odde) dargestellt. Die Basis bietet eine detaillierte Radarstratigraphie. In **Kapitel 4.3.3** wird der Versuch einer zeitlichen Einordnung der am Aufbau der südlichen Inselspitze beteiligten Prozesse unternommen. Das **Kapitel 4.3.4** fasst die Stratigraphie der Ansatzzone des südlichen Nehrungshakens an den zentralen Inselgeestkern zusammen und gibt einen Einblick in den geologischen Aufbau des Nehrungshakens von Rantum im Norden bis Hörnum im Süden. In **Kapitel 4.3.5** wird der mittlere Teil des Nehrungshakens bei Puan Klent gesondert betrachtet. Zusammenfassend wird in **Kapitel 4.4** der Aufbau und die Genese von Süd-Sylt diskutiert und mit bisherigen Untersuchungen verglichen.

Overwash-Prozesse und *washover*-Ablagerungen gehören zum geomorphologischen Formenschatz vieler Dünen- und Barriereinseln und haben bei der Entwicklung des südlichen Nehrungshakens von Sylt eine bedeutende Rolle gespielt. **Kapitel 5** widmet sich der Frage, inwieweit das Georadar als Methode zur Prospektion von *washover*-Sedimenten herangezogen werden kann. Für die Untersuchungen wurde eine Vorgehensweise nach dem Prinzip des Aktualismus gewählt. Auf der Grundlage rezenter, während der Sturmflutsaison 2006/2007 aktiver *washover channel* an der Westküste der Hörnum Odde wurden in **Kapitel 5** Kriterien zur Prospektion und Identifizierung von *washover*-Sedimenten und *washover*bedingten Sedimentstrukturen erarbeitet.

Kapitel 6 zeigt die Landschaftsentwicklung an der Westküste Amrums und beschreibt die Sedimentationsbedingungen, die im Vorfeld der Westküste herrschten, bevor sich der Kniepsand als ehemaliger Außensand an die Insel anlagerte. Die in **Kapitel 4 t**hematisierte südliche Inselspitze Sylts ist von der nördlichen Inselspitze Amrums (Amrum Odde) durch das Hörnum-Tief getrennt. Die unmittelbare Nachbarschaft der beiden Nehrungshaken lässt einen ähnlichen sedimentären Aufbau, eine analoge Genese in einem einheitlichen Prozess-System sowie ein vergleichbares Alter vermuten. Die Untersuchungen in **Kapitel 7** wurden primär mit dem Ziel getätigt, Gemeinsamkeiten und Unterschiede hinsichtlich der Geologie, der Morphologie sowie der Entwicklung beider Nehrungshaken aufzuzeigen.

Kapitel 2

Untersuchungsgebiet: Die Inseln Sylt und Amrum

Abstract

The following chapter in concerned with the study area. The North-Frisian Islands of Sylt and Amrum are part of a sandy barrier system that belongs to an island chain lining the coast of the southern North Sea/German Bight. In this context it is important to know about the great deal of discussion concerning the national and international definition of "barrier islands" and "barrier spits".

Furthermore, the chapter is giving an overview about the geology and geomorphology of the islands Sylt and Amrum as a part of the Southern North Sea/German Bight, beginning with the island's early stage of genesis during the Tertiary, continuing with the development throughout the Saalian glacial period and completing with the geological and morphological development during the Holocene sea level rising. This part also includes general aspects of the Holocene dune building and spit growth of both islands. Moreover, the history of settlement of the islands is also going to be looked at in this chapter.

Additionally, there will be a summary of the main hydrodynamic conditions like tidal conditions, sea conditions and wave climate of the North Sea that are mainly responsible for the island's genesis and development.

Finally, coastal defence constructions and coastal protection elements that exist in the investigation areas of Southern Sylt and Northern Amrum will be figured out and described.

2.1 Die Barriereinsel: Eine Frage der Definition?

Die Inseln Sylt und Amrum in der südlichen Nordsee (Deutsche Bucht) sind der Küste Schleswig-Holsteins vorgelagert und gehören zu den Nordfriesischen Geestkerninseln (Abb. 2.1). Zusammen mit den dänischen Inseln Fanø, Mandø, Rømø und den Außensänden Süderoogsand, Japsand und Norderoogsand bilden sie die westliche Außengrenze des Wattenmeeres. Sylt ist mit seiner Nord-Süd-Erstreckung von knapp 40 km Länge und einer Fläche von 99 km² die größte deutsche Nordseeinsel. Die südlich von Sylt gelegene und durch das Hörnum- und Vortrapp-Tief getrennte Insel Amrum ist mit 11,5 km Länge und 20 km² Fläche deutlich kleiner. Wird der Kniepsand, ein fast 2 km breiter Sandstrand, der sich entlang der Westküste Amrums erstreckt, mit zur Inselfläche gerechnet, misst die Flächengröße 30,5 km². Beide Inseln stellen definitionsgemäß nach Hayes (1979) küstenparallele Barriereinseln im niedrigen Mesotidal aus unkonsolidiertem Sediment dar, die durch rückseitige Watten und Marschen vom Festland getrennt sind (Davis 1994). Doch was sind die Kennzeichen einer Barriereinsel? Inwieweit kann eine allgemein gültige Definition der Barriereinsel auf die Inseln Sylt und Amrum angewandt werden?

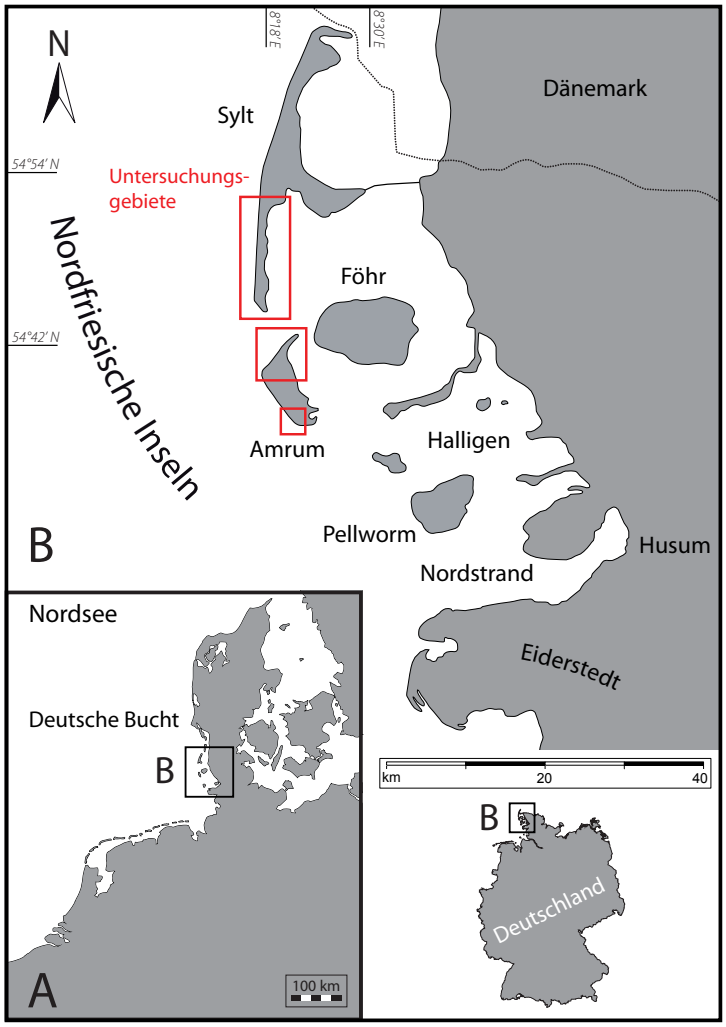


Abb. 2.1: *Überblick über das Untersuchungsgebiet. A: Lage der Nordfriesischen Inseln innerhalb der Deutschen Bucht. B: Lage der Untersuchungsgebiete auf den Inseln Sylt und Amrum.*

Barriereinseln und Nehrungshaken umfassen rund 15 % der weltweiten Küstenlinie (Glaeser 1978; Davis 1994; Davis & FitzGerald 2004; Otvos 2012; Stutz & Pilkey 2011). Barriereinseln als hochdynamische geomorphologische Systeme sind im Allgemeinen durch kleinräumige wechselnde Faziesräume und sich relativ kurzzeitig ändernde Verhältnisse geprägt. Heutzutage sind Barriereinseln gleichermaßen Siedlungs-, Erholungs- und Wirtschaftsraum und erfüllen als der Küste vorgelagerte Inseln eine natürliche Küstenschutzfunktion. Das Wissen um die Entwicklung von Barriereinseln einschließlich der daran beteiligten Prozesse ist daher essentiell.

Auf nationaler Ebene ist es oftmals umstritten die Nordfriesischen Inseln als reine Barriereinseln anzusprechen. Die Bezeichnung als Barriereinseln wird dennoch in dieser Arbeit für die Inseln Sylt und Amrum verwendet und soll anhand von Kriterien der international üblichen Definition an dieser Stelle im Vorfeld diskutiert und gerechtfertigt werden. Dass auch die Abgrenzung des Begriffs Barriereinsel auf internationaler Ebene nicht eindeutig ist, zeigt der kürzlich erschienene Beitrag von Otvos (2012).

Der Begriff „*barrier*" wurde erstmals durch Gilbert (1885) für küstenparallele und vom Küstenlängstransport geformte Sandrücken am Lake Bonneville in Utah/USA eingeführt. Barriereinseln (*barrier islands*) bilden zumeist Inselketten entlang der Küste (Davis & FitzGerald 2004; Köhn 1991; Otvos 2012; Pilkey et al. 2009), dabei besteht eine Inselkette definitionsgemäß aus mindesten drei einzelnen Inseln (Pilkey et al. 1998). Stanley (2001: 664) übersetzt „*barrier island*" mit „Düneninsel" und definiert diese als lang gestreckte Insel, die im Wesentlichen aus reinem Sand besteht und durch Wellentätigkeit gebildet wurde.

Jedoch tragen nicht alle „Barrieren" eine permanente und durchgehende Dünenkette. Zählt man die der Nordfriesischen Küsten vorgelagerten Sandbänke (Jungnamensand, Theeknobs- und Hörnumknobssand) und die bereits über das MThw-Niveau angewachsenen Außensände (Japsand, Norderoogsand, Süderoogsand) ebenfalls zu den „Barrieren", so bestehen diese zwar augenscheinlich aus „Sand", sind ebenfalls durch „Wellentätigkeit" entstanden, weisen aber bis auf wenige, meist saisonal ausgebildeten Embryonal- und Primärdünen, überwiegend keine Dünen auf. Demgegenüber sind nicht alle Düneninseln der Nordsee auch Barriereinseln. So zeigt die etwa einen Kilometer östlich von Helgoland liegende Nachbarinsel, die sogenannte „Helgoländer Düne" zweifelsfrei gut ausgebildete Dünen, zählt aber definitionsgemäß nicht zu den Barriereinseln sondern bildet mit Helgoland zusammen einen Hochseeinsel-Komplex.

Hayes (1979) verdeutlichte erstmals die Beziehung zwischen Wellenhöhe, Tideregime und der Entstehung von Barriereinseln. Dementsprechend entstehen an wellendominierenden mikrotidalen Küsten mit einem Tidenhub von <1,8 m (Davies 1964) vorwiegend langestreckte küstenparallele Barriereinseln, die nur an wenigen Stellen durch Gezeitenrinnen voneinander getrennt sind (Friedman et al. 1992; Leatherman 1988; Prothero & Schwab 1996). Unter dem Einfluss starker Wellenenergien an mikrotidalen Küsten sind *overwash*-Prozesse häufig (Hayes 1979). Mesotidale Küsten mit einem Tidenhub von 1,8 m - 3,6 m (Davies 1964) werden gleichermaßen von Wellen und Gezeiten beeinflusst (Davis 1994; Friedman et al. 1992). Hayes (1979) bezeichnet mesotidale Küsten demzufolge auch als „*mixed-energy coasts*". An mesotidalen Küsten können sich lediglich kurze Barrieren entwickeln, die durch zahlreiche Tiderinnen voneinander getrennt sind (Davis 1992; Prothero & Schwab 1996). Die Inseln Sylt und Amrum sind der Definition nach Hayes (1979) zufolge küstenparallele Barriereinseln im niedrigen Mesotidal.

Mit steigendem Tidenhub nimmt die Größe und Lagekonstanz der einzelnen Inseln ab und ihre Mobilität entsprechend zu (Behre 2008). Im Inneren der Deutschen Bucht steigt der Tidenhub auf über 3 m an. Durch die ausmündenden Flüsse Jade, Weser und Elbe kommt

es zu zusätzlicher Strömung, die lediglich die Entstehung von hochgelegenen, nur teilweise von Dünen bedeckter Sandbänke und -platen wie Mellum, Großer Knechtsand, Scharhörn und Trischen begünstigt (Behre 2008). An makrotidalen Küsten mit einem Tidenhub von >3,6 m (Davies 1964), die durch die Gezeiten stark beeinflusst sind, können in der Regel keine Barriereinseln entstehen (Friedman et al. 1992; Hayes 1979; Leatherman 1988). Dort fehlt die durch Wellen induzierte Strömung zum Transport entsprechender, die Barriereinseln aufbauender Korngrößen aus dem Spektrum Sand (Pilkey et al. 1998).

Allgemeinen Definitionen zufolge haben Barriereinseln folgende gemeinsame Merkmale und werden durch deren Zusammenspiel geformt:

- Barriereinseln sind lineare langgestreckte, vorwiegend küstenparallele Strukturen (Bird 2005; Davis 1992; Davis & FitzGerald 2004; Einsele 2000; Hayes 2005; LaRoe 1976; Pilkey et al. 2009; Trenhaile 1997; Woodroffe 2002).
- Barriereinseln weisen meist nur geringe Höhe über NN auf (Davis & FitzGerald 2004).
- Rezente Barriereinseln sind geologisch jung (Davis 1992, 1994).
- Barriereinseln bestehen aus unkonsolidiertem, siliziklastischem Lockersediment (Davis 1994; Davis & FitzGerald 2004; Einsele 2000; Hayes 2005; LaRoe 1976; Woodroffe 2002).
- Barriereinseln sind dem Festland in wellenexponierter Position vorgelagert (Davis 1994; Otvos 2012).
- Barriereinseln sind vom Festland durch die „*backbarrier*"-Region separiert, die die geomorphologischen Elemente Rückseitenwatten, Marschen oder Lagunen umfasst (Bird 2005; Cooper 2012; Davis 1994; Davis & FitzGerald 2004; Friedman et al. 1992; LaRoe 1976; Trenhaile 1997).
- Einzelne Barriereinseln werden durch Gezeitenrinnen voneinander getrennt (Einsele 2000; Pilkey et al. 2009).
- Barriereinseln sind an passiven Kontinentalrändern bzw. leicht einfallenden „*trailing-edge coasts*" (Davis 1992, 1994; Hayes 1979, 2005; Otvos 2012; Woodroffe 2002) weitverbreitet.
- Die Entwicklung von Barriereinseln folgt einem langsam ansteigenden Meeres-spiegel (Pilkey et al. 1998).
- Barriereinseln werden geformt durch Wind, Wellen und küstenparallele Strömung (*longshore current*) mit küstenparallelem Sedimenttransport (*longshore transport*) (Davis & FitzGerald 2004; Woodroffe 2002).
- Voraussetzung für die Entstehung von Barriereinseln ist ein ausreichendes Sedimentangebot mit einer der Transportenergie entsprechenden Korngröße (Carter 1988; Cooper 2012; Einsele 2000; Kraft et al. 1979; Pilkey et al. 1998; Prothero & Schwab 1996).

In vielen Fällen stehen holozäne Barriereinseln in unmittelbarem Zusammenhang mit einem pleistozänen Liefergebiet oder haben einen Kern aus pleistozänen Sedimenten, wie zum Beispiel einige Barriereinseln im Osten der Vereinigten Staaten von Amerika (Woodroffe 2002). In Anbetracht der Tatsache, dass ein pleistozäner Sockel oder Inselkern die Benennung als Barriereinsel nicht zwangsläufig ausschließt, können auch die in dieser Arbeit thematisierten Nordfriesischen Geestkerninseln Sylt und Amrum definitionsgemäß als Barriereinseln angesprochen werden. Auch Pott (2003) zählt die Nordfriesischen Inseln zu den Barriereinseln, da deren Entwicklung zwar durch die Umwandlung früherer Geestkerne initiiert wurde, ihre Weiterentwicklung aber auf das Kräftespiel von Wind, Seegang und Strömung zurückzuführen ist.

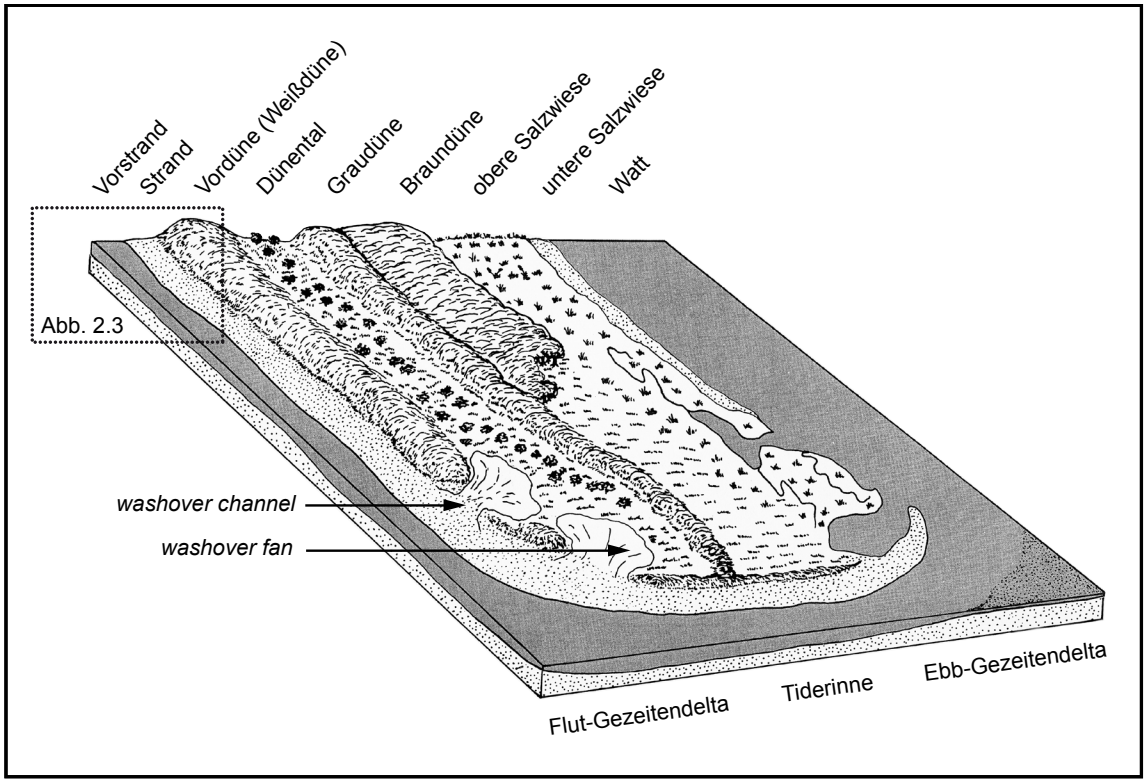


Abb. 2.2: *Querschnitt durch eine Barriereinsel in ursprünglicher Anlehnung an Leatherman (1988). Überblick über die typischen Sedimentationsräume und geomorphologischen Strukturen im Barriereinsel-Systemkomplex, angepasst für die Nehrungshaken der Inseln Sylt und Amrum.*

Barrieren, die an einem Ende dem Ursprungsgebiet ihrer Sedimente bzw. dem Festland oder einer Insel angelagert sind und ihr anderes Ende in das offene Gewässer vorbauen, nennt Leatherman (1988) „*barrier spits*". Dabei wird das Wachstum der „*barrier-spits*" primär durch den Küstenlängstransport von Sedimenten aus dem Ursprungsgebiet induziert (Cooper 2012; Otvos 2012; Uda 2005; Trenhaile 1997). Darauf begründet sind auch die Nehrungshaken der Inseln Sylt und Amrum als „*barrier spits*" zu bezeichnen, die einem zentralen pleistozänen Inselgeestkern im Norden und Süden angelagert sind und so mit dem Liefergebiet ihrer Sedimente in unmittelbarer Verbindung stehen.

Der Barriereinsel-Komplex zählt zu den vielfältigsten aller Sedimentationsräume (Davis 1992) und ist dabei nicht nur eine Folge seiner geologischen Vergangenheit sondern ebenso ein dynamisches Produkt täglich kontinuierlicher geologischer Prozesse (Riggs 1976). Bereits während und auch nach der Entstehung einer Barriereinsel wird diese bedingt durch

Strömungs-, Wind- und Wellenenergie sowohl in ihrer Form und Oberflächengestalt als auch in ihrer Position und Lage verändert (Pilkey et al. 1998). Zwar lassen sich Barriereinseln nach einheitlichen Kriterien klassifizieren und morphologisch einordnen, dennoch ist jede Barriereinsel hinsichtlich ihrer Entwicklung, Geologie, Form und internen sedimentären Struktur einzigartig (Pilkey et al. 1998). Die für Barriereinseln typischen Sedimentationsräume und morphologischen Strukturen sind in Abbildung 2.2 dargestellt.

Der Faziesraum Barriereinsel ist durch sehr kleinräumige Fazieswechsel geprägt. Faziesverschiebungen im Bereich von Barriereinseln können durch das „Walthersche Prinzip" beschrieben werden, sodass sich primär „[…] bei seitlicher Verlagerung eines Ablagerungsraumes nur solche Fazies und Faziesräume in der geologischen Schichtenfolge überlagern können, die in der Gegenwart nebeneinander zu beobachten sind" (Stanley 2001: 683).

Ein Barriereinsel-Systemkomplex umfasst im Allgemeinen die geomorphologischen Elemente, Vorstrand, Strand, Vordüne, Hauptdünengürtel mit primären und sekundären Dünentälern, *washover*-Strukturen (*washover channel*, *washover fan bzw. washover sheet*), Salzwiese, Rückseitenwatt, Tiderinne mit Flut- und Ebb-Gezeitendelta (Abb. 2.2 und 2.3). Hinsichtlich der Dünen erfolgt auf den Nordseeinseln generell eine Dreigliederung nach vegetationskundlichen Kriterien in Weißdüne, Graudüne und Braundüne. Rein marine Ablagerungsräume sind das Watt, der Vorstrandbereich sowie die Tiderinnen mit ihren Flut- und Ebb-Gezeitendeltas. Übergangszonen zwischen mariner, terrestrischer bzw. äolischer Sedimentation stellen der Strand, *washover*-Bereiche und die Salzwiesen dar. Die Bildung des Vor- und Hauptdünengürtels der Barriereinseln beruht ausschließlich auf äolischen Prozessen.

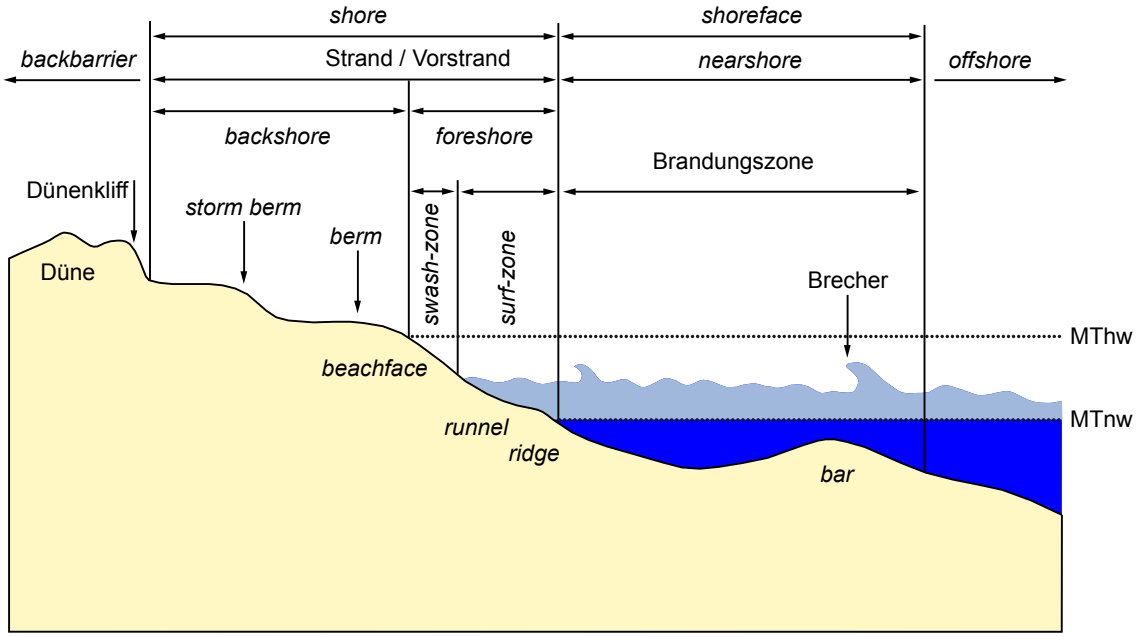


Abb. 2.3: *Vereinfachtes und generalisiertes Strandprofil in Anlehnung an Davis 1992, Davis & FitzGerald 2004, Dingler 2005, Leatherman (1988) und Prothero & Schwab 1996. Die graphisch dargestellten und erklärten deutschen und englischen Begriffe werden im weiteren Text dieser Arbeit entsprechend verwendet.*

2.2 Geologische Entwicklung der Inseln Sylt und Amrum

2.2.1 Präglaziale Entwicklung

Das Nordseebecken ist seit Ende des Paläozoikums ein epirogenetisches Senkungsgebiet, in dem sich mächtige Abfolgen mesozoischer und känozoischer Sedimente infolge wiederholter Transgressionen und Regressionen ablagerten (Hoffmann 1992). Die Insel Sylt gehört zu den wenigen Gebieten in Schleswig-Holstein in denen präquartäre Ablagerungen zu Tage treten. Die ältesten Gesteine Sylts gehören in die Zeit des Jungtertiärs und sind im Morsum Kliff an der Ostküste aufgeschlossen (Abb. 2.4). Im Obermiozän (11 - 5,3 Ma) wurde schwarzer, feinsandiger Glimmerton als Bildung eines warm temperierten Meeres in ca. 40 - 100 m Tiefe abgelagert. Das Meer umfasste Jütland und Schleswig-Holstein und reichte mit einer Bucht bis nach Mecklenburg in die Prignitz hinein (Valentin 1951). Die Mächtigkeit dieser marinen Tiefseesedimente beträgt ca. 30 - 50 m (Klatt 2006). Der Glimmerton wird infolge einer Regression des Meeres im Hangenden grobkörniger und geht in eine Wechsellagerung von Ton und Sand über (Bayerl 1992). Im Pliozän (5,3 - 1,8 Ma) engte sich das Meer nach Westen ein, sodass im Bereich Sylt die strandnahen Ablagerungen einer Brandungszone, der Limonitsandstein, entstand (Dietz & Heck 1952). Durch sekundäre Limonitisierung (Oxidation) bedingt durch Verwitterung erhielt der Limonitsand seine rotbraune Farbe (Bayerl 1992). Durch den Fossilgehalt der Ablagerungen weist Kolumbe (1957) auf eine Klimaverschlechterung vom warmen subtropischen Miozän (Woldstedt & Duphorn 1974) zum sich langsam abkühlenden Pliozän hin.

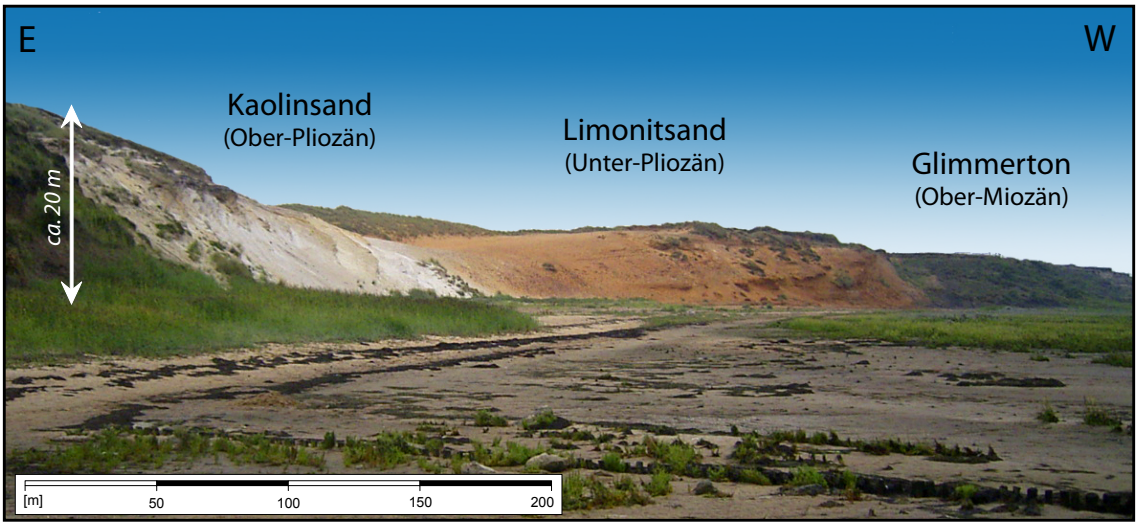


Abb. 2.4: *Das Morsum Kliff im Osten der Insel Sylt. Von Ost nach West streichen die als Stauchenendmoräne in einem Winkel von 30°- 40° nach Osten verstellten tertiären Schichten von Kaolinsand, Limonitsand und Glimmerton.*

Auf Amrum steht das Tertiär heute an keiner Stelle oberflächennah an (Müller & Fischer 1937). Die von Meyn (1876) im Liegenden des Steenodder Kliffs kartierten, tertiäre Sedimente des Miozäns konnten lediglich von Krause (1913) nach einer Sturmflut 1911 am

freigespülten Klifffuß zwischen Steenodde und Nebel bestätigt werden. Gegen Ende des Unterpliozäns zog sich das Meer von den deutschen Küsten völlig nach Westen zurück. Es folgten feinsandige, feldspatreiche Ablagerungen eines sich von Skandinavien (Dietz & Heck 1952) oder dem Baltikum (Pott 2003; Wolff 1938) über Nordwestdeutschland ausdehnenden Flusssystems. Diese als Kaolinsand bezeichneten weißen Quarzsande (99 % SiO_2) sind auf Sylt außer am Morsum Kliff noch an weiteren Stellen wie z. B. dem Weißen Kliff zwischen Kampen und Braderup an der Wattseite, in verschiedenen Kiesgruben bei Munkmarsch/Braderup und an der Basis des Roten Kliffs an der Westseite von Kampen aufgeschlossen (vgl. Abb. 2.4 und 2.5). Die Kaolinsandserie repräsentiert den geologischen Übergang zwischen dem ausgehenden Tertiär und dem beginnenden Eiszeitalter, dem Quartär.

Das Quartär ist durch starke klimatische Schwankungen und einen Wechsel von Warm- und Kaltzeiten (Glaziale und Interglaziale) gekennzeichnet. Während des Elster- und Saale-Glazials wurde das Gebiet der südlichen Nordsee komplett durch Inlandeis überdeckt (vgl. Behre 2008; Sindowski 1973, 1979; Streif 1999, 2003). Die Gletscher stießen von Skandinavien nach Mitteleuropa vor und hinterließen End- und Grundmoränen (Hoffmann 1992). Während die Sedimente des Elster-Glazials auf Sylt und Amrum bereits erodiert sind, schuf die Saale-Vereisung die grundlegenden Bedingungen für die weitere Genese der Inseln.

Durch den Eisdruck, der von Nordosten kommenden Gletscher wurden die tertiären Sedimente im Morsumer Geestkern aufgeschuppt und mit einem Winkel von 30°- 40°schräg nach Osten verstellt (vgl. Ahrendt & Thiede 2002; Besch 1987; Klatt 2006; Wenk 1967). Das heutige Morsum Kliff (Abb. 2.4) stellt einen Aufschluss der dadurch entstandenen Stauchenendmoräne dar. Die aufgeschuppten Schichtpakete im Morsum Kliff streichen von Südsüdost nach Nordnordwest und fallen nach Nordost ein. Jessen (1932) vermutet im Norden Amrums eine vergleichbare, durch Glazialtektonik beeinflusste Lagerung und Schrägstellung der Tertiären Sedimente.

Der erste Vorstoß des Saale-Eises reichte weit nach Westen bis in die niederländische Provinz Drenthe und hat nach dieser auch ihre Bezeichnung als Drenthe-Hauptvorstoß erhalten (Behre 2008). Im nordwestdeutschen Küstengebiet ist das Saale-Glazial ausschließlich durch Ablagerungen des Drenthe-Stadiums vertreten (Sindowski 1970). Nach dem Abschmelzen der Eismassen der Saale-Vereisung blieben großflächige Geschiebeablagerungen und Moränen übrig, die heute als Geestkerne das geologische Rückgrat der Inseln Sylt, Amrum und Föhr bilden. Die größten Geestkerne Sylts sind der Westerländer Geestkern als zentraler Teil der Insel, der Morsumer Geestkern und der kleinere Archsumer Geestkern im Osten.

Der Westerländer Geestkern verläuft von Kampen (Kliffende) über Wennigstedt bis Westerland (Süderende) im Westen und von Kampen über Braderup nach Keitum im Osten. Die südliche Grenze der Westerländer Geest grenzt bei Tinnum an das Marschengebiet der Munkmark. Die Oberfläche der Geest taucht in Kampen gegen Norden in Richtung Lister Nehrungshaken steil ab. Die Ostseite der Westerländer Geest endet mit einer Hochkante gegen das Watt. In den heute gravitativ beeinflussten Abhängen der Geest verbergen sich tote Kliffs (Weißes Kliff bei Braderup/Munkmarsch und Keitumer Kliff. Dietz & Heck (1952) vermerkten, dass die Bildungszeit der heute toten Kliffs im Osten auf jenen Zustand der Insel zurückzuführen ist, als die Nehrungshaken noch nicht oder nur rudimentär an den Geestkörper ansetzten. Der Flutstrom griff damals bei Kampen-Kliffende um die Geest herum (Dietz & Heck 1952).

Der zentrale Geestkern ist an der Westküste Sylts zwischen Wennigstedt und Kampen als Rotes Kliff auf einer Länge von 4,5 km aufgeschlossen. Das Liegende des Kliffs bilden die wenig resistenten, hellen, tertiären Kaolinsande aus dem Pliozän. Diese sind meist durch

Abbruchmaterial des Kliffs oder durch das Sanddepot der aktuellen Sandvorspülung verdeckt und nur unmittelbar nach Sturmfluten am Klifffuß freigelegt (siehe Abbildung 2.5 Bild A und Bild B). Die Grenze zum Quartär bildet die einige Zentimeter mächtige und durch Oxidation entstandene Eisenschwarte im oberen Bereich des Kaolinsandes. Die eigentliche ca. 26 m hohe Kliffkante bildet der Geschiebemergel der Drenthe-Grundmoräne. Die Korngrößenzusammensetzung des saaleeiszeitlichen Geschiebemergels ist in Felix-Henningsen (1979) wie folgt angegeben: 10 % - 15 % Ton, 15 % Schluff, 70 % Sand. Durch Verwitterung und Oxidation erklärt sich die heutige Rotfärbung. Im Hangenden des Geschiebemergels finden sich vereinzelt periglaziale Relikte (Brodelböden und Eiskeile) der Weichsel Kaltzeit. Durch Deflation feinerer Korngrößen ist an der Oberkante des Kliffs eine Steinsohle entstanden. Im Hangenden schließt sich dunkelgrauer humoser Sand mit Bodenbildung (Podsol) an. Die pleistozänen Sedimente werden von holozänen Dünensanden bedeckt (Abb. 2.5 Bild C).

Nach Bohrungen von Hoffmann (1974) wurde ein weiterer kleiner Geestkern mit leichter Erhebung über NN an der Ostseite von Rantum festgestellt. Newig (2001b) bestätigte eine Ausdehnung dieses Geestkerns bis zur Westküste Rantums. Zusätzlich vermutet Newig (1995: 129) in Rantum-Süd im Bereich von Puan Klent eine „präholozäne Aufragung". Auch westlich der heutigen Küstenlinie waren große Massen an Geschiebeablagerungen vorhanden wie z. B. in der Pisa-Moräne westlich und nordwestlich von Westerland (Ahrendt & Thiede 2002). Die heutige Untiefe der Amrum-Bank in etwa 8 - 10 m unter Seekartennull (Bantelmann 1966) westlich der Insel Amrum wird nach Hoffmann (1992) ebenfalls als Moränenrelikt angesehen (Abb. 2.6).

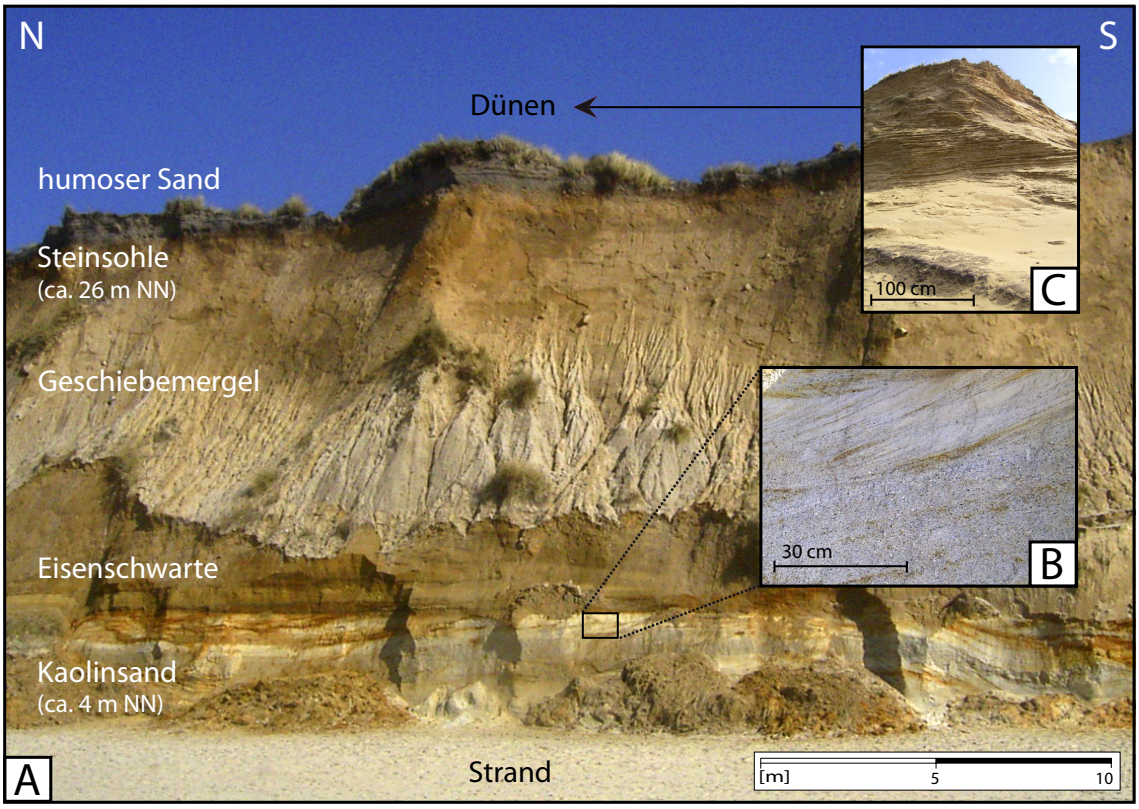


Abb. 2.5: *Rotes Kliff bei Kampen auf Sylt (eigene Aufnahme nach der Sturmflutsaison 2006/2007). A: Schichtenfolge am Roten Kliff. B: Interne Struktur und Schichtung des tertiären Kaolinsandes. C: Holozäne Dünenbildung auf der Geestoberkante.*

Weitere Hinweise auf Endmoränenreste fanden Dittmer (1952) nordwestlich von Eiderstedt und Köster (1974) im Seegebiet westlich von Sylt und Amrum auf dem Grunde der Nordsee. Die aus den Endmoränenrelikten stammenden, durch ansteigenden Meeresspiegel aufgearbeiteten Materialmengen, haben den Hauptbeitrag für den postglazialen Aufbau der süd- und nördlichen Nehrungshaken von Sylt (Ahrendt 1994; Besch 1987) und Amrum geliefert.

Die Geologie der Insel Amrum wurde in der Literatur hauptsächlich aufgrund von an der Oberfläche möglichen Beobachtungen beschrieben. Amrum ist in der Geologischen Übersichtskarte im Maßstab 1:500.000 erfasst. Eine detaillierte, großmaßstäbige, Geologische Karte aus diesem Gebiet existiert bislang allerdings nicht.

Speziell auf Amrum bestehen die Ablagerungen der Saale-Eiszeit vorwiegend aus fluvioglazialen Schmelzwassersanden (vgl. Meier 1987; Voigt 1969) und stark sandigem Geschiebelehm (Jessen 1932). Kalkhaltiger Geschiebemergel, wie er am Roten Kliff im Westen Sylts oder am Goting Kliff auf Föhr ansteht, ist auf Amrum nicht nachzuweisen (Müller & Fischer 1937). Nach Krause (1913) sind die Ablagerungen des sogenannten Geschiebedecksandes auf Amrum ursprünglich durch Ausschlämmung aus einer aufbereiteten Grundmoräne hervorgegangen und bestehen heute aus zum Teil geschichteten, geröllreichen Sanden. Der Blockreichtum Amrums im Vergleich zu den Nachbarinseln spricht ebenfalls für das Hervorgehen aus einer Grundmoräne (Krause 1913). Im Zuge der Flandrischen Transgression griff die Brandung des ansteigenden Meeresspiegels den Geestkern Amrums von allen Seiten an und schuf durch Abrasion an der gesamten Westküste und an vorspringenden Teilen der Ostküste ein Kliff (Müller & Fischer 1937). Im Gegensatz zum Steenodder Kliff nördlich von Steenodde an der Wattseite von Amrum ist das Litorina-Kliff an der Westküste rezent durch den Kniepsand und vorgelagerte Dünenketten vor der Brandung geschützt und damit inzwischen zum fossilen Kliff geworden. Remde (1972) geht davon aus, dass sich das Nord- und Südende des Litorina-Kliffs noch vor 150 Jahren im Abbruch befand und sich erst danach zum fossilen Kliff entwickelte. Der nördlichste Punkt des Geestkerns befindet sich nach Remde (1972) an der Westküste Amrums nordwestlich von Norddorf. Bei A-Hörn südlich des Quermarkenfeuers ist das Litorina-Kliff mit 13 m über NN heute am höchsten und zum Teil oberflächennah aufgeschlossen. Von dort verläuft die alte Küstenlinie bzw. der Kliffrand in gerader Linie bis zum Amrumer Leuchtturm nördlich von Wittdün und biegt südlich des Leuchtturms nach Osten bis zur Talmündung des Gußkölk (Gänsekuhle) ab (Remde 1972). Von dort ab senkt sich die Geest unter die sich im Osten der Insel anschließende Marsch. Wie eigene Beobachtungen zeigen lässt sich rezent in einigen durch Deflation freigewehten Dünentälern die Oberfläche der Amrumer Geest anhand einer gut ausgebildeten Steinsohle nachweisen. So tritt in Abbildung 2.7 (Bild B) aus einem Dünental südlich von Norddorf die Steinsohle als Oberkante der Geest unter den Dünen hervor. An einigen Stellen wie zum Beispiel im Dünengebiet östlich des Quermarkenfeuers von Amrum wird die Oberfläche der Geest auch durch einen alten, durch Bodenbildung geprägten Siedlungshorizont gebildet (Abb. 2.7 Bild A).

In den zwischenzeitlichen Warmzeiten (Holstein- und Eem-Interglazial) stieg der Meeresspiegel soweit an, dass Vorläufer der Nordsee die eiszeitliche Landschaft im Nordseebecken und heutige Festlandsgebiete überfluteten. Dabei wurden die Moränen teilweise abgetragen und eine Nivellierung der Landschaft begann (Streif 2003). Der Meeresspiegelanstieg im Eem-Interglazial (125000 - 115000 J.v.h.) verlief im Gegensatz zum holozänen Meeresspiegelanstieg relativ kontinuierlich (Streif 1993; Woldstedt & Duphorn 1974) und erreichte ein Niveau von -4 m NN (Ahrendt & Thiede 2002). Der damalige Küstenverlauf verlief fjordartig und verlieh der Westküste Nordfrieslands bereits einen inselartigen Charakter. Von Sylt bis Eiderstedt verlief zwischen dem Festland und den Geestinseln die Nordfriesische Rinne, ein Meeresarm, der

im Bereich des heutigen Nordsylter Listlandes Kontakt zum offenen Meer hatte (Dietz & Heck 1952). Die Moränen der vorangegangenen Saale-Vereisung sowie auch der ca. 10 km weiter nach Westen reichende Westerländer Geestkern waren zu diesem Zeitpunkt bereits vom Abbruch betroffen (Ahrendt 1994; Hoffmann 1992).

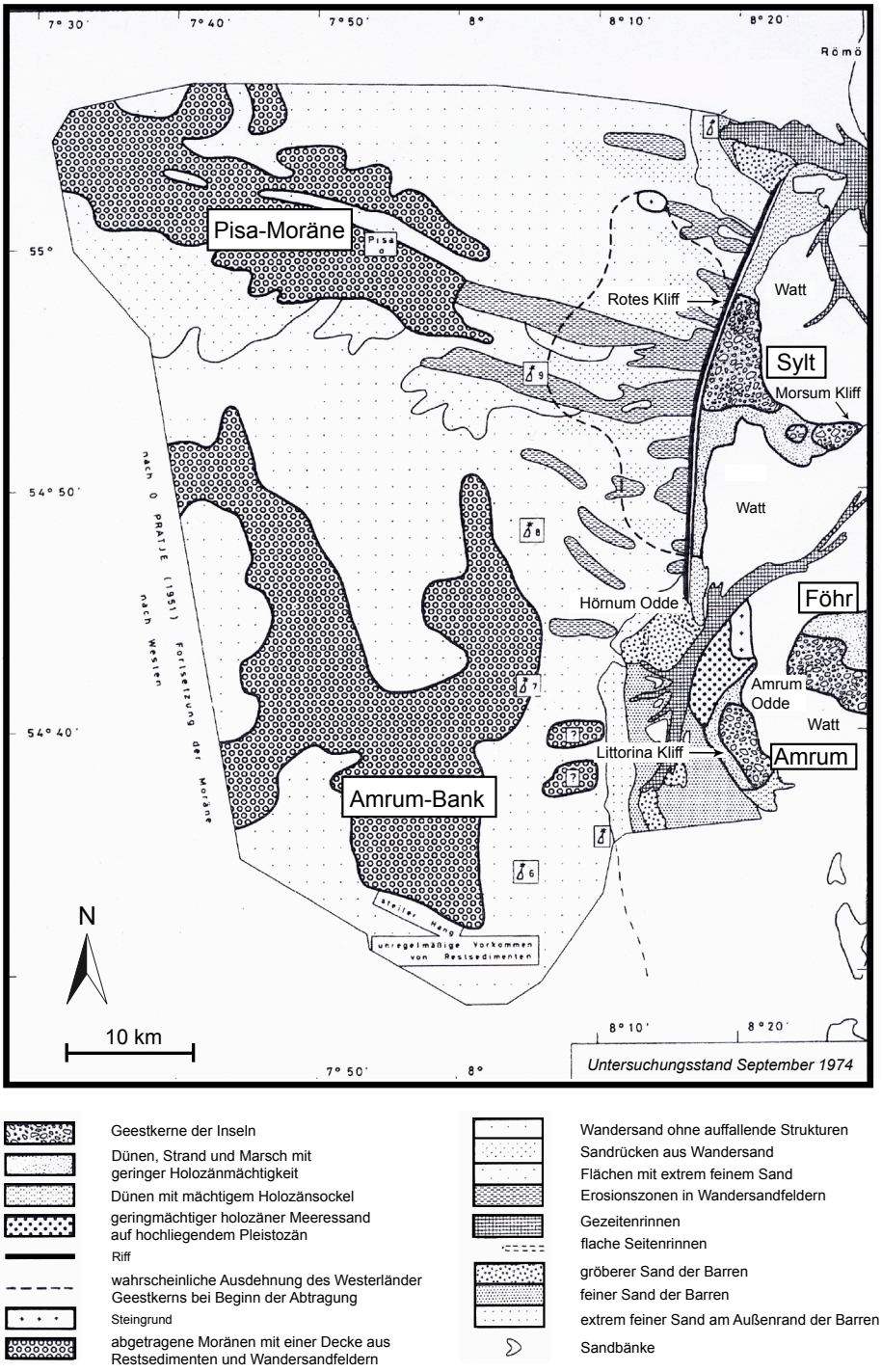


Abb. 2.6: *Rekonstruktion des Landschaftsbildes und die wahrscheinliche Ausdehnung ehemaliger Geestkerne und Moränen vor der Westküste Sylts und Amrums zu Beginn der Transgression. Position von Morsum Kliff, Rotem Kliff auf Sylt und Litorina-Kliff auf Amrum. Quelle: verändert und erweitert auf der Grundlage von Besch(1987) und Newig (1995).*

Während des Weichsel-Glazials drang das Eis nur bis zu einer Linie Flensburg-Schleswig-Rendsburg vor (Dietz & Heck 1952; Woldstedt & Duphorn 1974). Die Geestkerne von Sylt und Amrum gerieten unter periglazialen Einfluss und wurden durch nach Westen ablaufende Schmelzwässer geformt. Das Schmelzwasser schuf tiefe Rinnen, die den Moränenkomplex bei Sylt, Amrum und Föhr verkleinerten und zerteilten, sodass heute nur noch die Geestkerne der Inseln vorhanden sind (Dietz & Heck 1952; Remde 1972). Während des Abschmelzens der skandinavischen Inlandeismassen floss Schmelzwasser durch das Elbe-Urstromtal und die Nordfriesische Rinne der offenen Nordsee im Bereich der Doggerbank zu. Schmelzwassersande blieben als Ablagerungen zurück (vgl. Dietz & Heck 1952). Die Sedimente des Eem-Meeres wurden dabei größtenteils ausgeräumt (Ahrendt & Thiede 2002) oder mit weichselzeitlichen Talsanden (Dietz & Heck 1952) verfüllt.

2.2.2 Postglaziale Entwicklung

2.2.2.1 Postglazialer Meeresspiegelanstieg und Bildung von Torfen

Geologisch betrachtet ist die heutige Verteilung von Meer und Land kein stabiler Endzustand, sondern eine vorübergehende, relativ ruhige Phase eines Entwicklungsprozesses, der zeitweilig höchst dynamisch verlaufen ist (Streif 1999). Im Spätglazial (ca. 14000 J. v. h.) erreichte die Weichsel-Eiszeit ihren Höhepunkt. Das maximale Regressionsniveau der Nordsee lag in dieser Zeit ca. 130 m unter dem heutigen Küstenverlauf (Köhn 1991; Pott 2003; Streif 1993), sodass weite Teile des flachen Schelfmeeres für mehr als 100000 Jahre landfest waren (Behre 2001; Falk 2002a).

Die postglaziale Klimaerwärmung im Holozän führte zu einem weltweiten Abschmelzen der weichselzeitlichen Gletscher und damit zu einem eustatischen Meeresspiegelanstieg (Jensen et al. 1988). Im Ganzen wird die nacheiszeitliche Überflutung des Nordseebeckens als Flandrische Transgression bezeichnet. Diese wird wiederum in die zwei Folgen Calais und Dükirchen aufgeteilt, die gleichzeitig ein chronostratigraphisches System darstellen (Behre 2008). Zu Beginn des Postglazials (ca. 8200 v. Chr.) verlief die Küstenlinie von Mittelengland über den Nordrand der Doggerbank bis nach Jütland (vgl. Bantelmann 1966; Behre 2001, 2008; Brandt 1992; Köhn 1991) auf einem Niveau von -45 m unter NN (Ahrendt & Thiede 2002; Streif 1993).

Infolge des postglazialen Meeresspiegelanstieges kam es im Nordseeküstengebiet zur Entstehung großflächiger Torfvorkommen. Torfe nehmen sedimentologisch eine Sonderstellung ein, da es sich nicht um eine Lithofazies, sondern vielmehr um eine Biofazies handelt. Torfe bestehen aus abgestorbenen schwach zersetzten und geschichteten Pflanzenresten von Sumpf- und Wasserpflanzen mit einem Gehalt an organischer Substanz von mehr als 30 % (Press & Siever 1995; Stanley 2001).

Torfe bildeten sich im Gebiet der Nordseeküste zu unterschiedlichen Zeiten. Das Frühholozän (8000 - 6000 v. Chr.) war durch eine Zunahme von Temperatur und Niederschlägen sowie den einsetzenden Meeresspiegelanstieg geprägt. Allgemein ging der postglazialen Transgression im küstennahen Gebiet ein Anstieg des Grundwasserspiegels voraus (Hoffmann 1992). In Senken entwickelten sich aufgrund schlechter Entwässerungsverhältnisse vereinzelt

bereits erste Niedermoore in denen sich Torfe bilden konnten (Bantelmann 1966). Oft stellen diese unmittelbar vor der Transgression entstandenen Torfe die unterste holozäne Schicht dar und werden demzufolge als Basistorfe bezeichnet (Behre 2001, 2004, 2007; Hoffmann 1985; Köhn 1991). Ihre Bildung steht somit im direkten Zusammenhang mit dem postglazialen Anstieg des Meeresspiegels (Newig 2001a).

Die ältesten Torfe, die am Meeresboden der Nordsee erbohrt wurden, stammen aus einem Tiefenbereich von 40 - 50 m und gehen zeitlich auf das Präboreal und das Boreal zurück (Behre 2001, 2008). Im Gegensatz zu den flächendeckenden und gut untersuchten Basistorfen im Ostfriesischen Küstengebiet (vgl. Behre 2001, 2004, 2008; Sindowski 1973, 1979) variieren die untersten Torflagen in Nordfriesland hinsichtlich ihrer Tiefe und Verbreitung (Hoffmann 1985) und sind stark vom pleistozänen Ausgangsrelief abhängig. In Rinnen steht die Holozänbasis daher bei etwa -16 m NN und in höher gelegenen Bereichen bei durchschnittlich -5 m NN an (Falk 2001).

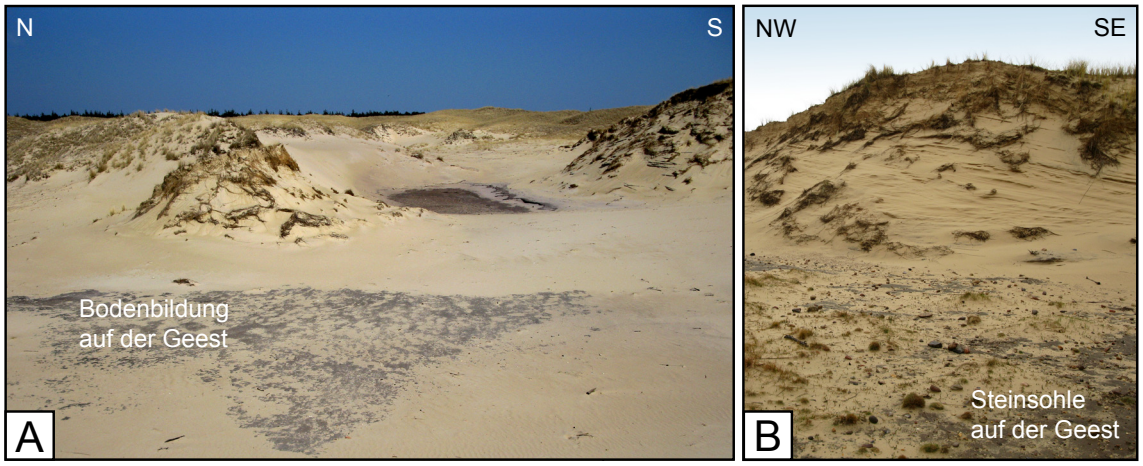


Abb. 2.7: *A: Dünental östlich des Quermarkenfeuers von Amrum. Die Oberkante der Geest wird durch eine alte Siedlungsoberfläche mit Bodenbildung gebildet. B: Dünental südlich von Norddorf auf Amrum. Als Oberkante der Geest tritt eine durch Deflation entstandene Steinsohle unter den holozänen Dünen hervor. Vergleiche auch Abbildung 7.1 aus Kapitel 7.3.*

Zwar ist es nach Falk (2001) wahrscheinlich, dass sich auch in Schleswig-Holstein bereits im Präboreal in Senken und geschützten Bereichen in begrenztem Maße Niedermoortorfe bilden konnten, die entsprechenden klimatischen Parameter für eine an der gesamte Nordseeküste weit verbreitete Bildung topogener Moore wurden allerdings erst im frühen Mittelholozän (Atlantikum) erreicht. Das Mittelholozän begann vor rund 8000 Jahren und umfasst das Atlantikum sowie das Subboreal. Besonders im Atlantikum stieg der Meeresspiegel rasch an und die Küstenlinie der Nordsee verschob sich immer schneller um viele Kilometer in Richtung Osten (Falk 2002a).

Das Vordringen des Meeres hatte verschiedene Auswirkungen auf die im Mittelholozän noch einige Meter tiefer liegende Oberfläche. In den tiefen Sietländern Nordfrieslands sowie in Bach- und Flusstälern im Küstengebiet entstanden Schilfsümpfe und Moore. Die Ausbreitung solcher großflächigen Niedermoore im Sietland ist eng verbunden mit dem Fortschreiten des durch den Holozänen Meeresspiegelanstieg verursachten Anstiegs des Grundwasserspiegels und den dadurch verschlechterten Entwässerungsbedingungen (Meier 2007). Bei hoch stehendem Grundwasser wird die gebildete Phytomasse infolge Sauerstoffmangels unvollständig mineralisiert und es bilden sich Torfe (Dierssen & Dierssen 2001).

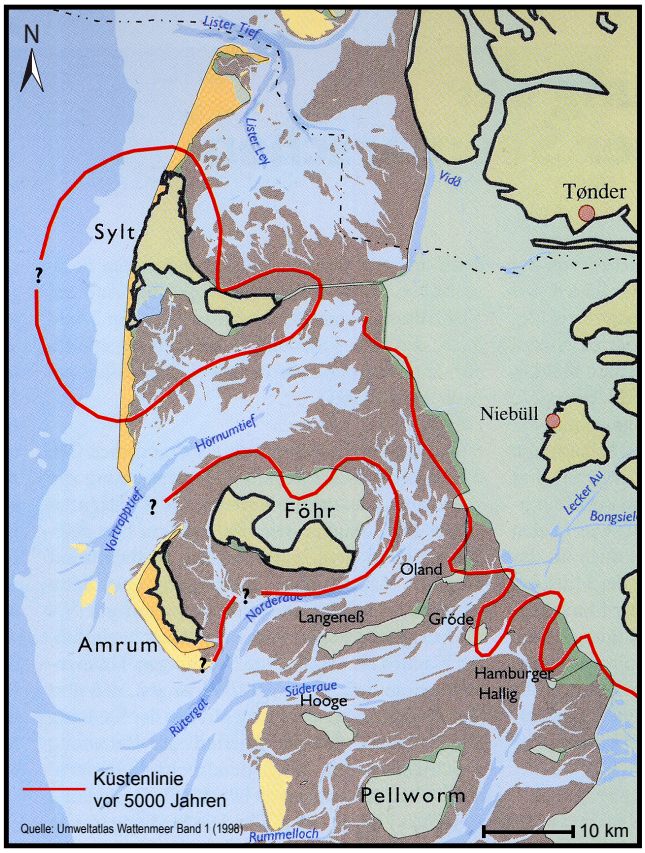


Abb. 2.8: *Küstenlinie Nordfrieslands vor 5000 Jahren modifiziert nach* Hoffmann *(1998).*

Schilfsümpfe und Niedermoore nahmen weite Bereiche der landwärtigen Marschen ein und bedeckten den gesamten Bereich des heutigen inneren Nordfriesischen Wattenmeeres (Meier 2007). Als Folge des Grundwasserspiegelanstieges versumpften auch ursprünglich weitgehend trockene Niederungen und deren Ausdehnung trennte die Geestgebiete Nordfrieslands in große Teile (Meier 2007). An den Rändern der Geest entstanden im Atlantikum die sogenannten Geestrandmoore. So finden sich nach Falk (2002a) in nahezu allen geestnahen Gebieten die nicht mehr als ein bis zwei Kilometer vom Geestrand entfernt sind, in unterschiedlichen Tiefen Schilfreste sowie Reste von Bruchwaldtorf. Torfe können in der Regel erst jenseits vom Salzwassereinfluß entstehen. Im Bohrprofil deuten Torflagen auf Phasen mariner Regression oder eine kurzzeitige Stagnation des Meeresspiegels hin. Im Küstenraum handelt es sich bei der vertikalen Faziesabfolge von Watt über brackische Ablagerungen hin zu Torf um eine Progradation der Küstenlinie (Bungenstock 2005). Die Überflutung der Torfe und damit ein Wechsel von Torf über brackische zu marinen Sedimenten spiegelt dagegen eine Retrogradation der Küstenlinie und demzufolge eine Meeresspiegeltransgression wieder (Bungenstock 2005; Hoffmann 1998).

Torfe akkumulieren relativ langsam mit einer Wachstumsrate von etwa 0,5 mm pro Jahr (Succow & Joosten 2001). Demzufolge ist die Bildung von Torfen im Küstenbereich auf die Zeiten der Kenterpunkte episodischer Meeresspiegelbewegungen beschränkt, wenn die Küstenlinienverschiebung entsprechend langsam ist. Torfe bilden sich infolgedessen primär beim Übergang zwischen transgressiver zur regressiven Phase und umgekehrt (Bungenstock 2005; Köhn 1991).

Bei einer starken Absenkung des Meeresspiegels würde der Grundwasserspiegel entsprechend fallen und es käme nicht zur Moorbildung, sondern zu einer Bodenbildung. Torfe entstehen bzw. existieren primär dort, wo der Meeresspiegel bzw. Grundwasserspiegel etwa auf einem Niveau bleibt oder nur so langsam ansteigt, dass er nicht das Moorwachstum übersteigt (Bungenstock 2005). Torfe sind somit oftmals an der Basis einer *coasening-upward* Sequenz zu finden. Der Anstieg des Meeresspiegels setzte sich über das Atlantikum hinweg fort. Durch die Transgression wurden die Torfe zum Teil erodiert, gekappt oder mit klastischen Sedimenten bedeckt. So führte die Abtragung großer Teile der Geestkerne seit dem Atlantikum zum Sedimentinput und einer erhöhten Verfügbarkeit sandiger Korngrößenfraktionen (Falk 2001, 2002a). Darüber hinaus begann die Sedimentation von Klei und Wattsedimenten zwischen

der Festlandsgeest und den Geestkernen der Inseln. Lediglich auf den höher gelegenen Standorten der Geestkerne setzte sich die Torfbildung weitgehend ungestört fort (Falk 2002a). Der Übergang zwischen organischem Sediment und klastischem Sediment wird dabei als Transgressionskontakt bezeichnet (Hoffmann 1992). Bedingt durch die Überflutung der zuvor gebildeten Torfe durch das transgredierende Meer werden diese zum Teil erodiert, aufbereitet und im Hangenden mit klastisch marinen Sedimenten bedeckt. Ungestörte Basistorfkontakte sind für den Bereich der Nordsee jedoch relativ selten (vgl. Behre et al. 1985; Ludwig et al. 1981).

Um ca. 6000 v. Chr. erreichte die transgredierende Nordsee das Vorfeld der heutigen Küste (Abb. 2.8 und 2.9). Während zwischen 7000 und 5000 v. Chr. der mittlere Anstieg des Meeresspiegels noch 1,25 m pro Jahrhundert betrug (Behre 2008), verlangsamte sich die Transgressionsgeschwindigkeit zwischen 5000 und 1000 v. Chr. auf nur noch etwa 0,14 m pro Jahrhundert (Behre 2008). Der Anstieg erfolgte auch nicht mehr kontinuierlich, sodass sich ab 3000 v. Chr. Transgressions-, Regressions- und Stillstandsphasen abwechselten (Behre 2001, 2008). Detaillierte Angaben zum Postglazialen Meeresspiegelanstieg der Nordsee sind u. a. in Behre (2001, 2004, 2007, 2008) erläutert.

Während einer Regressionsphase zwischen 3000 v. Chr. und 2400 v. Chr. kam es zur Ablagerung der sog. Mittleren Torfe (Behre 2008). Nach 1500 v. Chr. wurden die sog. Oberen Torfe gebildet, die in Nordfriesland heute noch eine Mächtigkeit von ca. 0,5 - 1,35 m aufweisen und großflächig, zumeist unter dem rezenten Watt und den Halligen, anstehen (Behre 2008). Der Obere Torf bildet stratigraphisch die Grenze zwischen der vorangegangenen Calais-Transgression und der folgenden Dünkirchen-Transgression (Behre 2008).

Im Bereich der Eiderstedter Halbinsel herrschen rasch vollmarine Sedimentationsbedingungen. Ein Abschnitt verlangsamter Transgression bis zum zeitweiligen Stillstand setzte dort Ende des Mittelholozäns im Subboreal ab 1800 v. Chr. ein (Falk 2001, 2002a) und führte zur partiellen Verladung weiterer Areale Nordfrieslands und zur erneuten Akkumulation von Torfen. Torfe, die in marine Schichten eingelagert sind, werden auch als „schwimmende Torfe“ bezeichnet (Hoffmann 1992).

Behre (2008) weist auf die generell stark differenzierte Gestalt der Küste hin. Diese beruht sowohl auf den Veränderungen des Meeresspiegels als auch auf dem unterschiedlichen Tidenhub. So hatte die Abtrennung und spätere Überflutung der Doggerbank Folgen für die Höhe des Tidenhubs in den verschiedenen Küstengebieten (Behre 2008). Der Durchbruch des Ärmelkanals führte zu einer zweiten Gezeitenwelle von Südwesten in die Nordsee und zur Ausbildung von Amphidromiepunkten (vgl. Kapitel 2.4). Der Tidenhub seinerseits hatte wiederum Auswirkungen auf die Strömung und damit auf die Formung der Küstenlinie sowie die Entstehung von Nehrungen und Barriereinseln.

2.2.2.2 Theorien zur Entstehung der Nehrungshaken von Sylt und Amrum

Infolge einer Verlangsamung und Absenkung des Meeresspiegelanstieges ab ca. 3500 v. Chr. (Behre 2008) konnten sich erstmals aufgrund der erhöhten Sedimentverfügbarkeit in Gebieten mit niedrigen Tidehüben Strandwälle, Nehrungen und Barriereinseln ausbilden (Abb. 2.9 Bild B). Kriterien und Voraussetzungen zur Entstehung von Barriereinseln und Nehrungshaken sind in Kapitel 2.1 thematisiert.

So bildete sich in den Niederlanden ein altes Strandwallsystem aus (Ehlers 2008), dessen erste Phase um 3000 v. Chr. abgeschlossen war (Behre 2008). Ab 3000 v. Chr. kam es dann auch in Dithmarschen und Eiderstedt zur Ausbildung alter Nehrungen und Strandwallsysteme (vgl. Abb. 2.9). Südlich der Eider entstand im Raum Lunden eine Sandbank an die sich die Lundener Nehrung anschloss und die sich in den folgenden Jahrhunderten verlängerte (Behre 2008; Ehlers 2008; Köhn 1991; Meier 2007). Um 2200 v. Chr. bildete sich eine Ausgleichsküste deren Nehrungen sich in Süd-Dithmarschen bei St. Michaelisdonn fächerförmig aufspalten (Behre 2008; Köhn 1991; Meier 2007). Der Ortsname „Donn" bezeichnet in Dithmarschen schmale Sandzungen bzw. fossile Nehrungen in Bereich der Marsch.

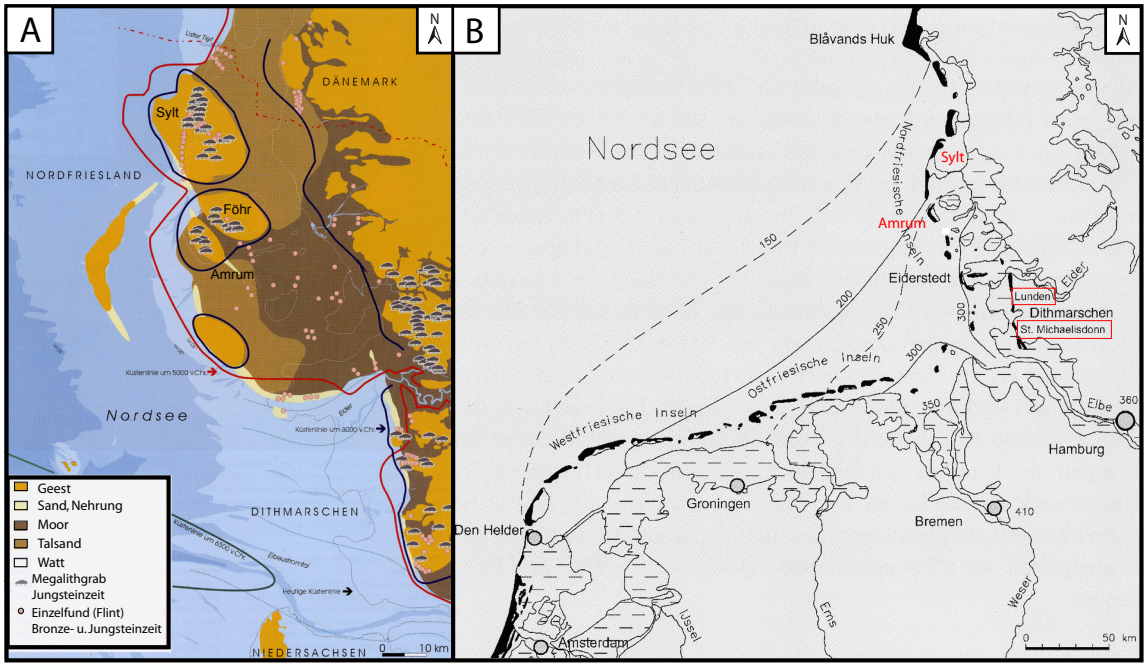


Abb. 2.9: *A: Siedlungsfunde und Küstenverlauf Nordfrieslands um 6500 v. Chr., 5000 v. Chr. und 3000 v. Chr. B: Strandwälle, Düneninseln an der Nordseeküste sowie die fossilen Nehrungen von Lunden und St. Michaelisdonn. Quelle: verändert nach Meier (2007: 38) und Behre (2008: 24).*

Gegen 4000 v. Chr. erreichte die transgredierende Nordsee die Moränenrücken von Sylt und Amrum und schuf durch fortschreitende Erosion Kliffs im Bereich der Geestkerne. Das Rote Kliff auf Sylt bei Kampen sowie das Litorina-Kliff im Westen von Amrum sind auf diese Weise entstanden (vgl. Kapitel 2.2.1). Nach Gripp (1968) erreichte die Brandung ab ca. 1000 v. Chr. die Süd- und Westküste Amrums und schuf das rezent von Dünen bedeckte Geestkliff (Litorina-Kliff) auf einer Linie zwischen Leuchtturm, Satteldüne und A-Hörn bis Norddorf. Das Moränenmaterial der einzelnen Geestkerne und die darunter lagernden Kaolinsande, die die Brandung aus dem entstehenden Kliff herausgespült hat, wurden zunächst im turbulenten Flachwasserbereich küstenparallel transportiert und dann als nach Osten gebogene Strandhaken nördlich und südlich der pleistozänen Geestkerne von Sylt und Amrum abgesetzt (Dietz & Heck 1952). Während die Nehrungshaken der Insel Sylt heute eine langgestreckte küstenparallele Form angenommen haben, streicht die Nordspitze der Insel Amrum nach Nordosten und die südliche Inselspitze bei Wittdün leicht in südwestliche Richtung. So zeigt Amrum heute eine leicht halbmondförmige Gestalt (Abb. 2.1).

Durch die von Newig (1995: 134) veröffentlichte „Mehrkern-Hypothese“ lässt sich die Entwicklung des südlichen Sylter Nehrungshakens nicht mehr als einfaches „Kliff-Haken-Ensemble“ beschreiben. Newig (1995) geht von weiteren existierenden Geestkernen (Rantum, Puan Klent) und hypothetischen Vorländern vor Westerland bis Kampen aus.

Im Lee der Nehrungshaken und Geestkerne kam es aufgrund reduzierter Strömungsgeschwindigkeiten zu Stillwassersedimentation. Im Schutz der natürlichen Inselbarrieren entwickelten sich so das Wattenmeer und die Marschgebiete der Inseln. Nach Bantelmann (1966) kam es zu dieser Zeit zu einer vermehrten Sedimentzufuhr von außerhalb in den Bereich des Nordfriesischen Wattenmeeres, während die heute zur Ablagerung gelangten Sinkstoffe überwiegend aus dem Raum selbst stammen.

Ab wann der Meeresspiegel so weit angestiegen war, dass Sylt zu einer Insel wurde, ist nicht genau belegt. In einem Dokument aus dem Jahre 1141 spricht König Erich III. erstmals von der „Insula Sild“ (Ahrendt 1992: 7). Amrum wurde im Erdbuch König Waldemars von 1231 ebenfalls als Insel bezeichnet, war allerdings bis ins Mittelalter durch eine Landbrücke auf der heutigen Wattwasserscheide mit Föhr verbunden. Heute stellt die Inselkette der dänischen und Nordfriesischen Inseln eine Reihe von Barriereinseln dar, die der Festlandsküste vorgelagert sind. Nach Davis (1994) sind Barriereinseln lang gestreckte küstenparallele Inseln aus unkonsolidiertem Sediment, die durch rückseitige Watten, Marschen und Lagunen vom Festland getrennt sind und der Festlandküste als Wellenbrecher Schutz bieten. Das schließt auch Inseln mit ein, an denen sich verlängerte Formen durch Hakenbildung (*spits*) an glazialen Sedimentkörpern entwickelt haben (vgl. dazu Kapitel 2.1).

Die Arbeiten von Lindhorst (2008) und Lindhorst et al. (2008) zeigen, dass der Aufbau des nördlichen Sylter Nehrungshakensystems primär durch die Anlagerung intertidaler Sedimentkörper (*swash bars*) erfolgte. Nach einem Altersmodell von Lindhorst (2008), basierend auf Radiokohlenstoffdatierungen an Molluskenschalen, erreichte der nördliche Sylter Nehrungshaken 3700 Jahre vor heute eine Nord-Süd-Erstreckung, die mit der heutigen Ausdehnung vergleichbar ist. Die Entstehung des Lister Ellenbogen als eine am nördlichen Nehrungshaken ansetzende Nehrung im äußersten Norden von Sylt ist deutlich jünger und konnte von Lindhorst et al. (2010) auf ein Alter von 1300 Jahren datiert werden.

2.2.2.3 Entwicklung seit den mittelalterlichen Sturmfluten

Sturmfluten haben in historischer Zeit das Landschaftsbild Nordfrieslands neu gestaltet. Geringe Sturmfluthäufigkeit und ein langsam ansteigender Meeresspiegel förderten dabei die Sedimentation, sodass ausgedehnte Marschgebiete entstehen konnten. Ein schnell ansteigender Meeresspiegel und eine erhöhte Sturmflutintensität hingegen führen zu großräumigen Erosionsprozessen. Klimatische Veränderungen in der Vergangenheit haben neben dem Sedimentangebot einen entscheidenden Einfluss auf die Landschaftsentwicklung des Küstenraumes gehabt. Die Landschaftsentwicklung wiederum bestimmte bis zu Beginn des Küstenschutzes die Siedlungs- und Nutzungsstruktur der Region (vgl. Kapitel 2.3).

Nach Ahrendt & Thiede (2002) besteht ein Wechsel zwischen Zeiten hoher Sturmflutaktivität und ruhigen Phasen. In der Zeit der Dünkirchen-I-Transgression von 600 - 100 v. Chr. stieg sowohl der Meeresspiegel als auch die Sturmflutintensität an (Behre 1993). Auf eine ruhige Regressionsphase während Christi Geburt folgte bereits 100 n. Chr. ein weiterer Meeresspiegelanstieg und eine Zunahme der Häufigkeit der Sturmfluten (Behre 2001). Eine kurzfristige Beruhigung setzte im

7. Jahrhundert n. Chr. ein und ist durch erneute Siedlungsaktivität belegt (Behre 1993).

Bereits im Frühmittelalter stieg der Sturmflutspiegel erneut an. Erstmals reagierten die Marschenbewohner nicht mit Rückzug, sondern versuchten durch Deichbau die Küstenlinie zu erhalten (Harth 1990; Kramer 1992b; Kühn 1992). Die erhöhte mittelalterliche Sturmflutaktivität lässt sich nach Ehlers (1986) auf eine Umstellung der atmosphärischen Zirkulation zu Beginn der Kleinen Eiszeit (1300 - 1850) zurückführen. Die verheerende Wirkung der Ersten Großen Mandränke (16.01.1362) auf die gesamte deutsche Nordseeküste lässt sich laut Rohde (1977) nicht allein auf ein einziges Sturmflutereignis zurückführen, sondern ist das Resultat einer Reihe von schweren bis sehr schweren Sturmfluten und Kettentiden des 14. Jahrhunderts. Die Landverluste wurden durch die vorausgegangene Entwässerung weiter Küstenabschnitte, die zu Sackungen bis unter das Meeresspiegelniveau führten und den verbreiteten Salztorfabbau gefördert. Die exakten Ausmaße der Landverluste können unter wissenschaftlichen Gesichtspunkten aufgrund eines Mangels an objektiven Überlieferungen nicht rekonstruiert werden. Die Karte von Mejer (zit. n. Danckwerth 1652) aus dem Jahr 1240 (Abb. 4.2 Bild B) zeigt Nordfriesland, die damaligen Uthlande vor der Ersten Großen Mandränke. Aus wissenschaftlicher Sicht stellte die Karte bislang ein reines Phantasieprodukt dar, das weder den genauen Küstenverlauf noch Details maßstabsgetreu wiedergibt (Jessen-Klingenberg & Newig 2000; Lamprecht 1957). Vom Grundsatz her scheint die Karte aus neuerer Sicht jedoch zumindest teilweise realistisch (Ahrendt 1994; Petersen & Rohde 1991; Klatt 2012) und gibt einen groben Überblick über die ungefähre damalige topographische Situation.

Sylt wurde durch die Flut 1362 an der Westküste besonders schwer getroffen, wodurch die Orte Eydum, Wardum und Alt-Rantum sowie der Friesenhafen Wendingstadt (Abb. 4.2 Bild B) untergingen (vgl. Panten 2000; Stöver 1990). Der Osten der Insel wurde zu großen Teilen überflutet. Die Zweite Große Mandränke (11.10.1634) traf ebenso die Westküste Schleswig-Holsteins und war für das Gebiet zwischen Sylt, den Halligen und Eiderstedt landschaftsgestaltend (Meier 2007). Eine detaillierte Übersicht der wichtigsten Nordseesturmfluten sowie deren Auswirkungen auf die Landschaft Nordfrieslands werden u. a. in Ahrendt & Thiede (2002), Erchinger & Stromann (2004), Kramer (1983), Matthiesen (2001), Panten (2000), Petersen & Rohde (1991) und Sönnichsen & Moseberg (2003) bereitgestellt.

Jüngere schwere Sturmflutereignisse speziell in den Jahren 1962, 1973, 1981, 1990, 1999 führten immer wieder zu irreversiblen Substanzverlusten, vor allem an der Westküste und dem südlichen Inselende von Sylt (Tillmann 2006, 2007).

2.2.2.4 Entstehung der Dünen von Sylt und Amrum

Dünen sind auf den Inseln Sylt und Amrum weit verbreitet und zählen zu den wichtigsten geomorphologischen Elementen im Bereich der Küste. Die Dünenbereiche Sylts nehmen ca. 40 % der Inselfläche ein (Meier 1987). Auf Amrum sind rezent 9,8 km^2 (Remde 1972) der Insel von Dünen bedeckt. Da sich die Gesamtheit der Arbeitsgebiete im Bereich der Dünen und Dünentäler befindet, wird an dieser Stelle gesondert auf die Entstehung der Dünen auf den Inseln eingegangen.

Die Dünen der Nordfriesischen Inseln sind verhältnismäßig jungen Ursprungs. Auf Amrum überlagern sie Siedlungsspuren wie z. B. Ackerbeete und Pflugfurchen aus der Wikingerzeit (vgl. Kapitel 2.3). Nach einem Bericht des Chronisten Kielholt (ca. 1430) setzte auf Sylt im 15. Jahrhundert vermehrt Dünenbildung ein (Ehlers 2008). Das Mittelalter war nicht nur

durch große Landverluste infolge schwerer Sturmfluten, wie z. B. die Erste und Zweite Große Mandränke im Jahre 1362 und 1634 (siehe Kapitel 2.2.2.3) geprägt sondern auch eine Zeit intensiver äolischer Mobilität (Christiansen et al. 1990; Klijn 1990a, 1990b). So lieferte nach Ehlers (1986, 2008) das durch Sturmflutrerosion aufgearbeitete Sediment die Grundlage für die verstärkte Dünenentstehung zu Beginn der Kleinen Eiszeit. Eine zweite Phase der Dünenbildung wird nach Ehlers (1986) in das 17. Jahrhundert eingeordnet. Abermals schwere Sturmfluten sorgten für eine entsprechende Sedimentverfügbarkeit. Ein Beleg dafür stellt die Eidum Kirche auf Sylt dar, die nach der Zweiten Große Mandränke im Jahr 1634 von Flugsand umschlossen und aufgegeben werden musste (Müller & Fischer 1938). Die dritte Dünenbildungsphase ereignete sich in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts und steht nach Ehlers (1986) im Zusammenhang mit der Klimaumstellung am Ende der Kleinen Eiszeit um 1850. Auf Amrum kam es zu Beginn des 19. Jahrhunderts durch die Anlagerung des Kniepsandes an die Insel zur vermehrten Sedimentverfügbarkeit (siehe dazu u. a. Kapitel 6).

Zwischen den Dünenkämmen des südlichen Sylter Nehrungshakens sowie der Nordspitze der Insel Amrum (Amrum Odde) liegen Dünentäler, die vorwiegend von West nach Ost streichen (vgl. Kapitel 2.5.2). Der Genese nach werden Dünentäler in primäre Dünentäler und sekundäre Dünentäler untergliedert (Pfeifer 2003). Primäre Dünentäler entstehen, wenn sich eine neue Dünenkette parallel zu einer älteren bildet. Primäre Dünentäler beschränken sich auf Sylt lediglich auf die vegetationslose Fläche im äußersten Süden der Hörnum Odde. Auf Amrum sind primäre Dünentäler auf dem Kniepsand sowie im äußersten Norden der Amrum Odde zu finden. Sekundäre Dünentäler sind durch Deflation entstanden und wurden im Bereich des südlichen Sylter Nehrungshakens teilweise bis zum Kapillarsaum des Grundwasserspiegels ausgeblasen. In den Untersuchungsgebieten im Süden Sylts finden sich solche Dünentäler auf ganzer Strecke zwischen Rantum und dem Hörnumer Steintal. Einige Stellen, wie z. B. im Möskental nördlich von Hörnum und bei Puan Klent, sind sogar während der Sommermonate durch den Grundwassereinfluss vernässt und durch feuchte Stellen, stehende Gewässer, Vermoorungen sowie Schilf- und Feuchtheidevegetation von anderen Dünentälern zu unterscheiden.

Primärdünen

Nach vegetationskundlichen Kriterien unterscheidet man auf Sylt und Amrum von West nach Ost eine Zonierung mit den Dünengenerationen: Primärdüne (Dünenembryo), Weißdüne, Graudüne und Braundüne. Renzente Dünenbildung beschränkt sich auf die Bereiche mit positiver Sedimentbilanz. Daher ist der den Weißdünen vorgelagerte Primärdünengürtel auf Sylt nicht mehr durchgängig vorhanden. Auf Amrum findet Primärdünenbildung heute im Bereich des Kniepsandes statt. Die Bildung von Dünenembryos und Barachanen (Sicheldünen) vollzieht sich vereinzelt im Lee von Strömungshindernissen wie Treibgut und Pflanzenstengeln. Diese ersten Primärdünen bilden sich nach Bird (1990) ab einer Windstärke von 4 Beaufort (6 m/s) und erreichen auf Sylt eine maximale Höhe von bis zu 1 m (Hörnum Odde). Auf dem Amrumer Kniepsand sind in Abhängigkeit von der Sedimentverfügbarkeit saisonal auch größere Formen nachzuweisen. Bis auf einzelne solitär stehende Büschel von Sandstrandpionieren wie Binsen-Quecke (*Agropyron junceum*), Strand-Salzmiere (*Honkenya peploides*) und Meersenf (*Cakile maritima*) sind die Primärdünengürtel vegetationsfrei und weitestgehend trockenliegend.

Weißdüne (Vordünen)

Charakteristisch für den sukzessiven Pflanzenwechsel vom ufernahen Dünenembryo zur Weißdüne ist die abnehmende Salztoleranz im Wurzelbereich bei wachsender Höhe und Übersandungstoleranz. Kennzeichen der Weißdüne ist der Strandhafer (*Ammophila arenaria*), der auf Sylt seit 1788 (Ehlers 1990) durch biotechnische Küstenschutzmaßnahmen systematisch angepflanzt wird. Weitere Pflanzen der Weißdüne sind Strandroggen (*Elymus arenarius*) und Stranddistel (*Eryngium maritimum*), die allerdings auf Sylt und Amrum nur eine untergeordnete Rolle spielen und vor allem im Bereich der Hörnum Odde und auf dem Kniepsand vorkommen. Die Bildung von Weißdünen wird durch die systematische Errichtung von Sandfangzäunen sog. Faschinen unterstützt. Rezente Dünenbildung findet auf Amrum hauptsächlich auf dem Kniepsand statt, der im Westen als breite Strandfläche an das größtenteils von Dünen bedeckte Litorina-Kliff anschließt. Aus ihnen entstand eine Kette der Primär- und Vordünen, die sich an der gesamten Westküste entlang ziehen. Diese jüngeren Vordünenwälle sind durch ihre weiße Farbe deutlich von den älteren, weiter innen liegenden Hauptdünen zu unterscheiden und durchweg von Strandhafer (*Ammophila arenaria*) bewachsen.

Graudüne

In der sich an die Weißdüne östlich anschließenden Graudüne wird der Strandhafer aufgrund des zunehmenden Nährstoffgehaltes im Boden mehr und mehr verdrängt. Es treten Silbergras (*Carynephorus canescens*), Kriechweide (*Salix repens*) und Kamtschatka-Rose (*Rosa rugosa*) als geschlossene Pflanzendecke auf. Durch die einsetzende Humusbildung kommt es allmählich zur Graufärbung. Die Entwicklung der Weißdüne hin zur Graudüne dauert länger als die der Primärdüne zur Weißdüne. Letztere vollzieht sich schon in wenigen Jahren. Die Entwicklung zur Graudüne ist erst nach mindestens 10 - 20 Jahren abgeschlossen (Besch 1987). Bei weiter steigendem Humusgehalt und zunehmender Versauerung des Bodens entwickelt sich allmählich die Braundüne.

Braundüne

Der Sand der Braundüne ist durch Eisenumwandlung meist braun gefärbt. Bei fortschreitender Bodenbildung kann sich ein Podsol entwickeln. Die charakteristische Pflanze der Braundüne ist zunächst die Krähenbeerenheide (*Empertrum nigrum*). Mit abnehmender Übersandung wird sie zunehmend von Besenheide (*Calluna vulgaris*) und Kriechweide (*Salix repens*) verdrängt. An etwas feuchteren Standorten, wie z. B. in den Dünentälern des südlichen Sylter Nehrungshakens (Rantum Baakdeel, Hörnum Steintal) tritt vermehrt die Glockenheide *(Erica tetralix*) auf. Charakteristisch ist außerdem der Bewuchs von Zwergsträuchern und der Kamtschatka-Rose (*Rosa rugosa*). Ausgeprägte Braundünengebiete befinden sich im Süden Sylts (Hörnum Steintal, Rantum Baakdeel, Rantumer Dünen Sylt, Puan Klent/Thörnhörn, Möskental) und südwestlich von Norddorf auf Amrum. Auf Sylt stellt die Braundüne abschnittsweise die Küstenlinie der Ostküste dar und wird dort oftmals durch ein ausgeprägtes, direkt an das Watt anschließendes Dünenkliff, begrenzt (Tillmann 2007). Junge Kliffabbrüche im Bereich der Braundüne findet man nach (Tillmann 2006) bei Hörnum (Budersanddüne), Rantum (Thörnhörn, Großer Fli) und

List (Blindselbucht, Süderheidetal). Infolge systematischer Bepflanzung der Dünen gegen Ende des 18. Jahrhunderts (Ahrendt & Köster 1998; Petersen & Rohde 1991) wurde der Sandflug bis auf das Gebiet der Lister Wanderdünen auf Sylt eingedämmt. Durch die Festlegung der Dünen wurde ihre natürliche Ostwanderung in Richtung Wattseite verhindert. Seitdem besteht an der Sylter Ostküste zunehmend ein Sedimentdefizit.

Dünen auf der Geest

Auf Amrum lassen sich heute drei Dünenkomplexe unterscheiden: auf der Amrum Odde, auf der Geest und zwischen der Großdüne (Grotdün) mit dem Leuchtturm und Wittdün. Die Amrum Odde bildet den nördlichen Nehrungshaken der Insel und ist vollständig von Dünen bedeckt. Die Dünen sind vorwiegend von Strandhafer (*Ammophila arenaria*) bewachsen und entsprechen dem Stadium der Weiß- bis Graudüne. Die Satteldüne und die Leuchtturmdüne stellen mit bis zu 32 m über NN die höchsten Erhebungen auf der Amrumer Geest dar. Die Dünen auf der Geest wanderten ursprünglich von Westen her auf die Insel und begruben dadurch Siedlungsspuren, die bis in das 14. Jahrhundert angelegt wurden (Kersten 1969; Remde 1972).

Auch die Dünengebiete auf der Sylter Geest nehmen eine Sonderstellung ein, da sich die Genese deutlich von den Dünengebieten der Nehrungshaken unterscheidet. Die auf der Geest abgelagerten Dünen wurden vom Strand so lange regeneriert, als es die Höhe des entstehenden Kliffs (Rotes Kliff und Morsum Kliff) noch zuließ. Nach Angaben von Dietz & Heck (1952) werden ab einer Kliffhöhe von 5 - 8 m keine Dünen mehr auf dem Kliff gebildet. Die Dünenbildung findet stattdessen vor der senkrechten Kliffwand als Stranddüne statt. Ehlers (1986) weist darauf hin, dass die Dünenkerne der Inseln nicht kontinuierlich sondern in Phasen hoher äolischer Morphodynamik im Zuge gesteigerter Sedimentmobilität durch vermehrte Sturmflutaktivität entstanden sind. In Übereinstimmung mit dem Chronisten Kielholt (ca. 1430) kommt Newig (1995) zu dem Ergebnis, dass die Dünenbildung auf dem Roten Kliff bei Kampen in die von Ehlers (1986) erwähnte Dünenbildungsphase im 14./15. Jh. n. Chr. fällt.

Durch die spätmittelalterlichen Sturmfluten kam es auch auf Sylt zu einer Umgestaltung der Küstenkonfiguration. So vermutet Newig (1995) ein Vorland oder eine Barriere, die bis zu den Sturmfluten den Sylter Geestkern vor Westerland bis Kampen vor der direkten Brandung schützte. Erst nach Zerstörung der Vorländer durch die mittelalterlichen Sturmfluten wurde Sedimentmaterial mobilisiert und wanderte auf die damals noch rampenartig und flach ansteigenden Geestkerne hinauf. Die Entstehung der Dünen auf der Sylter Geest ging somit der Kliffentstehung voraus. Heute finden sich an dieser Stelle die höchsten Punkte der Insel Sylt mit Dünenhöhen um 40 m ü. NN und der Uwe-Düne 50,5 m ü. NN als höchste Düne an der deutschen Nordseeküste. Vom Bewuchs her unterscheiden sich die Dünen auf der Geest kaum von denen der Nehrungshaken und variieren zwischen dem Stadium der Grau- und Braundüne. Die Dünen der Geest sind biotechnisch festgelegt. Vereinzelt kann es während stürmischer Wetterlagen zur Deflation feiner Korngrößen des liegenden Geschiebemergels am Roten Kliff kommen, sodass auf der Geest gröbere Komponenten als Steinsohle zurückbleiben.

2.3 Siedlungsgeschichte

2.3.1 Siedlungsgeschichte von Sylt und Amrum in archäologischer Zeit

Zahlreiche archäologische Befunde (vgl. Harck 1974) haben gezeigt, dass die Inseln Sylt und Amrum seit dem Neolithikum ein bevorzugtes Siedlungsgebiet des Menschen darstellen, das seit ca. 6000 Jahren von der nacheiszeitlichen Meeresspiegeltransgression beeinflusst wird (vgl. auch Abb. 2.9 Bild A). Insgesamt wurden für die Nordfriesischen Inseln über 1500 Grabhügel aus der Stein-, Bronze- oder Wikingerzeit und 77 Großsteingräber nachgewiesen (Christophersen 2002). Dabei finden sich die Siedlungs- und Grabspuren aus der Vor- und Frühgeschichte vor allem im Bereich der hochgelegenen Geestkerne (Abb. 2.9 Bild A).

Die heutigen Geestkerne Sylts sind der zentrale Westerländer Geestkern, der Morsumer Geestkern, der Archsumer Geestkern sowie kleinere Geestkörper im Bereich des südlichen Nehrungshakens an der Ostseite von Rantum (Hoffmann 1974) und bei Puan Klent (Newig 1995). Während die Geestkerne im Osten der Insel von Marsch umgeben sind, grenzt der zentrale Geestkern bei Kampen heute als Rotes Kliff an die Nordsee. Zur Jungsteinzeit befand sich die Küstenlinie mehrere Kilometer weiter westlich und es gab nordwestlich der heutigen Stadt Westerland, in der Amrum-Bank-Moräne und der Pisa-Moräne weitere Geestvorkommen (vgl. Kapitel 2.2.1).

Der Denghoog (Thinghügel) in Wenningstedt ist eines der ehemals insgesamt 47 Großsteingräber auf Sylt und geht auf die Megalithkultur aus der Jungsteinzeit zurück. Andere steinzeitliche Gräber finden sich auf Sylt konzentriert nahe der Ortschaft Kampen und im Osten der Insel. Abbildung 2.10 (Bild A) zeigt den Grabhügel „Tipkenhoog“ aus der Jungsteinzeit (2500 v. Chr.) bei Keitum im Osten Sylts. Reste weiterer Großsteingräber sind im Sylter Watt südlich des Nössedeichs bei Archsum zu finden und bezeugen einen bereits erodierten kleineren Geestkern, von Reichstein (2005) als „Tjülseker-Geestkern“ bezeichnet. Die Megalithgräber liegen heute in einer Höhe von -0,1 m NN und wurden erbaut, bevor der Meeresspiegel diese Höhe erreicht hatte (Ahrendt & Thiede 2002). Kersten (1967) geht davon aus, dass die Siedlung „Tjüülseekerem“ auf dem Geestkern bis in die Bronze- und Eisenzeit bestand.

Auf Amrum erfolgte die durch Fundstücke belegte erste Besiedlung ebenfalls während der Jungsteinzeit (ca. 3000 - 1600 v. Chr.). Die früheste erkennbare Landnahme Amrums erfolgte nach Kersten (1969) von Jütland her im mittleren Abschnitt der Jungsteinzeit durch eine Ackerbau und Viehzucht betreibende Bevölkerung. Ein Grabmal mit zwei Grabkammern, das sogenannte „Riesenbett“ (Müller & Fischer 1938: 29) liegt teils versandet in einem Dünental nahe der Amrumer Vogelkoje. Die östliche Grabkammer entstammt aus der Zeit um 3000 v. Chr., die westliche wurde auf 2000 v. Chr. datiert (vgl. Krause 1913; Quedens 2008). Aus der Bronzezeit sind auf Sylt insgesamt 425 und auf Amrum 136 Hügelgräber bekannt (Kersten 1969). Weitere werden unter den Dünen der Geest auf Amrum vermutet. Während die steinzeitlichen Megalithgräber bevorzugt in Hanglagen angelegt wurden, konzentrieren sich die bronzezeitlichen Gräber auf Moränenkuppen und an alten Wegstrecken (Ellmers 1968). Olshausen (1920) berichtete von einem bronzezeitlichen Wall bei „Flegham“ in den Dünen westlich von Norddorf (Amrum). Ganz in der Nähe wurde von Ellmers (1968) ein freigelegtes Haus aus der Bronzezeit nachgewiesen. Als Siedlungsgebiet wurden gute mittelschwere Böden im Moränengelände der Sandinseln favorisiert, die sich mittels Hakenpflug leicht beackern ließen. Die daraus

hervorgegangenen und bisher ältesten Kreuzfurchen wurden unter einem Grabhügel aus der älteren Bronzezeit bei Nebel (Amrum) entdeckt (Kersten 1967; Remde 1972).

Während auf den Geestkerninseln zur Bronzezeit ein anhand von archäologischen Befunden und wertvollen Grabbeigaben bedeutender Wohlstand nachgewiesen werden konnte (Müller & Fischer 1938), erschwerten sich infolge der Klimaverschlechterung in der Eisenzeit die Lebens- und Siedlungsbedingungen (Kersten 1967). Die einsetzende Dünkirchener Transgression führte zur Überflutung von weiten Teilen der Marsch und dadurch zum Verlust tiefer gelegener Weide- und Wirtschaftsflächen (Meier 2007). Auf dem infolge fortschreitender Sturmfluterosion 1981 am Weststrand Rantums entdeckt und freigelegten Grabhügel „Wirkshoog" aus der älteren Bronzezeit wurde ein durch Plaggendüngung aufgehöhter Auftragsboden nachgewiesen (Newig 2001b). Reichstein (2005) geht davon aus, dass sich bereits während der späten Bronzezeit die Wirtschaftsflächen und Bedingungen der Siedler auf den Geestkernen der Inseln in dem Maße verkleinert und verschlechtert haben, dass eine Ertragsteigerung durch Düngung des sandigen Geestbodens (Podsol) mit Hilfe von Humusplaggen notwendig wurde. Durch die gleichförmige und intensive Bodennutzung entstanden zum Teil Ortsteinschichten im Bereich der Ackeroberfläche, die eine weitere Bearbeitung des Bodens verhinderten und zur fortschreitender Versteppung führten (Weidemann 1968). Die Wohnplätze der vorrömischen Eisenzeit auf den kleiner werdenden Geestkernen zeichneten sich durch eine lange Platzkonstanz und die Entstehung tellartiger Siedlungshügel wie z. B. dem „Melenknob" in Archsum auf Sylt oder weiterer Siedlungshügel auf der Insel Föhr aus (vgl. Kersten 1967, 1968; Meier 2007; Reichstein 2005). Eisenschlackenfunde als Zeichen eisenzeitlicher und vorrömischer Eisenverhüttung wurden von Hingst (1968) sowohl auf Sylt als auch auf Amrum nachgewiesen.

Vereinzelte Funde stein- und bronzezeitlicher Geräte im Bereich des nordfriesischen Wattenmeeres lassen vermuten, dass bereits um 1500 v. Chr. die Marschenoberflächen betretbar und von beträchtlicher Ausdehnung waren (Bantelmann 1966). Beweise für eine intensive Besiedlung der Marsch in Schleswig-Holstein liegen jedoch erst für das erste nachchristliche Jahrhundert vor (Bantelmann 1967). Einen wichtigen Anreiz für die Besiedlung der Marsch während vorübergehend günstigen Umweltbedingungen und einem niedrigen Meeres- und Sturmflutspiegel stellte die Lage an schiffbaren Gewässern und Prielen dar, die eine Intensivierung der Handelsbeziehungen versprach. Trotz sturmflutbedingter Überflutungsgefahr der unbedeichten Marsch wurden sowohl Ackerbau als auch Viehhaltung betrieben. Die natürlichen Uferwälle der Priele stellten aufgrund ihrer erhöhten Lage über dem Mittleren Tidehochwasser (MThw) bevorzugte Siedlungsplätze dar. Während sich der Großteil der vor- und frühgeschichtlichen Marschensiedlungen im Elbmündungsraum, Dithmarschen und im Süden Eiderstedts konzentrierte, waren die Besiedlungsmöglichkeiten im nordfriesischen Küstengebiet auf wenige küstennahe Flächen beschränkt (Bantelmann 1968). Die Erschließung erfolgte dort erst im Zusammenhang mit dem Bau von Warften und großräumigen Bedeichungen sowie künstlicher Entwässerung zum Beginn des 11. Jahrhunderts (Kühn 1992).

Aus dem 1. Jahrhundert n. Chr. sind auf Sylt die Ringwallanlagen der Rantum-, Tinnum-, und Archsum Burg sowie auf Föhr die Lembecksburg überliefert. Die genannten Ringwälle haben nach Kersten (1967) an damals schiffbaren Prielläufen gelegen. Die zwischen Westerland und Tinnum gelegenen ca. 5 m hohen Rundwälle der Tinnum-Burg wurden wie auch die Lembecksburg auf Föhr während der Wikingerzeit über den alten Ringwällen errichtet und sind heute noch sichtbar. Während die Archsum-Burg heute weitgehend zerstört ist, werden Reste der südlich von Rantum gelegenen Rathsburg unter den rezenten Dünen des südlichen Sylter

Nehrungshakens vermutet (Hinz 1968). Nach Angaben von Kersten (1967) wurde die Burg Mitte des 18. Jahrhunderts von den ostwärts wandernden Dünen des südlichen Nehrungshakens begraben und befindet sich heute im Bereich des Dünentals „Baakdeel“ (Burgtal). Auf einer Karte des Kartographen H. du Plat von 1793 ist die vermutete Stelle mit der Bezeichnung „Borg Rudera“ (Burg Reste) eingetragen. Das Alter sowie die genaue Position der Rantum-Burg wurden jedoch nie definiert und kann daher nicht zur Datierung der Entstehung des südlichen Sylter Nehrungshakens herangezogen werden.

Eines der größten Bodendenkmäler stellt auf Amrum der ca. 1800 Meter lange und bis zu 2 Meter hohe „Krümmwall“ zwischen den Orten Nebel und Steenodde dar, dessen Ursprung nach Voigt (1969) auf einen Begrenzungswall von Ackerflächen der Wikingerzeit zurückgeht. Reste einer cimbrischen Siedlung aus dem 1. Jh. n. Chr. sind heute in einem Dünental nördlich der Vogelkoje auf Amrum zu finden (Abb. 2.10 Bild A und Bild B). Kleinere Grabhügel am Fuße der „Esenhugh“ bei Steenodde im Südosten der Insel Amrum (Olshausen 1920) sowie ein Gräberfeld im „Skalnastal“ südwestlich der Vogelkoje und der Burghügel am Wattufer von Norddorf weisen auf die Besiedlung durch die Wikinger um ca. 700 n. Chr. hin (vgl. Gripp 1968; Quedens 1994; Remde 1972). Grabhügel aus der Wikingerzeit finden sich auf Sylt mit dem Munkhoog südlich des Morsum Kliff (Kersten 1968).

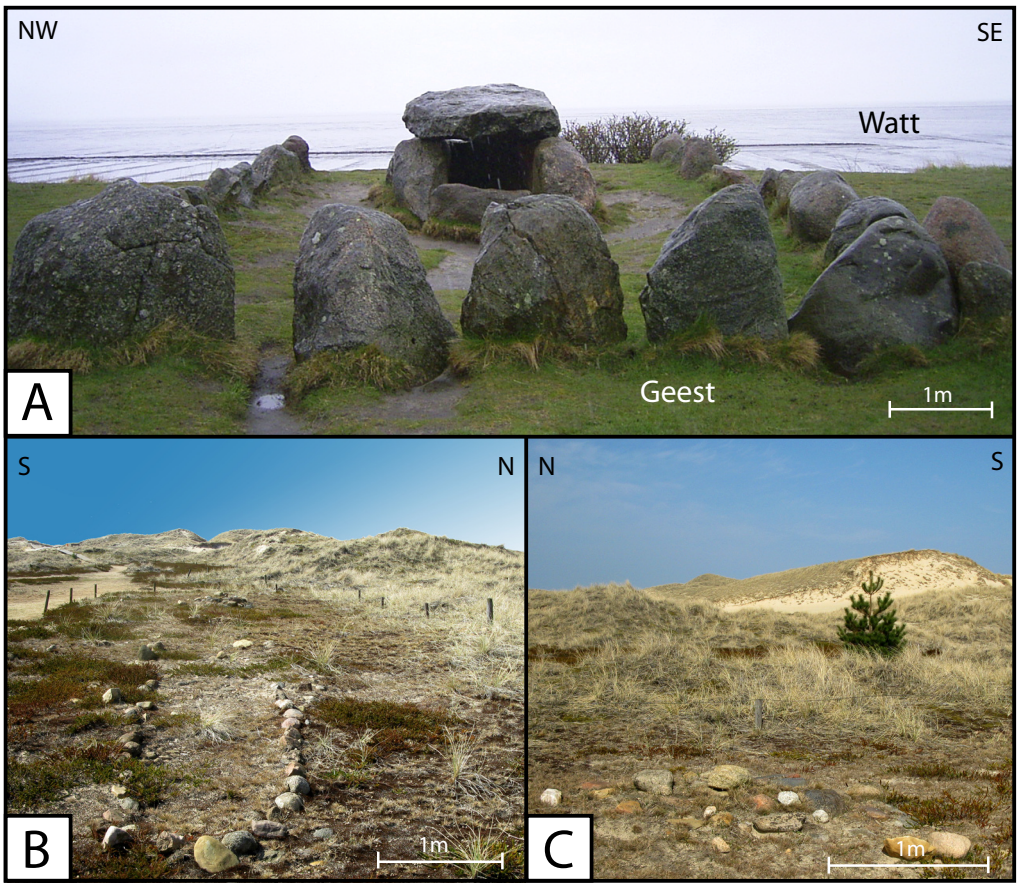


Abb. 2.10: *A: Grabhügel Tipkenhoog aus der Jungsteinzeit (ca. 2500 v. Chr.) bei Keitum im Osten Sylts. B und C: Hausgrundrisse und Siedlungsreste aus dem 1. Jahrhundert n. Chr. auf der Geestoberfläche in einem frei gewehten Dünental nördlich der Vogelkoje auf Amrum.*

Inwieweit auf Amrum eine Siedlungskontinuität von der Eisenzeit bis in das frühe Mittelalter besteht ist bislang ungeklärt. Nach Meier (2007) wurden in einem unter den Dünen anstehenden alten Humusboden fränkische Glasscherben aus dem Kölner Raum, Glasperlen und verzierte Keramik gefunden, die auf einen sommerlichen Lande- und Umschlagplatz eines lokalen Machthabers hinweisen, der seinerzeit am Ufer einer durch einen Nehrungshaken geschützten Bucht lag. Die Versandung dieser Bucht im 6. Jh. n. Chr. bedeutete das Ende des Strandmarktes. Jüngere Kulturspuren stellen auf Amrum die mittelalterlichen Ackerbeete unter den Dünen der Geest dar, die während der letzten Jahrzehnte zum Teil frei geweht wurden (Gripp 1968). So wurden nordwestlich des Amrumer Leuchtturms Pflugfurchen, Viehspuren und Ackerbeete sog. Wölbäcker entdeckt, deren Kultivierung gemäß der darin enthaltenen Scherben auf das 14. Jahrhundert zurückgeht (Remde 1972). Zu dieser Zeit waren demnach auf der Amrumer Geest noch keine Dünen vorhanden. Die Dünenbildung im Bereich der Geest setzte nach Gripp (1968) und Remde (1972) erst nach dem 14. Jahrhundert großflächig ein.

Während es für das nördliche Sylter Listland direkte archäologische Hinweise auf eine Besiedlung gibt, fehlen solche Spuren im Bereich des südlichen Sylter Nehrungshakens. So wurden 1937 bei List Silbermünzen aus der Zeit um 1000 - 1020 n. Chr. geborgen, die auf Schutzgeldzahlungen des englischen Königs Äthelred an die Wikinger zurückzuführen sind (vgl. Kersten 1967). Die Existenz des Listlandes und damit des nördlichen Nehrungshakens von Sylt um ca. 1000 n. Chr. konnte dadurch nachgewiesen werden. 1905 wurde in einem Dünental westlich von List die bis dato unter Dünensand verschüttete Siedlung Alt-List (Listum) entdeckt, die durch Münz- und Keramikfunde in das 13. bis 14. Jahrhundert datiert wurde (Newig 2005).

Auch Harck (1974) belegt durch Funde von Steingeräten und anderen Artefakten im Bereich des Listlandes, dass dieser Teil der nördlichen Halbinsel bereits seit dem Neolithikum begehbar gewesen sein muss. Steingeräte mit deutlichen Abrollspuren wurden auch im Gebiet des heutigen Lister Ellenbogens entdeckt und vermutlich dort durch den Küstenlängstransport gerundet und im Strandbereich akkumuliert. Radiokohlenstoffdatierungen an Muschelschalen im Bereich des Ellenbogens durch Lindhorst (2008) zeigen ein Alter von etwa 1300 Jahren. Dementsprechend ist der Ellenbogen als junge postneolithische Bildung anzusehen.

Aus dem Raum Rantum sind Funde von stein- und bronzezeitlichen Gräber bekannt. So wurden südlich der Westerländer Geest nach Sturmfluten 1973/1974 im Strandbereich zwei Steingräber aus dem Neolithikum freigelegt. Die Gräber befanden sich mit 2,60 m ü. NN auf der schwach nach Süden einfallenden Geestoberfläche unter einer 10 cm mächtigen Schicht aus sandigem Klei (Harck 1974). Archäologische Funde aus dem Inneren der Hörnumer Halbinsel liegen hingegen nicht vor. Nach Vermutungen von Harck (1974: 71) basierend auf Funden intakter Steinwerkzeuge war die „diluviale Oberfläche“ südlich des Westerländer Geestkerns bis Puan Klent im Neolithikum zum Teil begehbar und durch eine „[…] westlich vorgelagerte, an die heute abgetragenen Altmoränen anschließende Landzunge, vor Überflutungen geschützt“. Südlich von Puan Klent wurden ausschließlich abgerollte und von der Brandung aufgearbeitete Artefakte und Steinwerkzeuge nachgewiesen. Diese sind erst durch Küstenlängstransport bis zum Hörnumer Steintal und der nördlichen Hörnum Odde verfrachtet worden. Nach den archäologischen Befunden von Harck (1974) zu urteilen, war der Inselteil südlich von Puan Klent im Neolithikum noch nicht vorhanden. Im Jahre 1992 wurde am Weststrand südlich von Rantum auf der Höhe von Puan Klent im Vordünenbereich eine Münze gefunden, deren Prägung auf das Jahr 539 n. Chr. in Byzanz zurückzuführen ist. Die Münze zeigt Kaiser Justitian und ist im Sylter Heimatmuseum in Keitum ausgestellt. Ob die Münze angespült oder durch ihre dortige primäre Lokalität ein Hinweise auf Siedlungen bei Puan Klent ist, wurde bis dato nicht erwiesen.

2.3.2 Siedlungsgeschichte der Nehrungshaken in historischer Zeit

Die früheste Erwähnung der Insel Sylt in historischer Zeit findet sich im Schenkungsbuch des um 1100 n. Chr. gegründeten Klosters Odense. In diesem Dokument aus dem Jahre 1141 spricht König Erich III. erstmals von der Insula Sild und bestätigt damit, dass Sylt zu diesem Zeitpunkt bereits Insel und nicht mehr landfest war (vgl. z. B. Ahrendt 1992; Schmidt-Eppendorf 1977). Die Namen der einzelnen Dörfer wurden erstmals in einem Zinsbuch des Bistums Schleswig aus dem Jahr 1440 genannt. Da für die südliche Sylter Halbinsel nur die Ortschaft Rantum genannt wurde, kann man davon ausgehen, dass Hörnum zu diesem Zeitpunkt nicht existent oder der äußere Süden Sylts noch nicht besiedelt war. Fortschreitende Erosion der Sylter Westküste und verstärkte Migration der Dünen in Richtung Osten führten in historischer Vergangenheit im Bereich Rantum zur Aufgabe von Siedlungen. So wird das Dorf Alt-Rantum heute westlich des Seeheims Rantum im Dünengebiet von „Ual Serk" vermutet (Dietz & Heck 1952). Der friesische Flurname „Ual Serk" bedeutet „alte Kirche" und bezieht sich auf die dort bis zum Anfang des 18. Jahrhunderts erbaute Kirche von Alt-Rantum. Die Dorflage von Alt-Rantum beschreibt und skizziert Newig (2001b) ausführlich.

Das südliche Hörnum gilt als einziger Ort der Insel Sylt der keine archäologischen Befunde aufweist und in historischen Aufzeichnungen vermehrt erst ab 1901 erwähnt wird. Eine neuzeitliche Besiedelung wird in Chroniken, Überlieferungen und Sagen lediglich temporär durch Fischer und Piraten vermutet und ist als solche allerdings nicht wissenschaftlich belegt. In einer Chronik von C.P. Hansen (1845) gibt es Hinweise auf einen Fischereihafen an der Ostseite Hörnums, der seinerzeit an einem großen Priel, dem „Renning" gelegen hat. Nach den dort errichteten Fischerbuden nannte man die Siedlung „Buder" (von Bremen 2003: 88). Im 17. Jahrhundert wurde die Siedlung aufgrund zunehmender Übersandung aus Westen aufgegeben. Heute befindet sich an dieser Stelle mit der 28,8 m ü. NN hohen Budersand-Düne eine der höchsten Dünen der südlichen Halbinsel. Erst mit dem Bau der Sylter Inselbahn und dem Schiffsanleger für den Bäderverkehr um 1901 begann die systematische Besiedlung Hörnums. Erste Gebäude stellten 1907 der Hörnumer Leuchtturm mit seinen Nebengebäuden dar (von Bremen 2003).

Nach ersten Jahren der Fremdenverkehrsentwicklung folgten ab 1930 der Bau von Militäranlagen und eines Seefliegerhorstes. Das Gebiet des versandeten Renning-Hafens wurde aufgespült um Bauland zur Errichtung von Kasernen zu gewinnen. Im Dünengelände wurden im Zuge des 1. und 2. Weltkrieges zahlreiche Bunkeranlagen gebaut, die im Western zum Teil durch fortschreitende Küstenerosion auf den Strand gestürzt und fortgespült wurden. In den Dünen der Hörnum Odde finden sich noch heute unentdeckte Bunker.

Für die Insel Amrum sind historische Aufzeichnungen in Chroniken nur sporadisch hinterlegt. Als Grund für die Lückenhaftigkeit wird die Zugehörigkeit der Insel seit dem Jahre 1400 zum damals umfangreichen Königreich Dänemark angeführt (Preussische Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivellement 1934). Als Insel wird Amrum als „Ambrum" zum ersten Mal im Jahre 1231 im Erdbuch des dänischen Königs Waldemar II. erwähnt (Jessen-Klingenberg & Newig 2000).

In alten Kirchenurkunden aus dem Jahr 1464 werden die Dörfer Norddorf als „Nordtorp" und Süddorf als „Sudertorp" sowie die im 13. Jahrhundert erbaute St. Clemens Kirche in der Ortschaft Nebel genannt. Der Chronist C. P. Hansen (zitiert nach Müller & Fischer 1937: 65) vermerkte für das 16. Jahrhundert: „[…] Amrum war damals wie jetzt ein mehrenteils dürres Land von Heide und Dünen, klein an Fläche, aber mit großen, weit

hinausreichenden, für die Seefahrer gefahrvollen Sandbänken umgeben […]". In seiner Karte aus dem Jahr 1652 beschreibt Dackwerth die Lage der Insel Amrum innerhalb des Nordfriesischen Wattenmeeres als einen „halbern Mond" und weist schon damals auf die heute sichelförmige Inselgestalt bedingt durch die im Norden und Süden angelagerten Nehrungshaken hin.

2.4 Hydrologische Rahmenbedingungen

Die Nordsee als Randmeer des atlantischen Ozeans besitzt zum freien Ozean nach Norden in der Straße von Dover eine offene Verbindung. Die Gezeitenströmung an der Deutschen Nordseeküste wird durch drei amphidromische Punkte beeinflusst, von denen einer vor der norwegischen Küste, ein weiterer in der zentralen Nordsee nördlich der Deutschen Bucht und ein dritter in der südlichen Nordsee zwischen den Niederlanden und England liegt. Die Gezeitenwelle der Nordsee durchläuft das Nordseebecken als Sekundärwelle des Atlantiks gegen den Uhrzeigersinn mit einer mittleren Periode von 12 Stunden und 25 Minuten. Die sogenannte Silberrinnenwelle verläuft von Norden kommend entlang der Küste Schottlands und Englands nach Süden in das Nordseebecken. Vor dem Ärmelkanal biegt sie nach Osten ab, zieht entlang der West- und Ostfriesischen Inseln nach Osten und biegt vor den Nordfriesischen Inseln wieder nach Norden (Schäfer 2005). Aufgrund der Geometrie der inneren Deutschen Bucht resultiert dies in einer Zunahme des Tidenhubs einerseits von der offenen See zum Land hin, andererseits von West nach Ost. Die Abnahme des Tidenhubes längs der schleswig-holsteinisch-jütischen Westküste von Süden nach Norden wird besonders vor Sylt deutlich. So nimmt der Tidenhub vom südlichen Hörnum (206 cm) bis zum nördlichen List (181 cm) beständig ab. Am Pegel Wittdün im Süden Amrums ist ein mittlerer Tidenhub (MThb) von 263 cm zu verzeichnen. Die Inseln Sylt und Amrum zählen damit beide zum Mesotidal (Hayes 1979).

Während die Tidenströmung mit durchschnittlich 0,2 m/s (Eak 1993) im Mittelteil der Sylter Westküste im Vergleich zu den wellenerzeugten Strömungen (bis zu 1,5 m/s) von untergeordneter Bedeutung ist, nimmt deren Wirkung in Richtung der beiden Inselenden infolge der starken Tidenströmung im Lister- und im Hörnum-Tief zu (Dette & Gärtner 1987). Bei Sturmfluten oder stürmischen Winden ab 4 Beaufort aus NW - SW wird die Tidenströmung vor Mittelsylt gänzlich von der Brandungsströmung überdeckt (Lamprecht 1957).

2.4.1 Gezeiten, Seegang und Strömungsverhältnisse um Sylt und Amrum

Gezeitenströme und Seegang bilden die wichtigsten hydrodynamischen Parameter im Gezeitenbereich. Die Gezeitenströmung gelangt durch Tiderinnen zwischen den Barriereinseln ins Wattenmeer. Die regionale Hydrologie in den Untersuchungsgebieten im Norden Amrums und im Süden Sylts wird durch das Vortrapp-Tief dominiert. Dieses verläuft von Südwest nach Nordost zwischen den Inseln Sylt und Amrum. Südöstlich der Hörnum Odde wird das Vortrapp-Tief als Hörnum-Tief bezeichnet, das ein Einzugsgebiet von 291 km² umfasst. Strömungsmessungen ergaben, dass sich das Hörnum-Tief in einen durch Flut- und einen durch Ebbstrom dominierten Teil aufspaltet (Ross 1998). Von der Hörnum Odde (Sylt) aus in südlicher Richtung weist das Tief einen starken Tiefengradienten auf. Innerhalb von nur 500 m nimmt die Wassertiefe vom Strandbereich der Hörnum Odde bis auf maximal -29 m NN im Hörnum-Tief

zu und wird in Richtung der südlich gelegenen Nordspitze Amrums zunehmend flacher. Im Bereich der Hörnum Odde bis zur Mitte des Vortrapp-Tiefs dominiert der Ebbstrom hinsichtlich Geschwindigkeit und Dauer gegenüber dem Flutstrom (Führböter et al. 1972). Seine höchste Geschwindigkeit mit 1,2 m/s erreicht der Ebbstrom in unmittelbarer Nähe der südlichen Hörnum Odde. Die Fließgeschwindigkeit ändert sich mit zunehmender Wassertiefe kaum und beträgt in -22 m NN Wassertiefe noch bis zu 1 m/s (Ross 1998). Demzufolge herrschen auch außerhalb der Sturmflutzeiten im Bereich des Sylter Inselsockels beständig hohe Strömungsgeschwindigkeiten.

Hinsichtlich des Sedimenttransportes führt eine Dominanz des Ebbstromes dazu, dass mehr Sediment das System Hörnumer Tidebecken verlässt, als durch die Flut zur Ablagerung kommt. Aufgrund der erhöhten Ebbstromfließgeschwindigkeit und der dadurch gesteigerten Transportkapazität kann mehr Sediment erodiert, suspendiert und aus dem System heraus transportiert werden (Ross 1998). Die gegenüber der Flut verlängerte Ebbstromdauer verstärkt diesen Effekt. Die größten Ebbstromgeschwindigkeiten treten an der Hörnum Odde, die kleinsten an der Amrum Odde auf (Ross 1998).

Im restlichen Teil zwischen Sylt und Amrum, mit Ausnahme der Flachwasserbereiche an der Amrum Odde, überwiegen die Flutstromgeschwindigkeiten. Die Strömung des Hörnum-Tiefs läuft zwischen den Inseln während der Flutphase in nordöstlicher Richtung und in der Ebbephase nach Südwesten, entsprechend dem Verlauf des Hörnum-Tiefs (Ross 1998). Die Strömungsverhältnisse im Vortrapp- und Hörnum-Tief sind sehr komplex und üben einen starken Einfluss auf die Entwicklung der Inselenden von Sylt und Amrum aus.

Das Hörnum-Tief hat sich erst in jüngerer Zeit zu seiner heutigen Gestalt und Ausdehnung entwickelt. Zausig (1939) hat durch den Vergleich historischer Seekarten die Einschneidung des Hörnum-Tiefs in das Watt auf die Zeit um 1620 festgelegt. Vor 1585 war das Tief in östlicher Richtung nicht einsteuerbar, da es durch eine Untiefe zwischen Föhr und Sylt gesperrt war (vgl. Zausig 1939). Seitdem unterlag das Hörnum-Tief hinsichtlich Position und Tiefe ständiger Veränderung, die zum Teil in historischen Seekartenwerken und alten Seehandbüchern (Zausig 1939) dokumentiert sind. Hofstede (1999a) konnte durch bathymetrische Messungen starke Veränderungen im Hörnum-Tief und im Gezeitendelta in einem Zeitraum von 1939 bis 1994 nachweisen. Die Messungen zeigten, dass die Mündung (Verengung zwischen Amrum und Sylt) durch verstärkte Ebbströmung vergrößert wurde, das Sedimentvolumen im Ebb-Gezeitendelta aber dennoch kleiner geworden war. Hofstede (1999a) führt das auf die gestiegene Sturmflutaktivität und damit intensivierte Erosion zurück.

Zwischen der Amrum Odde im Norden und der Westküste der Nachbarinsel Föhr verläuft die Wattwasserscheide, die heute durch einen Wattwanderweg gekennzeichnet und während Niedrigwasser komplett begehbar ist. Südlich der Insel Amrum gelangt die Gezeitenströmung über das Rütergat sowie über die sich daran anschließende Norder- und Süderaue ins Wattenmeer. Die Norderaue teilt sich südöstlich von Amrum und greift durch das Amrum-Tief in das Watt zwischen Amrum und Föhr.

Eine Änderung der Strömungen um Sylt wurde 1927 durch den Bau des Hindenburgdammes initiiert. Dieser verbindet heute die Ostspitze Sylts mit dem Festland. Der Damm wurde auf einer natürlichen Wattwasserscheide (Schmidt 1928) zwischen den zwei dominierenden Prielsystemen des Lister-Tiefs im Norden von Sylt und des Hörnum-Tiefs im Süden errichtet. Dadurch wurde der Austausch der Wassermassen beider Tidebecken unterbunden, sodass sich bei Sturmfluten aus Südwest das Wasser im Hörnumer Tidebecken aufstaut.

Neben den Gezeitenkräften kommt dem Wind durch seine unmittelbare Wirkung auf Richtung

und Stärke der Brandung und des Seegangs an offenen Küsten die größte Bedeutung zu. Die Sylter Westküste liegt mit der Breitseite in der Hauptangriffsrichtung der Wind- und Wellenenergie. Nach Hundt (1957) überwiegen nach Häufigkeit und Stärke die Winde aus W, NW und SW. Die resultierende Windrichtung wird durch Lamprecht (1957) mit W angegeben. Seegangserzeugend sind hauptsächlich die Winde aus den Sektoren SSW - NW (Dette 1977). Diese Winde bewirken westlich von Sylt und Amrum die höchsten Wasserstände, sodass die Brandungsenergie an der Küste besonders hoch ist. In Sturmflutsituationen dominieren Winde aus den Sektoren WSW, W, WNW (Dette 1977). Während der Sturmfluten kann sich die Brecherzone aufgrund der erhöhten Wasserstände in Richtung der Westküsten von Sylt und Amrum verlagern.

Speziell für die Hörnum Odde liegen nur wenige Seegangsmessungen vor und werden seit 2002 durch das Helmholtz-Zentrum Geesthacht mit Hilfe eines auf dem Unterfeuer Hörnum (54°44'55" Nord, 8°17'26" Ost) angebrachten radargestützten Wellenbeobachtungssystem aufgezeichnet. Die Wellenhauptrichtung mit W - WNW entspricht dabei der Hauptangriffsrichtung des Windes. Die signifikante Wellenhöhe liegt bei 0,7 bis 1,0 m. Wellenhöhen über 1,50 m kommen überwiegend aus dem Sektor WNW. Dabei nimmt die Wellenhöhe im Verlauf um die Odde von der Westküste bis auf die Ostseite im Randbereich des Hörnum-Tiefs ab. Für die Untersuchungsgebiete auf der Insel Amrum liegen keine Daten zur Bemessung von Seegangswasserständen vor.

2.4.2 Sedimenttransport entlang der Westküsten

Die Bewegung eines Sediment- bzw. Sandkorns auf dem Strand ist eng mit dem Energieeintrag über Seegang und Strömung verknüpft. Je nach Materialangebot und Höhe des Energieeintrages werden dabei unterschiedliche Korngrößenfraktionen aus dem Kornverband herausgelöst, transportiert und/oder resedimentiert. Generell ist zu unterscheiden zwischen der Gesamtmenge der transportierten Sedimente in einem bestimmten Zeitraum und der Nettotransportmenge als Differenz zwischen den Mengen, die in wechselnde Richtungen bewegt werden.

Der Sedimenttransport an einer Küste lässt sich aufgrund seines vektoriellen Charakters unterteilen in den Küstenquertransport und den Küstenlängstransport (Trenhaile 1997). Der Küstenquertransport verursacht kurzfristige und örtliche morphologische Umlagerungen von Sedimenten. Der Küstenlängstransport bewirkt hingegen den Ferntransport und ist somit verantwortlich für die langfristigen morphologischen Veränderungen an einer Küste (Charlier & Meyer 1998). Die Sandumlagerungen in Quer- und Längsrichtung nehmen im Allgemeinen mit der Wellenhöhe zu (Eak 1993).

Küstenquertransport

An einer geradlinigen Küste bewirkt ein senkrecht anlaufender Seegang einen Nettowassertransport in Wellenfortschrittrichtung. Schwerkraftbedingt erfolgt ein als Brandungsrückstrom (Ripstrom) gebündeltes Zurückfließen im unteren Teil des Wasserkörpers (Trenhaile 1997). Bei einer konstanten Wasserspiegellage und gleichbleibenden Seegangsbedingungen bildet sich langfristig ein Unterwasserprofil aus, das mit dem Seegang

im Gleichgewicht steht und lagestabil bleibt, solange sich die Seegangscharakteristik nicht ändert (Eak 1993). Vor den Küsten Sylts und Amrums verhindern die Gezeiten sowie täglich und jahreszeitlich schwankende Seegangsverhältnisse und Sturmfluten den Aufbau eines Gleichgewichtsprofils. Das Strandprofil reagiert auf jede Veränderung des Seeganges indem es versucht, sich in ein dynamisches Gleichgewichtsprofil umzuformen. Daraus resultiert eine pendelnde küstennormale Sedimentbewegung im Unterwasserstrandbereich.

Küstenlängstransport

Sobald die Wellenauflaufrichtung von der küstennormalen Auflaufrichtung abweicht, entsteht eine küstenparallele Kraftkomponente, die eine küstenparallele Strömung erzeugt. Das Sediment, das mit dieser Strömung transportiert wird, ergibt den Küstenlängstransport. Welleninduzierte küstenparallele Strömungen können durch tidenbedingte küstenparallele Strömungen überlagert werden.

Eine morphologische Besonderheit der exponierten Sylter Westküste besteht darin, dass nördlich von Westerland die Ufer- und Küstenlinie nahezu gradlinig in Richtung 22° der 360°-Windrose verläuft, während der südliche Teil ebenso geradlinig mit 180° nach Süden gerichtet ist, sodass die Ufer- und Küstenlinie auf der Höhe von Westerland einen Winkel von ca. 22° bildet (Gripp 1966; Hundt 1957). Im langzeitigen Mittel herrscht im Nordteil (Westerland - List) ein resultierender Küstenlängstransport in nördliche Richtung und im Südteil (Westerland - Hörnum) in südliche Richtung (Führböter & Dette 1992). Durch Wind und Wellen aus NW wird der strandparallele Sedimenttransport nach Süden verstärkt. Wind und Wellen aus SW verstärken dagegen den strandparallelen Transport in Richtung Norden (Führböter et al. 1972). Küstennormal auflaufende Wellen aus West bedingen nur einen geringen Längstransport entlang der Westküste.

Die Auswirkungen auf morphologische Veränderungen einer Küste durch den Küstenlängstransport hängen entscheidend davon ab, ob es sich bei der Betrachtung der Küste als eine „physiographische Einheit“ um ein offenes oder geschlossenes System handelt. Als eine physiographische Einheit werden Küstenstrecken verstanden, die eine durch Erosion und Sedimentation ausgeglichene Materialbilanz aufweisen (Lamprecht 1957). Die Insel Sylt stellt heute bezüglich des Sedimenthaushaltes ein offenes System mit negativer Sedimentbilanz dar (Witte et al. 2002). So erreicht der durch die Brandung mobilisierte und per Küstenlängsstrom transportierte Sand nach einiger Zeit die Inselenden, wo er in die Haupttidenrinnen (Lister-Tief und Hörnum-Tief) gelangt und dem offenen System der Sylter Küste endgültig verloren geht.

2.5 Heutige Küstenformen und Küstenschutz

Die Westküste als Teil der „Außenküste“ (Newig 1987: 53) lässt sich in befestigte Küstenabschnitte, Kliffküsten und Dünenküsten einteilen. Durch ihre extrem westliche Lage und Exposition in Bezug zur Hauptwind- und Wellenrichtung ist Sylt der Erosion besonders stark ausgesetzt und bildet dadurch eine Schutzbarriere für das dahinter liegende Wattenmeer und die östlich liegenden Festlandsbereiche von Schleswig-Holstein und Dänemark. Vorgelagerte die Insel schützenden Außensände und Sandbänke wie vor den Nachbarinseln Amrum und Rømø fehlen vor Sylt. Seegang, Brandung und Tidenströmung führen an der als „Hochenergie-Küste“ (Schäfer

2005: 228) bezeichneten Westküste Sylts zu starken Abbrüchen. Der ständige Abtrag von Strand und Vorstrand bei normalen Bedingungen durch Seegangs- und Gezeitenkräfte sowie der Abbruch von Randdüne und Kliff bei schweren Sturmfluten führen zum ständigen Rückgang und zur Ostverlagerung der Westküste. Der Küstenrückgang hat sich nach 1952 im Mittel auf 1,5 m/Jahr gegenüber 0,9 m/Jahr vor 1952 erhöht (Führböter & Dette 1992). Aus den mittleren Abbruchraten für die Zeit 1952 - 1984 resultiert eine mittlere jährliche Abbruchmenge von ca. 1,4 Mio. m^3/Jahr (Eak 1993). Dabei sind die größten Abbruchraten jeweils an den Inselenden zu verzeichnen. Während der Bereich nördlich der Ortschaft Hörnum für den Zeitraum von 1870 - 1952 noch eine mittlere Abbruchrate von 1,3 m/Jahr aufweist, ist im Betrachtungszeitraum von 1952 – 1984 ein Anstieg der durchschnittlichen Abbruchrate auf 2,2 m/Jahr festzustellen (Eak 1993). Für die sich im Süden anschließende Hörnum Odde ist sogar ein Anstieg der Abbruchraten auf bis zu 2,5 m/Jahr nach 1952 zu verzeichnen (Kelletat 1992). Im Gegensatz zu Amrum fällt der Inselsockel vor Sylt verhältnismäßig steil ab und erreicht in 1,2 km Entfernung zum Weststrand die -10 m NN Tiefenlinie (Gripp 1966), sodass die Westküste generell im Einflussbereich hoher Wellenhöhen und einem dadurch erhöhten Energieregime steht. Der der Insel Amrum im Westen vorgelagerte, bis zu 2 km breite Kniepsand, zeigt seine dissipative Wirkungsweise vor allem während Sturmfluten, die in der Regel die angrenzende Vordünenkette gar nicht erst erreichen.

Auf die Ostverlagerung der Inseln und die fortschreitende Abrasion der Küste - hervorgerufen durch natürliche küstenmorphologische Prozesse - reagierte man durch den Bau von massiven Küstenschutzbauwerken (z. B. Deckwerk und Strandmauer von Westerland/Sylt und Deckwerk von Wittdün/Amrum). Dies führte allmählich zur „Verfelsung“ (Newig 1981: 297) und Fixierung der Sylter Westküste im Bereich der Inselmitte und der Südspitze der Insel Amrum. Kliffküsten sind durch Brandungserosion gekennzeichnet. Auf Sylt und Amrum unterscheidet man die Kliffküsten der Geest (z. B. Rotes Kliff bei Kampen, Morsum Kliff in Sylt Ost, Litorina-Kliff und Steenodder Kliff auf Amrum) von den ebenfalls erosiv bedingten Dünenkliffs der Nehrungshaken. Dünenküsten werden durch akkumulative Vorgänge dominiert und konzentrieren sich fast ausschließlich auf die Nehrungshaken (Tillmann 2007) und den Bereich des Amrumer Kniepsandes. Salzwiesen und Vorländer grenzen an die Ostküsten und sind Teil des Schleswig-Holsteinischen Wattenmeeres.

2.5.1 Küstenschutz im Süden der Insel Sylt

Unter dem Begriff „Küstenschutz“ versteht Stadelmann (1981: 10) „alle Maßnahmen, die die Küste vor den zerstörenden Kräften von Wasser und Eis bewahren“. Im Küstenschutzwesen wird prinzipiell zwischen Hochwasserschutzbauten (z. B. Deiche) und abrasionshemmenden Maßnahmen unterschieden. Ausschließlich letztere sind aufgrund der Abrasionsdominanz im Untersuchungsgebiet „Hörnum Odde“ vorhanden. Ferner unterscheidet man massive Küstenschutzbauwerke von naturnahen Methoden des Küstenschutzes. Zu den massiven Bauwerken des Untersuchungsgebietes zählen das Uferdeckwerk am Hörnumer Oststrand mit vorgelagerten Buhnen sowie das Tetrapodenlängs- und Tetrapodenquerwerk am Weststrand. (Abb. 2.11). Als naturnahe Methoden des Küstenschutzes werden Sandvorspülungen seit 1972 und biotechnischer Küstenschutz durch das Anlegen von Sandfangzäunen (Faschinen) seit 1865 (Petersen & Rohde 1991) praktiziert.

Das Uferdeckwerk am Hörnumer Oststrand

Deckwerke sind „Bedeckungen von Böschungen mit Baukörpern, die durch Verbund und/oder Gewicht den angreifenden Kräften Widerstand leisten“ (EAK 1993: 356). Aufgrund der massiven Bauweise stellen Deckwerke stets einen Eingriff in das natürliche Prozesssystem sandiger Küsten dar und führen oftmals zu Beeinträchtigungen der Hydrodynamik im Küstenvorfeld und dementsprechend zu ungewollten negativen Nebenwirkungen. Durch Reflexion der Wellen während Sturmfluten am Deckwerk kommt es im vorgelagerten Strandbereich und im Lee des Bauwerks zu verstärkter Erosion. Diese Lee-Erosion ist verstärkt am südlichen Ende des Hörnumer Uferdeckwerks erkennbar. Dort besteht rezent eine leichte Einbuchtung der durch Dünen begrenzten Küstenlinie. An dieser Stelle ist die Vordüne im Vergleich zu den sich südlich anschließenden Dünenbereichen nur schwach ausgebildet. Die dahinter liegende Hauptdüne wird durch ein künstlich angelegtes Wäldchen stabilisiert und so vor rückschreitender Erosion geschützt (Abb. 2.11). Das Uferdeckwerk am Oststrand schützt den dahinter gelegenen Ortsteil von Hörnum vor Abrasion und Wassereinbruch von der Ostseite. Südlich des Hörnumer Hafens ist dem Deckwerk zusätzlich auf einer Strecke von ca. 1 km Länge ein Buhnensystem aus 11 Buhnen vorgelagert (Abb. 2.11).

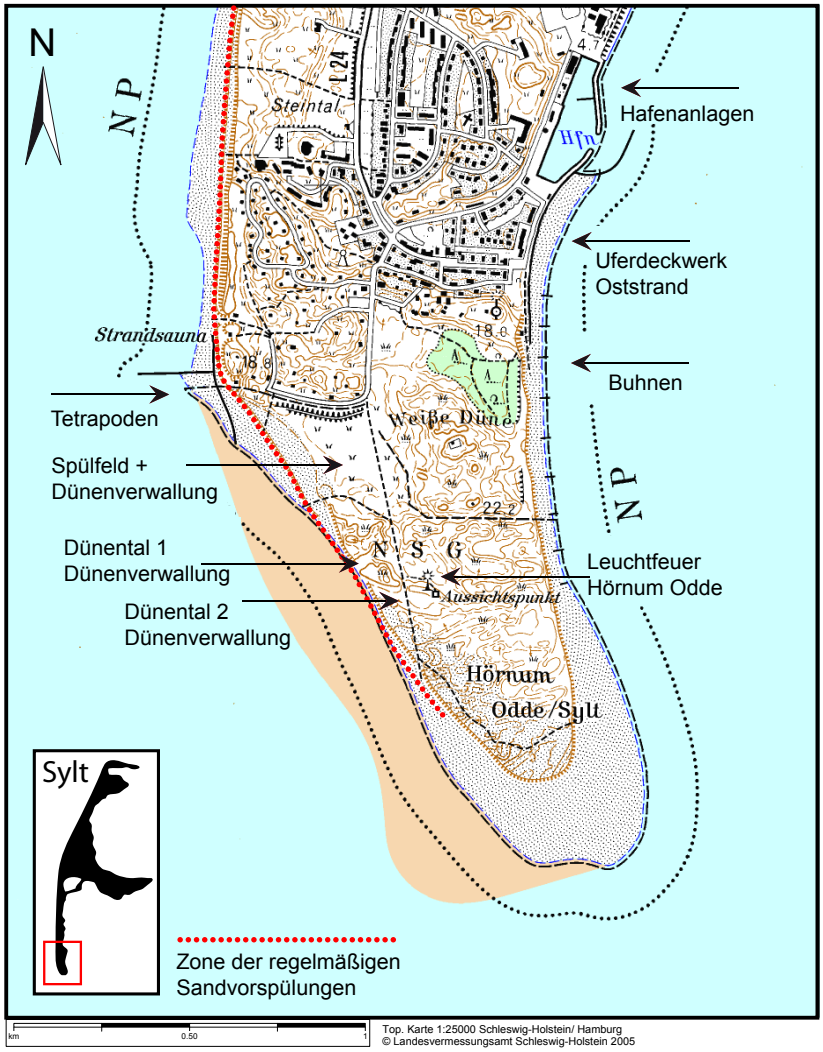


Abb. 2.11: *Küstenschutzelemente im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde im Süden von Sylt.*

Buhnen

Buhnen sind quer zur Strandlinie angeordnete damm- oder wandartige Bauwerke (Querwerke) zum Schutz von Stränden, Vorländern, Längswerken oder anderer Anlagen (Eak 1993; Newig 1987). Ursprünglich verwendete man Buhnen im Flussbau um den Stromstrich zwecks Erosionsverminderung vom Prallhang fern zu halten (Besch 1996).

Auf Sylt wurden Buhnen erstmals 1872 mit dem Ziel entwickelt, erosionsgefährdete Küstenabschnitte zu schützen. Sie sollten den Küstenlängstransport verlangsamen, Sediment am Strand zurückhalten, unter günstige Randbedingungen den Unterwasserstrand aufhöhen und damit die Uferlinie seewärts verschieben (Trampenau & Oumeraci 2001). Eine Buhne wird senkrecht oder schräg zur Uferlinie angeordnet. Damit stellt sie ein Hindernis für den natürlichen Küstenlängstransport von Material am Strand und Vorstrand dar. Dies bewirkt eine Auflandung und Sedimentation von Sand an ihrer Luvseite nördlich der Buhne. Im gleichen Maße wie sich Material im Luv ablagert, verringert sich der Sedimenttransport zur Leeseite. Ist die sandfangende Wirkung der Buhne zu stark, entsteht auf der Leeseite durch die verringerte natürliche Zufuhr ein Abtrag und die Uferlinie weicht im Wirkungsbereich der Buhne zurück.

Innerhalb eines Buhnensystems, bestehend aus mehreren in bestimmten Abständen nebeneinander angeordneten Buhnen, wie es dem Uferdeckwerk an der Ostküste der Hörnum Odde vorgelagert ist, entsteht ein sägezahnförmiger Küstenverlauf. Die Wirkung der Ostseiten-Buhnen (Abb. 2.11) auf das gesamtmorphologische Küstensystem des Untersuchungsgebietes Hörnum Odde ist jedoch nur gering. Zudem sind 90 % der 1938 - 1955 eingebrachten Stahlspundwandbuhnen versandet, unterspült und/oder stark marode und somit nahezu wirkungslos (Tillmann 2006; 2007).

Tetrapoden

Einen massiven Eingriff in das natürliche Küstensystem des Arbeitsgebiets der Hörnum Odde stellen die 1967/68 am Hörnumer Weststrand zum Schutze der 1959 erbauten Kersig-Ferienhaussiedlung errichteten Tetrapoden dar (Czock & Wieland 1965). Tetrapoden sind vierfüßige Betonformkörper von 6 t Gewicht, die im Verbund längs oder quer zur Küste angeordnet werden (Kramer 1992a). In Hörnum wurde eine Kombination aus Tetrapodenlängswerk (1270 m Länge) und Tetrapodenquerwerk (230 m lange Buhne) gebaut (Kramer 1992a).

Die Wirkung der Betonformkörper als parallel zur Küste angeordnetes Längswerk besteht darin, dass sie die Welle während hoher Wasserstände vor einer Düne bzw. einem Dünenkliff brechen und so die Brandungsenergie fernhalten. Die Wellenenergie wird umgewandelt, indem sich die angreifende Welle in den zahlreichen Hohlräumen in turbulente Strömungen mit verschiedener Stoßrichtung aufteilt (Eak 1993; Falk 2002b).

Durch das Tetrapodenquerwerk (Abb. 2.11) sollte der durch Küstenlängstransport in das Hörnum- Tief verfrachtete Sand länger vor der Küste verweilen. Zwar setzte schon kurz nach Bauende eine Sandablagerung und Strandverbesserung im Luv der Buhne ein, auf der Lee-Seite kam es jedoch zur Steigerung der jährlichen Abbruchraten von 2 m auf 15 m (Besch 1996; Petersen & Rohde 1991). Zwischen den Jahren 1974 und 1980 wurden südlich des Längswerkes insgesamt 150 m Dünen erodiert (Kelletat 1992).

Seit dem Bau der Tetrapoden wurden damit bereits 50 % der Landfläche der Hörnumer Odde durch Lee-Erosion abgetragen. Heute lässt sich auch am nördlichen Ende des Tetrapodenlängswerkes eine durch Lee-Erosion verursachte Einbuchtung der Küstenlinie erkennen.

Sandvorspülungen

Flächenhafte Sandvorspülungen als Methode des naturnahen Küstenschutzes werden an der Westküste Sylts seit 1972 praktiziert. Sandvorspülungen dienen in erster Linie dem Ausgleich negativer Sandbilanz sowie der Abschwächung erosiver Phasen und der Sicherung und Entlastung der Randdüne durch Reduzierung der Wellenbelastung (vgl. z. B. Dette & Gärtner 1987; Eak 1993; Führböter & Dette 1992).

Strand und Randdüne bilden das natürliche Schutzsystem der Sylter Westküste im Bereich des südlichen Nehrungshakens. Bei niedrigem und schmalem Strand kommt es während Sturmfluten zu beträchtlichen Abbrüchen. Eine abnehmende Strandbreite bewirkt eine zunehmende Konzentration der Energieumwandlung des Seegangs und somit eine verstärkte Ausräumung des Strandes. Je geringer die Strandhöhe ist, desto höhere Wellen können ungebrochen bis zum Dünenfuß auflaufen und hier die erosionswirksame Linienbrandung verstärken. Außerdem wird bei abnehmender Breite des trockenen Strandes der für die Regeneration der Dünen wünschenswerte äolische Transport verringert. Ziel ist demnach die Sylter Westküste vor weiterem Substanzverlust an Hauptdünen durch stabile Randdünen und einen breiten und hohen Strand zu schützen. Aufgrund der hohen Kosten der Sandvorspülungen beschränkt man sich besonders auf einzelne - vor allem touristisch genutzte - Küstenabschnitte. Im Untersuchungsgebiet Hörnum werden daher speziell die als Badestrände genutzten Küstenabschnitte nördlich des Tetrapodenquerwerkes seit einer ersten Versuchsvorspülung 1983 in regelmäßigen Abständen vorgespült (Abb. 2.11).

Sandvorspülungen stellen Verschleißbauwerke dar. In einer theoretischen Untersuchung haben Führböter et al. (1976) nachgewiesen, dass sich der Abbau einer Sandvorspülung nach einem Exponentialgesetz vollzieht, das durch eine Halbwertszeit ausgedrückt werden kann. So konnte Führböter (1991) für die Westküste Sylts aufzeigen, dass der langfristige Gesamtbedarf an Vorspülmengen am geringsten ist, wenn die Methode möglichst in kurzen Wiederholungsintervallen mit entsprechenden Vorspülmengen angewandt wird.

Die Form der Sicherung der natürlichen Abbruchkante gegen fortschreitende Erosion besteht auf Sylt aus einem Sanddepot aus Reserve- und Verschleißteil auf dem hohen Strand vor der Randdüne und einer Strandauffüllung von ca. 30 m (Führböter & Dette 1992). Die Strandauffüllung reicht vom Unterwasserstrand bis zu einer Höhe von +3,50 m NN. Der untere Bereich dieser Strandauffüllung liegt in der Wasserwechselzone (zwischen -1,0 m NN und +1,0 m NN) und ist dem ständigen Wellenangriff ausgesetzt, während der höhere Teil der Strandauffüllung nur bei erhöhten Tiden (Wind- und Kantenfluten) mit dem Wellenauflauf in Berührung kommt. Das Depot dagegen, dessen Fuß auf +3,50 m NN und dessen Höhe auf +5,0 m NN liegt, wird nur bei Sturmfluten angegriffen (Eak 1993).

Sandvorspülungen sollten stets zum Meer hin flach auslaufen um der Entstehung einer Kliffkante am Strand vorzubeugen. Ein minimales Vorspülvolumen muss so bemessen sein, dass es nach Möglichkeit auch bei schweren Sturmflutereignissen - die in der Regel nicht vorhergesagt werden können - nicht zu irreversiblen Abbrüchen kommt. Da Sandvorspülungen

aufgrund der Witterung nur außerhalb der Sturmflutsaison (Mai - August) durchgeführt werden können, sollte das vorgespülte Material idealerweise für die gesamte Starkwindperiode ausreichen. Dies kann allerdings aufgrund der mangelnden Vorhersagemöglichkeiten von Sturmflutereignissen nicht 100 % gewährleistet werden. So stellen Extremwetterlagen weiterhin eine Gefährdung dar.

Im Vergleich zu starren Küstenschutzbauwerken stellen Sandvorspülungen kaum einen Eingriff in das geomorphodynamische System Küste mit entsprechenden Nebenwirkungen dar. So kommt es im Allgemeinen nicht zu negativen Randeffekten wie Lee-Erosionen hinter dem Vorspülkörper. Durch den Küstenlängstransport profitieren auch die benachbarten Küstenabschnitte von der Sandzufuhr bevor das Material die Insel durch die Tidenrinnen verlässt.

Seit 1865 versucht man auf den Nordseeinseln mit Hilfe von Sandfangzäunen (Faschinen) und systematischen Strandhaferpflanzungen Vordünen als Pufferzone vor dem eigentlichen Hauptdünengürtel aufzubauen (Eak 1993; Kramer 1992a). Faschinen sind quer zur Hauptwindrichtung angeordnete Zäune aus Reisig und Buschwerk (Stadelmann 1981), die die Windenergie herabsetzen und dadurch die äolische Sedimentation von Sand fördern. Die so aufgebauten Vordünen dienen dem Schutz der Randdünen vor irreversiblen Verlusten während der Sturmflutsaison, da sie als erstes abgetragen werden.

Dünendurchbrüche und Dünenverbau im Bereich der Hörnum Odde

Eine besondere Form der Sandaufspülungen stellen die Sandersatzmaßnahmen im Bereich der Dünen und Dünentäler dar. So wurde erstmals 1982 im Dünental hinter der Haupttreppe des Hörnumer Weststrandes eine künstliche Schutzdüne hinter der bestehenden Randdüne angelegt, um auf diese Weise den Ort Hörnum und die Landsstraße vor einem Durchbruch der Randdüne mit einhergehender Überflutung zu schützen. Nördlich des Arbeitsgebietes Hörnum Steintal wurde 1983 auf der Höhe des heutigen Campingplatzes die Randdüne ebenfalls verstärkt (Amt für Land- u. Wasserwirtschaft Husum 1985).

Im Süden der Hörnumer Kersig-Siedlung wurde die Randdüne nach der Sturmflut im Februar 1962 nahezu vollständig zerstört, sodass die rückwärtigen Dünentäler geflutet wurden (Tillmann 2007). Mit biotechnischen Maßnahmen wie Sandfangzäunen und gezielten Strandhaferpflanzungen wurde versucht die Randdüne neu zu generieren und zu verstärken. Während darauffolgender Sturmfluten z. B. 1981 wurde das Gebiet zum Teil erneut überflutet (Tillmann 2006). Erst 1983 wurde im Dünendurchbruchstal südlich der Kersig-Siedlung eine Sandaufspülung in Form einer Dünenverwallung (Abb. 2.11) vorgenommen und so eine Randdüne von über +10 m NN Höhe und einer Breite von 80 Metern geschaffen und in den 1990er Jahren durch mehrfache Sandvorspülungen seewärts verstärkt.

Betrachtet man sich ältere Luftbilder, Fotos und Filmmaterial (z. B. Matthiesen 1990a, 1990b, 1990c), so stellt man fest, dass Dünendurchbrüche und *overwash*-Prozesse im Bereich der Hörnum Odde bereits früher (z. B. während der Sturmtidenkette 1990) aktiv waren. Allerdings betrafen sie Dünentäler, die bis heute komplett erodiert wurden und sich einige hundert Meter südlich des heutigen Inselendes befanden. So führte nach Matthiesen (2001) und Sönnichsen & Moseberg (2003) eine wiederholte Überflutung des ehemaligen „Muscheltals“ zur Abtrennung der Südspitzendüne und schließlich deren gesamter Erosion im Jahre 1990. Südlich des Unterfeuers am Aussichtspunkt der Hörnum Odde (54°44’55” Nord, 8°17’26” Ost) kam es während einer Sturmflut im Herbst 2006 zum Durchbruch der Randdüne und zur zeitweiligen

Überflutung des rückwärtigen Dünentals. Die rezenten *overwash*-Prozesse der Hörnum Odde sind Bestandteil dieser Arbeit und werden ausführlich in Kapitel 5 thematisiert.

Nördlich des Quermarkenfeuers war die Vordüne ebenfalls durch die Sturmfluten der letzten Jahre stark erodiert worden, sodass auch dort bereits Wasser in das rückwärtige Dünental eindrang und ein größerer Wassereinbruch befürchtet wurde. Um an diesen Stellen eine Abtrennung der Oddespitze zu verhindern, wurden im Herbst 2007 Sandersatzmaßnahmen durchgeführt. So wurde im Bereich der Dünentäler nördlich und südlich des Quermarkenfeuers ein zusätzliches Sanddepot in Form einer Dünenverwallung von rund 10700 m^3 aufgespült, die durch biotechnische Maßnahmen gesichert und durch Strandhaferpflanzungen stabilisiert wurde (Abb. 2.11 und Abb.5.1).

2.5.2 Küstenschutz im Norden der Insel Amrum (Norddorf/Amrum Odde)

Im Vergleich zu Sylt spielt der Küstenschutz der Insel Amrum eine untergeordnete Rolle. So sind für Amrum in Chroniken der jüngeren Vergangenheit keine größeren Landverluste durch zerstörerische Sturmfluten hinterlegt. Durch den Kniepsand und die im Westen vorgelagerten Außensände wird Amrum vor dem direkten Angriff der Nordsee geschützt. Während Sturmfluten wird der größte Teil der Energie bereits am Kiepsand dissipiert, sodass der Inselkern nur selten direkt von Brandung und Seegang beeinflusst wird. Dementsprechend finden bei Extremereignissen die größten Sedimentumlagerungen im Bereich des Kniepsandes statt. So ist der Küstenschutz der Westküste stark von der Entwicklung des Kniepsandes geprägt. Die Anfänge des Küstenschutzes auf Amrum gehen auf das 18. Jahrhundert zurück und hatten primär das Ziel den zunehmenden Sandflug mit Hilfe biotechnischer Maßnahmen einzudämmen. Dazu zählen das Errichten von Sandfangzäunen und die gezielte Anpflanzung von Strandhafer (*Ammophila arenaria).* Aufgrund günstiger natürlicher Bedingungen begann der Bau von massiven Schutzwerken erst ab dem Jahre 1895 (vgl. auch Kramer 1992a).

Dünendurchbrüche und Dünenverbau im Bereich der Amrum Odde

Eine durchgehende Dünenkette, die im Westen der Norddorfer Marsch bestand, wurde während der Sturmflut 1825 durchbrochen (Müller & Fischer 1937). In der Folgezeit wurde mit biotechnischen Maßnahmen versucht die Dünenlücken zu schließen. Um 1850 war der Bereich, an dem der Nordhaken ansetzt, jedoch fast völlig abgetragen. Nur ein 1,5 m hoher Dünenwall schützte die dahinter liegende Marsch noch vor Überflutung aus Westen. Man befürchtete einen erneuten Durchbruch zur Wattseite und eine Abtrennung der Amrum Odde von der Hauptinsel (Remde 1972). Diese Stelle wurde als „Risumlücke“ (Müller & Fischer 1937: 197) bezeichnet. 1894 wurde mit dem Bau von Steinbuhnen am Nordende vor der Risumlücke begonnen, die jedoch die Gefahr eines Durchbruches nicht verhindern konnten. Erst nach mehrmaliger Überflutung der Marsch konnte im Jahr 1914 die Risumlücke durch einen 625 m langen Deich nordwestlich von Norddorf geschlossen werden (Kramer 1992a). Der Deichkörper von +4,93 m NN Höhe (LKN-SH 2009) besteht aus einem Sandkern mit Kleiabdeckung, der durch Sandflug inzwischen stark eingesandet und von einer Vordüne mit einer Höhe von +10 m NN teilweise überwandert wurde (Abb. 2.12 Bild A).

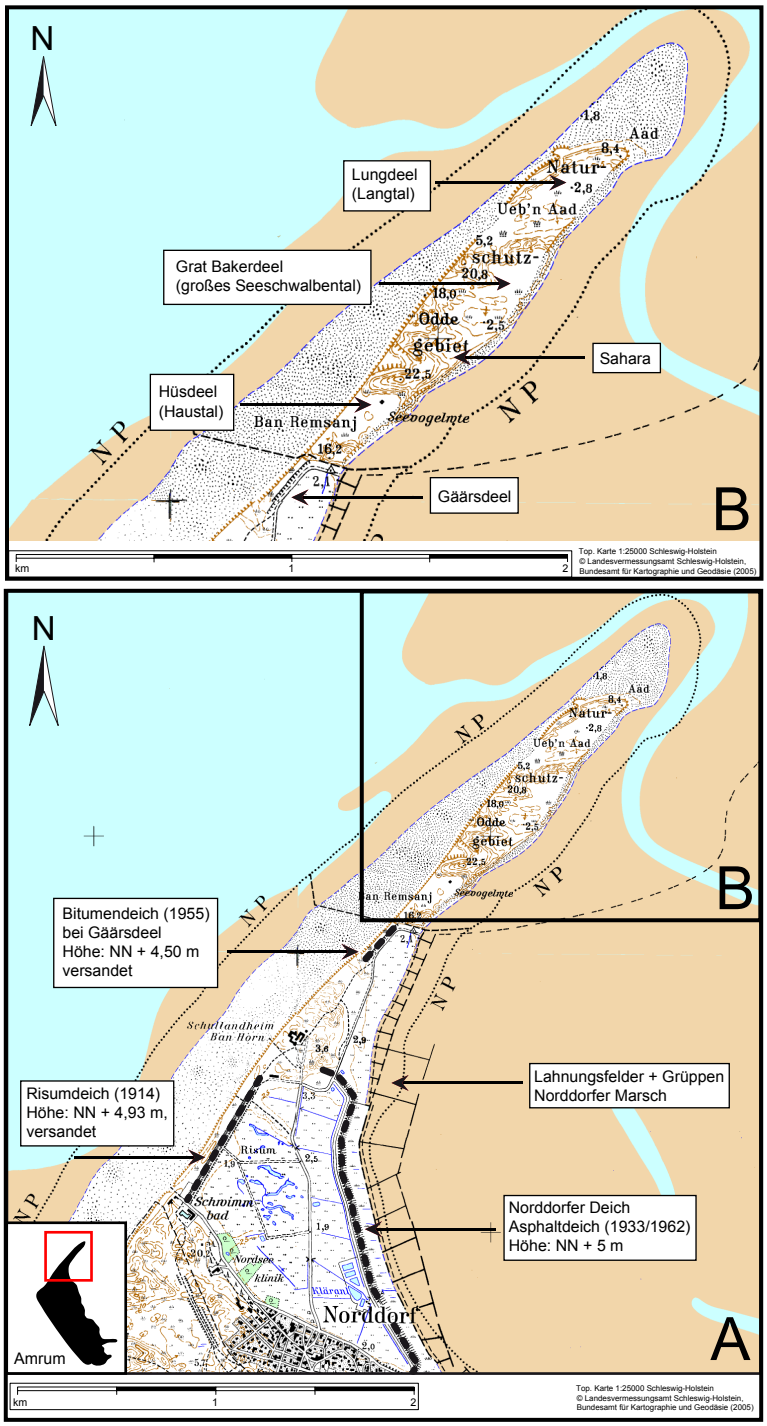


Abb. 2.12: *Küstenschutzelemente im Norden der Insel Amrum. A: Küstenschutz in der Norddorfer Marsch. B: Benennung der Dünentäler der Amrum Odde.*

Mit der Verlagerung des nördlichen Endes des Kniepsandes veränderte sich die Strömung im Bereich der Odde, sodass die Dünenkette bei Gäärsdeel etwa 1 km nördlich des Risumdeichs stark erodiert und abgetragen wurden. Das verschmälerte den Nordhaken zunehmend, sodass auch dort die latente Gefahr eines Inseldurchbruchs bestand. Da die Sturmfluten des Jahres 1936 und 1954 die mit biotechnische Maßnahmen geschaffenen Vordünen abräumten und das Wasser in Form eines *„washovers"* bis an die Wattseite strömte, wurde ein Bitumendeich mit einer Höhe von +4,50 m NN gebaut (LKN-SH 2009), der inzwischen auf ganzer Länge eingesandet und durch eine Randdüne von durchschnittlich 6 - 10 m Höhe überdeckt ist (Abb. 2.12 Bild A).

Im äußersten Nordosten der Insel liegt die Amrum Odde, die von der Entwicklung des Kniepsandes bis dato noch nicht profitiert hat und als einziges Dünengebiet der Insel eine negative Sedimentbilanz aufweist. Die Randdünen der Odde sind zum Teil schmal und von deflationsbedingten Windrissen durchsetzt, sodass vereinzelt Dünendurchbrüche bei schweren Sturmfluten möglich sind. Der Kniepsand hat diesen Abschnitt bislang noch nicht in ausreichendem Maße erreicht, sodass die Odde den Meeresangriffen in Form von Brandung und Sturmfluten relativ schutzlos ausgeliefert ist und ein Sedimentnachschub aus Kniepsand und Küstenlängstransport ausbleibt. Betrachtet man sich historische Karten und Luftbilder, so stellt man fest, dass sich infolge des Sedimentdefizites und der erhöhten Energieeinwirkung die Amrum Odde in den vergangenen Jahrzehnten nach

Nordosten verlängert und gleichzeitig hinsichtlich ihrer Breite an Substanz verloren hat. Die Bereiche, an denen der Kniepsand auf die Küste aufläuft, sind von Strömung und Brandung am stärksten betroffen. So verlagerte sich die Gefahrenstelle von Gäärsdeel (Abb. 2.12 Bild B) zum Hüsdeel bzw. dem Haustal (Abb. 2.12 Bild B), in dem sich noch heute auf +2,75 m NN Höhe dass 1936 von der Gemeinde Norddorf errichtete Vogelwärterhaus des Vereins Jordsand befindet. Eine Sturmflut am 23.12.1954 durchbrach den seeseitig schmal gewordene Dünenwall und flutete das dahinter liegende Haustal. Biotechnische Maßnahmen in Form von Sandfangzäunen und Strandhaferpflanzungen begünstigten den Wiederaufbau eines Strandwalles. Während der Sturmflut 1962 wurde dieser Dünenwall erneut auf einer Länge von ca. 300 Meter erodiert. Da zugleich der Dünenwall an der Wattseite durchgebrochen war, lag das Haustal auf beiden Seiten offen zu dem Meer. Durch biotechnische Maßnahmen und den Einsatz von Planierraupen wurden die Strandwälle wieder hergestellt (LKN-SH 2009). Während der Sturmflut 1965 brach die Nordsee jedoch erneut in das Haustal ein. In der Folgezeit wurde der Wiederaufbau der Dünenwälle vor dem Haustal zusätzlich durch die Wanderung des Kniepsandes nach Nordosten begünstigt. Bedingt durch die Nordostwanderung des Kniepsandes verlagerte sich der Gefahrenpunkt nach Norden.

Weitere ehemalige Durchbruchstellen befanden sich Mitte der 1960er Jahre im Dünental Sahara (Abb. 2.12 Bild B). Anfang der 1970er Jahre sind Abbrüche des Dünenwalles vor dem Grat Bakerdeel (großes Seeschwalbental) festzustellen, sodass die Sturmfluten im Jahre 1976 eine Lücke von rund 150 Metern in die Dünekette rissen und zu einer vollständigen Überflutung des Dünentals führten (LKN-SH 2009). Durch biotechnische Maßnahmen wurden die Strandwälle wieder hergestellt und konnten sich begünstigt durch die fortschreitende Nordostwanderung des Kniepsandes in der Folgezeit zu hohen und breiten Dünenwällen akkumulieren. Die Dünenhöhe beträgt nach Angaben des LKN-SH (2009) heute an der Westseite über +8 m NN (Breite bei +5 m NN: über 75 Meter) und an der Ostseite oberhalb von +5 m NN (Breite bei +5 m NN: etwa 15 Meter). Heute sind vor allem das weiter im Norden liegende Lungdeel (Langtal) sowie die äußerste Nordspitze bei Sturmfluten durch Überflutung gefährdet (Abb. 2.12 Bild B).

Massive Küstenschutzmaßnahmen und Deiche

Im Bereich des südlichen Nehrungshakens von Amrum liegt die Stadt Wittdün. Dort sind im Jahre 1915 Längs- und Querwerke zur Küstensicherung errichtet worden (Müller & Fischer 1937). Pfahlbuhnen, Steinbuhnen und eine Strandmauer schützen heute die durch dichte Bebauung geprägte Südostspitze der Insel (Kramer 1992a). Die Marschflächen von Wittdün und Norddorf werden durch Überlaufdeiche vor Überflutung geschützt. Die Norddorfer Marsch wird im Osten seit 1933 durch einen Deich vor Überflutungen von der Wattseite aus bewahrt (Abb. 2.12 Bild A). Nachdem ein erster Deich aus Sandkern und Kleiboden infolge der Sturmflut im Februar 1962 zerstört wurde, wurde der Deich erneuert, mit einer Asphalteingussdecke versehen, und auf +5 m NN erhöht (Abb. 2.12 Bild A). Der Deich zwischen Steenodde und Wittdün wurde 1990/91 ebenfalls erhöht. An der Wattseite vor Norddorf wird zur Sicherung von Deich und Marsch aktive Vorlandgewinnung betrieben. 1951 begann der Bau von Lahnungsfeldern vor der gesamten Deichstrecke. Zusammen mit den seit den 1980er Jahren durchgeführten Grüppenarbeiten wuchs das Watt durch verstärkte Schlicksedimentation über das heutige MThw-Niveau an.

2.6 Zusammenfassung

Das vorangegangene Kapitel befasst sich mit dem Untersuchungsgebiet der Inseln Sylt und Amrum in der südlichen Nordsee (Deutsche Bucht). Die Nordfriesischen Geestkerninseln sind der Küste Schleswig-Holsteins vorgelagert und bilden die westliche Außengrenze des Wattenmeeres.

Sylt gehört zu den wenigen Gebieten in Schleswig-Holstein in denen präquartäre Ablagerungen oberflächennah aufgeschlossen sind. Die ältesten Sedimente gehen auf die Zeit des Jungtertiärs zurück. Im Obermiozän wurde schwarzer, feinsandiger Glimmerton als Bildung eines warm temperierten Meeres in ca. 40 - 100 m Tiefe abgelagert. Nach fortschreitender Regression im Pliozän folgten mit dem Limonitsandstein strandnahen Ablagerungen einer Brandungszone. Die Kaolinsandserie bestehend aus feinsandigen, feldspatreichen Ablagerungen eines sich von Norden über Nordwestdeutschland ausdehnenden Flusssystems repräsentiert den geologischen Übergang zwischen dem ausgehenden Tertiär und dem beginnenden Quartär.

Während des Elster- und Saale-Glazials wurde das Gebiet der südlichen Nordsee komplett durch das von Skandinavien vorrückende Inlandeis bedeckt. Während die Sedimente des Elster-Glazials auf Sylt und Amrum bereits erodiert sind, schuf vor allem das Drenthe-Stadium der Saale-Vereisung die grundlegenden Bedingungen für die weitere Genese der Inseln. Nach dem Abschmelzen der Saale-Eismassen blieben großflächige Geschiebeablagerungen und Moränen zurück, die heute als Geestkerne das geologische Rückgrat der Inseln Sylt und Amrum bilden.

Grundlegende Veränderung erfuhr das Gebiet der Inseln vor allem im Holozän. Die postglaziale Klimaerwärmung im Holozän führte zu einem weltweiten Abschmelzen der weichselzeitlichen Gletscher und damit zu einem eustatischen Meeresspiegelanstieg. Die Deutsche Bucht war zunehmend Transgressions- und Regressionsgebiet. Infolge des postglazialen Meeresspiegelanstieges kam es im Nordseeküstengebiet zur Entstehung großflächiger Torfvorkommen. Die aus den Geestkernen und Endmoränenrelikten stammenden, durch ansteigenden Meeresspiegel aufgearbeiteten Materialmengen, haben zudem den Hauptbeitrag für den postglazialen Aufbau von Nehrungshaken geliefert.

Sturmfluten haben in historischer Zeit das Landschaftsbild Nordfrieslands neu strukturiert. Vor allem die Auswirkungen der Ersten und Zweiten Großen Mandränke im Mittelalter waren für das Gebiet zwischen Sylt, den Halligen und Eiderstedt landschaftsgestaltend. Das Mittelalter war nicht nur durch große Landverluste geprägt, sondern auch eine Zeit intensiver äolischer Mobilität. Das durch Erosion aufgearbeitete Sediment bildete die Grundlage für die verstärkte Dünenentstehung zu Beginn der Kleinen Eiszeit.

Archäologische Befunde und zahlreiche Grabhügel belegen, dass die Inseln Sylt und Amrum seit dem Neolithikum ein bevorzugtes und aufgrund von Meeresspiegelschwankungen hoch dynamisches Siedlungsgebiet des Menschen darstellen. Gesiedelt wurde anfangs insbesondere auf den höher gelegenen Geestkernen und mit fortschreitender Deichbautechnik auch im tiefer gelegenen Sietland. Eindeutige Befunde, die auf eine frühe Besiedlung der Nehrungshaken von Amrum und des südlichen Nehrungshakens von Sylt hinweisen, existieren bislang allerdings nicht. Neben der geologischen und siedlungshistorischen Entwicklung der Untersuchungsgebiete werden in diesem Kapitel die hydrodynamischen Rahmenbedingungen umrissen. Gezeiten, Seegang, Strömung, Wind- und Wellenregime hatten und haben unmittelbare Auswirkungen auf die Entwicklung der Inseln.

Die Nordsee als Randmeer des atlantischen Ozeans besitzt zum freien Ozean nach Norden in der Straße von Dover eine offene Verbindung. Die Gezeitenwelle durchläuft das Nordseebecken als Sekundärwelle des Atlantiks gegen den Uhrzeigersinn mit einer mittleren Periode von 12 Stunden und 25 Minuten. Aufgrund der Geometrie der inneren Deutschen Bucht ist eine generelle Zunahme des Tidenhubs von der offenen See zum Land sowie von West nach Ost zu verzeichnen. Die Inseln Sylt und Amrum zählen beide mit einem Tidenhub von 181 - 263 cm zum Mesotidal. Die Gezeitenströmung gelangt durch Tiderinnen zwischen den Barriereinseln ins Wattenmeer. Die regionale Hydrologie in den Untersuchungsgebieten wird in erster Linie durch das Vortrapp- bzw. Hörnum-Tief zwischen Sylt und Amrum, das Rütergat und die sich daran anschließende Norder- und Süderaue im Süden Amrums, dominiert.

Neben den Gezeitenkräften kommt dem Wind, durch seine unmittelbare Wirkung auf Richtung und Stärke der Brandung und des Seegangs an offenen Küsten besonders im Bereich der mit ihrer Breitseite in der Hauptangriffsrichtung der Wind- und Wellenenergie liegenden Sylter Westküste, die größte Bedeutung zu. Seegangserzeugende Winde aus den Sektoren SW - NW bewirken westlich von Sylt und Amrum die höchsten Wasserstände, sodass die Brandungsenergie an der Küste besonders hoch ist.

Der durch Seegang induzierte Sedimenttransport an einer Küste lässt sich aufgrund seines vektoriellen Charakters unterteilen in den Küstenquertransport und den Küstenlängstransport. Während der Küstenquertransport kurzfristige örtliche morphologische Umlagerungen im Strand- und Vorstrandbereich verursacht, bewirkt der Küstenlängstransport den Ferntransport und ist somit verantwortlich für die langfristigen morphologischen Veränderungen an einer Küste.

In den Untersuchungsgebieten auf den Inseln Sylt und Amrum lassen sich unterschiedliche Küstenformen feststellen. Die Küstenlinie der Inseln wird heute durch vielfältige Küstenschutzmaßnahmen vor Abrasion und Überflutung geschützt. Da diese oftmals massiven Konstruktionen einen Eingriff in das natürliche System der Inseln darstellen und sich die sedimentologischen und hydrologischen Rahmenbedingungen seit Errichtung häufig maßgeblich verändert haben, wurde dem Thema Küstenschutz in den Untersuchungsgebieten in diesem Kapitel ebenfalls ein Platz eingeräumt.

Kapitel 3

Methodik

Abstract

The main methodological focus of this study lies on the ground-penetrating radar (GPR) method. GPR is a non-invasive geophysical tool to provide images of the shallow subsurface underground from different geographical settings. This chapter is providing an overview of using ground-penetrating radar (GPR) in coastal environments. First, the general state of knowledge and the use of the GPR method in geology and sedimentology are being presented. The second part deals with the theoretical background of ground-penetrating radar measurements.

The third part of this chapter is aiming to be a practice guide providing new insights, recommendations, examples and guidelines of using GPR in coastal settings. Practical advice concerning the survey design and geometry, the choice of antenna frequencies and the maximum ground penetration are generally based on own field experience and have already been published in Tillmann & Wunderlich (2012). Survey design and survey geometry are important components of a successful GPR survey. So, this chapter includes some suggestions for optimising theses components to achieve good results for the following sedimentological interpretation. A main aspect of efficient GPR surveying in coastal environments is the choice of the antenna frequency. Therefore, an example of an antenna testing survey is being presented. Selected GPR profiles from Sylt and Amrum were chosen to demonstrate the potential of the GPR method in coastal settings. Annotations to limitations and pitfalls using GPR in a coastal environment that are mainly based on own experiences during measurements on the islands of Sylt and Amrum complete this chapter.

The following part of the chapter comprises the processing of the GPR data. Different filters and processing steps that have been applied to GPR data of Sylt and Amrum are going to be explained and encapsulated in the order of a special generated processing-flow. GPR data interpretation is the most challenging component of GPR work. Radar reflection profiles of this study have been interpreted following the principles of radar stratigraphy that is being summarised as an individual part of this chapter.

First, radar reflection patterns must be classified to define a comprehensive radarfacies definition of the study area. Different radar reflection patterns are often caused by changes in bedding and lithological variations in clastic sediments. In order to be able to ground truth the GPR profiles as well as to interpret and define depositional environments, sedimentological data were required.

To link radar facies with sedimentological facies, vibracores were drilled at selected positions along the radar profiles. Sediment samples were analysed by wet sieving to determine grain size distribution. Grain size statistics were calculated using the computer program GRADISTAT. All statistical grain size parameters mentioned in this study are based on the graphical method by Folk & Ward (1957) which is also content of this chapter. The methodological combination of radar facies analysis and sedimentological data leads to the determination of environmental setting as well as depositional processes and reveal the sedimentary structure and architecture of barrier islands and barrier spits.

Age dating helps to define a chronological order and allow setting up an absolute stratigraphy. In this study the dating methods of radiocarbon as well as amino acid racemisation datings (AAR) of shells have been used.

Dating of Holocene sediments in shallow coastal areas of the German North Sea by conventional techniques often turns out to be difficult. Due to the marine reservoir effect radiocarbon dating cannot be applied to sediments younger than about 400 years. AAR is a viable alternative to date young sediments. The amino acid racemisation is based on the determination of ratios of D and L amino acid enantiomers in organic matrices of biogenic carbonates. The method will be explained and discussed in greater detail at the end of this chapter.

Kapitel 3.2 basiert teilweise auf Tillmann, T. & Wunderlich, J. (*2012*): Ground-penetrating radar in coastal environments: Exampels from the islands of Sylt an Amrum. – *Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung,* 44: 60 - 76.

3.1 Georadar (Ground-penetrating radar)

Georadarmessungen sind ein grundlegender methodischer Bestandteil der vorliegenden Arbeit und stellen damit die Hauptdatenbasis bereit. Aus diesem Grunde wurde der Methode des Ground-penetrating radar (GPR) ein erweiterter Methodenteil, bestehend aus Kapitel 3.1 und Kapitel 3.2, gewidmet. Während Kapitel 3.1 die theoretischen Grundlagen der Georadar-Methode umreißt, zielt Kapitel 3.2 auf die praktische Anwendung der Methode im Küstenraum ab. Einige Inhalte aus Kapitel 3.2 wurden vorab in Tillmann & Wunderlich (2012) publiziert. Kapitel 3.2 ist primär als deutschsprachiges Handbuch für Georadarstudien in vergleichbaren küstennahen Räumen gedacht.

Kapitel 3.1 beginnt mit der Rechtfertigung der Methodenwahl des Georadars. Darauf folgt eine allgemeine Erklärung des Prinzips der Georadarmessung und die Zusammenfassung des Forschungsstandes sowie die historische Entwicklung der Georadar-Methode im Bereich der Sedimentologie mit ihren elementarsten Publikationen.

In den nachfolgenden Unterkapiteln werden die physikalischen Grundlagen sowie das Funktionsprinzip des Georadars näher erläutert. Neben den Grundlagentheorien elektromagnetischer Wellen werden die elektromagnetischen Materialeigenschaften, die Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnetischer Wellen im Untergrund sowie die Effekte der Luft-, Boden- und Lateralwellen auf die Messergebnisse thematisch umrissen. Ob die Methode des Georadars für eine definierte Fragestellung aus einem sedimentologisch-geomorphologischen Kontext geeignet ist, wird in erster Linie durch die Auflösung und maximale Erkundungstiefe bestimmt, die ebenfalls Bestandteil dieses Kapitels sind.

3.1.1 Warum Georadarmessungen?

Küsten und Barriereinseln sind im Allgemeinen durch kleinräumig wechselnde Faziesbereiche und sich relativ kurzzeitig ändernde geologische und geomorphologische Verhältnisse geprägt. Der klassische Ansatz in der Sedimentologie ist vorwiegend auf Bohrungen und der detaillierten Untersuchung vorhandener Aufschlüsse begründet. Herkömmliche Methoden beruhen daher, bezogen auf das gesamte Untersuchungsgebiet, auf stichprobenartigen Informationen mit standortbezogenem Charakter. Punktuelle Informationen aus Bohrungen und Aufschlüssen werden in der Regel ausschließlich durch räumliche Interpolation auf das gesamte Gebiet angewendet.

Natürliche Aufschlüsse sind in den hier dargestellten Untersuchungsgebieten im Süden der Insel Sylt und auf Amrum mit Ausnahme der durch fortschreitende Sturmfluterosion freigelegten Kliffs und Küstendünen nicht gegeben. Die manuelle Grabung von Aufschlüssen in Gruben (sog. *trenches*) ist in den ausschließlich unter Naturschutz stehenden und teilweise zur Sonderschutzzone des Nationalparks Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer gehörenden Arbeitsgebieten nicht gestattet.

Die Korrelation von Bohrungen im Bereich einer Barriereinsel ist aufgrund räumlich nahe beieinander liegenden Faziesräume sowie zahlreicher kleinräumiger Erosions- und Akkumulationsvorgänge nur schwer möglich. Bohrungen liefern darüber hinaus kaum Information über den internen Aufbau und die sedimentologische Architektur von Barriereinseln. So können im einzelnen Bohrkern generell keine Informationen zur Sedimentstruktur und der räumlichen Lage bzw. dem Einfallen der Schichten gewonnen werden.

Wird dennoch eine Interpretation auf der Grundlage eines weniger dichten Bohrrasters gewagt, kann dies leicht zu Überinterpretationen führen.

Ziel dieser Arbeit ist die Identifizierung von sedimentären Ablagerungsräumen sowie deren räumliche und zeitliche Ausbreitung auf den Inseln Sylt und Amrum. Auf diese Weise sollen Aussagen zum Aufbau und der internen sedimentären Architektur von Barriereinseln und Nehrungshaken getroffen werden und eine Stratigraphie unter Einbeziehung der am Inselaufbau beteiligten geomorphologischen Prozesse aufgestellt werden.

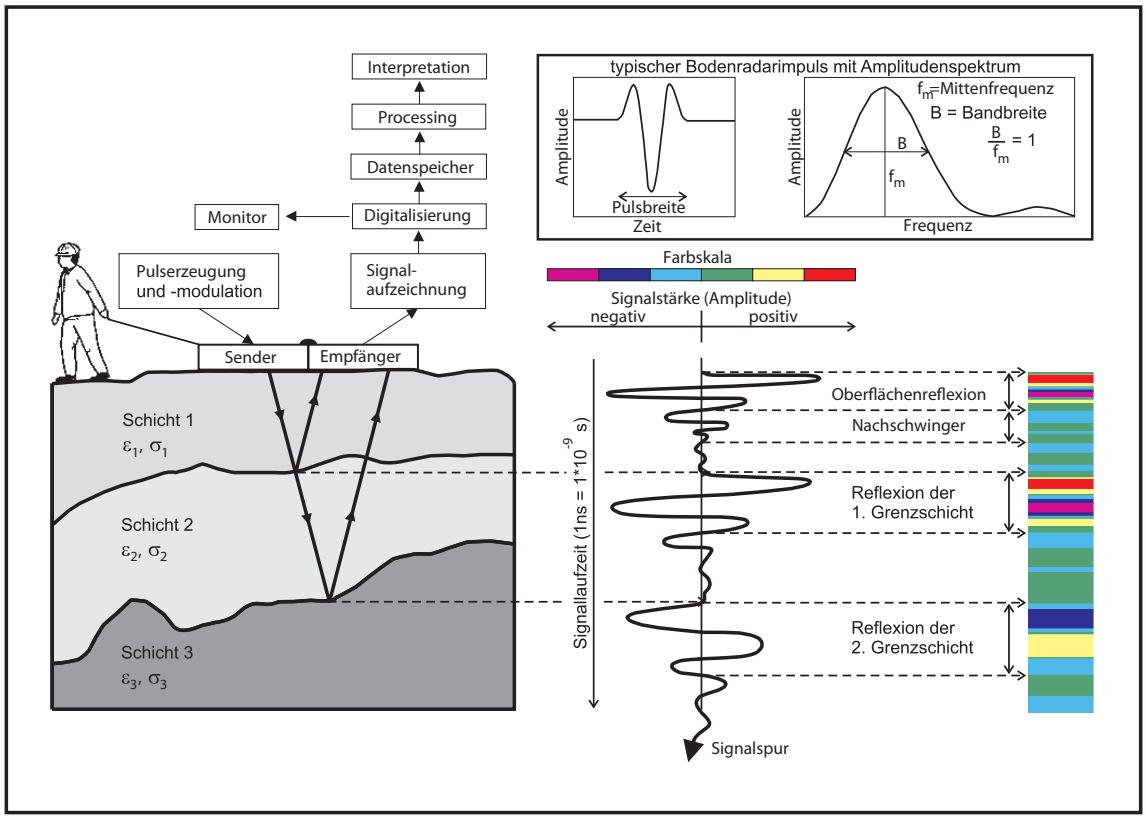


Abb. 3.1: *Prinzip der Georadar-Methode und Darstellung einer Radarspur als Funktion der Signalstärke und als Farbbalken. Quelle: verändert nach* Alteköster *(2004).*

Das Geo- oder Bodenradar, engl. Ground-penetrating radar (GPR), ist ein hochauflösendes elektromagnetisches Impulsreflexionsverfahren (EMR), das als geophysikalische Messmethode zur zerstörungsfreien Prospektion des oberflächennahen Untergrundes eingesetzt wird (Annan 2001; Blindow et al. 2005). Im Gegensatz zu anderen Methoden der Geophysik, die eine Prospektion des Untergrundes ermöglichen, wie beispielsweise die Geoelektrik, die Geomagnetik und die Reflexions- und Refraktionsseismik bietet das Georadar die höchste räumliche Auflösung. Durch das hohe Auflösungsvermögen (cm bis m-Bereich) und ein quasi kontinuierliches Messprinzip eignet sich das Georadar besonders im Bezug auf sedimentologische und geomorphologische Fragestellungen.

Die zerstörungsfreie Art der Datenaufnahme ermöglicht auch Messungen im Gelände und auf Flächen, die unter Naturschutz stehen - wie große Teile der Untersuchungsgebiete - und die somit vor invasiven Eingriffen wie z. B. der Grabung von Aufschlüssen geschützt werden.

Von einer Sendeantenne werden kurze, hochfrequente elektromagnetische Impulse mit einer Hauptfrequenz (Mittenfrequenz f_m) und einer Frequenzbandbreite (B) in den Untergrund gesendet (Abb. 3.1). Die elektromagnetische Welle breitet sich im Untergrund aus und wird an Inhomogenitäten und Grenzflächen, die durch zwei Materialien mit unterschiedlichen elektromagnetischen Eigenschaften gebildet werden reflektiert, gebrochen, gestreut und zum Teil absorbiert. Das reflektierte elektrische Feld der elektromagnetischen Welle wird von einer Empfangsantenne registriert, als sogenannte Signalspur (Abb. 3.1). aufgezeichnet und in einem Weg-Zeit-Diagramm, dem Radargramm, dargestellt. Durch die Reflexion an Schichtgrenzen oder Störkörpern erhält man ein quasi kontinuierliches Profil des Untergrundes in Abhängigkeit von dessen dielektrischen Eigenschaften (Annan 2009).

Auf diese Weise ermöglicht es die Methode des Georadars, oberflächennahe Untergrundstrukturen direkt und auf zerstörungsfreie Weise als zwei- und dreidimensionales, hochauflösendes Profil räumlich zu verfolgen und hinsichtlich seiner elektromagnetischen Eigenschaften abzubilden. Georadarmessungen in den Untersuchungsgebieten auf Sylt und Amrum haben beispielsweise gezeigt, dass sich das Einfallen von Schichten und Diskordanzen im Bereich weniger 10er bis 100er Meter ändert. Die eindeutige Identifikation und Abgrenzung von Sedimentationsräumen und geomorphologischen Strukturen allein auf der Grundlage von Bohrungen und sedimentologischen Analysen ist in einem, vorwiegend durch die Kornfraktion Sand dominierten Ablagerungsraum einer Barriereinsel nur schwer möglich. So hat sich zum Beispiel gezeigt, dass durch *overwash*-Prozesse induzierte *washover*-Strukturen und Ablagerungen im sandigen Dünen-, Strand- und Vorstrandbereich allein auf der Basis von Bohrdaten nur schwer identifiziert werden können (vgl. Kapitel 5).

Die durch Georadarmessungen gewonnenen Informationen zur räumlichen Lage und Ausdehnung von Schichten, Sedimentstrukturen und Sedimentationsräumen bildeten in dieser Arbeit die Voraussetzung für gezielte Bohrungen an ausgewählten Standorten im Bereich der Barriereinseln von Sylt und Amrum.

3.1.2 Forschungsstand und Entwicklung der Georadar-Methode in der Sedimentologie

Der Ursprung der Georadar-Methode geht auf Forschungen Anfang des 20. Jahrhunderts zurück. Ziel deutscher Wissenschaftler war es, ein Patent auf eine Technik zur Untersuchung und Lokalisierung im Untergrund vergrabener Objekte anzumelden (Reynolds 2011). Aus elektromagnetischen Wellen generierte Impulse wurden dazu erstmals Mitte der 1920er Jahre genutzt (Neal 2004). In den folgenden Jahrzehnten gab es viele Versuche mit Hilfe elektromagnetischer Wellen den Untergrund zu erfassen. Erste Resultate wurden allerdings erst in den 1950er und 1960er Jahren auf dem Gebiet der Glaziologie erzielt (Annan 2009; Walford 1964). Seit den 1970er Jahren wurden in zunehmendem Maße hochauflösende geophysikalische Methoden vor allem zur Prospektion des oberflächennahen Untergrundes nachgefragt. Von diesem Zeitpunk an wurde das Anwendungsgebiet des Georadars immer breiter, die Geräte und Technologie stetig verbessert (Forkmann 2006) und erste Interpretationskonzepte für Georadardaten veröffentlicht (Neal 2004).

Seit Mitte der 1980er Jahre sind GPR-Systeme kommerziell verfügbar und gewinnen als Methode der zerstörungsfreien Untersuchung des oberflächennahen Untergrundes für geologische und sedimentologische Fragestellungen zunehmend an Bedeutung (Bristow &

Jol 2003). Dies spiegelt sich in der seit Mitte der 1990er Jahre stetig steigenden Anzahl der Veröffentlichungen wieder. Neal (2004) fasst ausführlich die Entwicklung und Anwendung des Georadars in der Sedimentologie zusammen und gibt darüber hinaus einen detailierten Überblick über die wichtigsten sedimentologischen Georadarstudien und die bis dato erschienen Publikationen.

Davis & Annan (1989) unterstreichen die Einsatzmöglichkeiten des Georadars bei der Boden- und Gesteinsstratigraphie. van Overmeeren (1998) gibt einen Überblick über typische radarstratigraphische Reflexionsmuster von äolischen, fluvialen, glazialen, lakustrinen und marinen Sedimenten. Neal (2004) entwickelte mit der Radarstratigraphie eine einheitliche Terminologie zur Interpretation von GPR-Daten, die in ihren Grundzügen auf den Prinzipien der in den 1970er Jahren von der Erdölindustrie entwickelten seismischen Stratigraphie nach Mitchum (1977) bzw. Mitchum et al. (1977) basiert.

In einer Pilotstudie von Leatherman (1987) wurde erstmals das Potential des Georadars als Methode zur stratigraphischen Analyse von Küstensedimenten entdeckt. Nachstehende Georadarmessungen im Küstenbereich und auf Barriereinseln wurden erfolgreich von Barnhardt et al. (2002), Bristow & Pucillo (2006), Costas et al. (2006), Costas & FitzGerald (2010), Dougherty et al. (2004), Dougherty & Nichol (2007), Engels & Roberts (2005), Fitzgerald et al. (2007), Fitzgerald & van Heteren (1999), Fitzgerald & Buynevich (2002), Grant et al. (1998), Hodgkinson et al. (2008), Jol et al. (1996, 2002), King et al. (2006), Neal & Roberts (2000), O´Neal et al. (2002), Storms & Kroonenberg (2007), Tamura et al. (2008, 2010), van Heteren et al. (1996, 1998) angewendet. Buynevich et al. (2009) gibt zahlreiche Beispiele und einen Gesamtüberblick über Georadarmessungen im küstennahen Umfeld.

Georadarbasierte Untersuchungen von hurrikan- und tsunamibedingten *washover*-Sedimenten wurden von Horwitz & Wang (2005), Wang & Horwitz (2007) und Horwitz (2008) für die Küsten der USA und von de Lange & Moon (2007) für Neuseeland durchgeführt. Durch die Kombination von GPR Daten, Bohrungen und Datierungen gelang es Switzer et al. (2006) *washover*-Sedimente durch einen prähistorischen Tsunami an der Küste Australiens und Buyenevich et al. (2004) durch einen Hurrikan 1635 an der Küste Neu-Englands zu dokumentieren.

An den Küsten Großbritanniens haben Bennett et al. (2009), Bristow et al. (2000) und Neal et al. (2002a, 2002b, 2003) grobklastische Strand- bzw. Strandwallablagerungen mit Hilfe des Georadars untersucht.

Im Gebiet der Nordsee wurden Georadarmessungen durch Aagaard (2007), Anthony & Møller (2002), Clemmensen et al. (1996, 2001, 2007), Clemmensen & Nielsen (2010), Pedersen & Clemmensen (2005), Møller & Anthony (2003) und Møller et al. (2008) auf den Inseln und an den Küsten Dänemarks und durch Klaffke et al. (2009) auf der Ostfriesischen Insel Langeoog durchgeführt. Lindhorst (2008) und Lindhorst et al. (2008, 2010) untersuchten mittels GPR die geologische Entwicklung des Nordens der Insel Sylt. Die Genese und Stratigraphie des südlichen Nehrungshakens von Sylt sowie der Insel Amrum sind Bestandteile der Arbeiten von Tillmann & Wunderlich (2010a), Tillmann & Wunderlich (2010b), Tillmann & Wunderlich (2011a), Tillmann & Wunderlich (2011b), Tillmann & Wunderlich (2013), Tillmann et al. (*2013*) und Tillmann & Wunderlich (*2014*). In Tillmann & Wunderlich (2012) finden sich darüber hinaus praktische Beispiele zu Georadarmessungen im Küstenbereich der Inseln Amrum und Sylt.

Im Rahmen der Grundwasserexploration konnte Tronicke (1999) mittels Georadar eine Süßwasserlinse auf der ostfriesischen Nordseeinsel Spiekeroog nachweisen. Weitere Tests zur Lokalisierung des Grundwasserspiegels in Dünensanden der Nordsee sind auch in van der Kruk

et al. (1999) zu finden. An der Ostseeküste haben Naumann et al. (2009) und Ziekur et al. (2009) radarstratigraphische Untersuchungen auf den Inseln Rügen und Hiddensee durchgeführt.

Studien über die Anwendung von GPR auf Dünen und Küstendünen stellen Botha et al. (2003), Bristow (2009), Bristow et al. (1996, 2000a), Clemmensen et al. (2001), Girardi & Davis (2010), Harari (1996), Havholm et al. (2004), Loope et al. (2004), Pedersen & Clemmensen (2005) und van Dam (2002) vor. Bristow et al. (2010a) und Bristow et al. (2010b) untersuchten erstmals Aufbau und Wanderung von Dünen der Antarktis mittels GPR.

Die Anwendung der Methode auf fluvialen und fluvioglazialen Sedimenten präsentieren Beres & Haeni (1991), Best et al. (2006), Bridge et al. (1995), Bridge (2009) und Gawthorpe et al. 1993.

Georadarmessungen auf glazialen Sedimenten, Sandern und skandinavischen Gletschern wurden unter anderem von Arcone (2009), Cassidy et al. (2003), Jakobsen & Overgaard (2002), Lønne & Lauritsen (1996) und Olsen & Andreasen (1995) durchgeführt. Weiterhin wurden typische Charakteristika von GPR-Messungen in pleistozänen Ablagerungen von Bakker & van der Meer (2003) vorgestellt. Augustinus & Nichol (1999) führten GPR-Studien auf pleistozänen Sedimenten in Tasmanien durch.

Einen zusammenfassenden Gesamtüberblick der Methode des Georadars bietet Jol (2009). Einen historischen Abriss der Georadar-Methode findet sich in Forkmann (2006). In Bristow & Jol (2003) sind zahlreiche Beispiele von Georadarmessungen in Sedimenten zusammengefasst. Eine Übersicht der Vorteile und Grenzen von Georadaranwendungen speziell im geomorphologischen Kontext ist in Schrott & Sass (2008) zu finden. Test zu Auflösung und Erkundungstiefe von Georadarmessungen wurden von Jol (1995), Noon et al. (1998) und Smith & Jol (1995) durchgeführt.

Neben geologischen und sedimentologischen Fragestellungen gewinnt das Georadar heute als geotechnische Methode zur Detektion auch in den Ingenieurwissenschaften, der Archäologie und der Forensik vorwiegend an Bedeutung. So wird das Bodenradar in der Praxis vermehrt zur Untersuchung von Altlasten, zur Kampfmittelortung, zur archäologischen Prospektion, zur Zustandserfassungen von Straßen, Brücken und Bauwerken oder zur Leitungsortung eingesetzt.

Aktuelle Forschungsergebnisse, neueste Entwicklungen und Geräte werden regelmäßig im Rahmen der „*International Conference on Ground Penetrating Radar*" vorgestellt und anschließend im Tagungsband „*Proceedings of the International Conference on Ground Penetrating Radar*" publiziert.

3.1.3 Theoretischer Hintergrund und Funktionsprinzip

3.1.3.1 Grundlagen der Theorie elektromagnetischer Wellen

Das Georadarverfahren basiert auf der Ausbreitung und Reflexion von elektromagnetischen Wellen im Untergrund. Eine elektromagnetische Welle stellt eine sich ausbreitende Schwingung des elektromagnetischen Feldes dar, dabei stehen das elektrische und das magnetische Feld senkrecht aufeinander.

Das Funktionsprinzip des Georadars basiert folglich auf der Theorie elektromagnetischer Wellen (Annan 2009). Der Physiker Maxwell stellte die grundlegenden Gleichungen für die Beschreibung elektromagnetischer Phänomene auf. Die Maxwell'schen Gleichungen beschreiben das elektromagnetische Feld durch die vier Feldvektoren *E*, *D*, *H* und *B* (vgl. auch Annan 2001, 2009; Cassidy 2009a; Sigurdsson 1993).

Die elektrische Feldstärke mit der Einheit [V/m] wird durch *E* beschrieben. *D* ist die dielektrische Verschiebungsdichte und wird in der Einheit [C/m^2] angegeben. *H* bezeichnet die magnetische Feldstärke in [A/m] und *B* ist die magnetische Flussdichte angegeben in der Einheit [T] oder [As/m^2]. *J* steht für die Leitungsstromdichte gemessen in [A/m^2] und *q* für die Ladungsdichte in [C/m^3 bzw. As/m^3].

Die Maxwell'schen Gleichungen lauten wie folgt:

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \qquad \textit{(Faraday-Henry Gesetz)} \qquad (1)$$

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \qquad \textit{(Ampère-Maxwell Gesetz)} \qquad (2)$$

$$\nabla \cdot D = q \qquad \textit{(Coulomb'sches Gesetz)} \qquad (3)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \qquad \textit{(Gauss'sches Gesetz)} \qquad (4)$$

Bei der Betrachtung der elektromagnetischen Wellen in einem Medium sind zusätzlich folgende Materialgleichungen zu beachten:

$$J = \sigma E \qquad (5)$$

$$D = \varepsilon E \qquad (6)$$

$$B = \mu H \qquad (7)$$

Die Ausbreitung und das Verhalten von elektromagnetischen Wellen in einem Medium ist primär bedingt durch die elektrische Leitfähigkeit *(σ)*, die dielektrische Leitfähigkeit auch als Permittivität (*ε)* bezeichnet und die magnetische Permeabilität (*μ)* (vgl. dazu u. a. Annan 2009; Blindow et al. 2005; Cassidy 2009a; Neal 2004 etc.).

Diese Materialparameter sind in natürlichen Medien nicht konstant, sondern hängen vom Ort, der Zeit, der Temperatur, dem Druck und der Frequenz der elektromagnetischen Welle ab (Alteköster 2004). Oft werden *ε* und *μ* relativ zu ihren Werten im Vakuum ausgedrückt:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \varepsilon_r \qquad (8)$$

sowie

$$\mu = \mu_0 \mu_r \qquad (9)$$

Dabei ist

$$\varepsilon_0 = 8{,}8544 * 10^{-12} \text{ F/m} \tag{10}$$

die Dielektrizitätszahl des Vakuums (elektrische Feldkonstante) und

$$\mu_0 = 4\pi 10^{-7} \text{ H/m} \tag{11}$$

die magnetische Permeabilität des Vakuums bzw. die magnetische Feldkonstante (Blindow et al. 2005). Aus den Gleichungen (1) - (7) lassen sich die Wellengleichungen für das elektrische und magnetische Feld ableiten (siehe auch Alteköster2004; Salat 2010). Für *E* gilt:

$$\Delta E - \sigma\mu \frac{\partial E}{\partial t} - \varepsilon\mu \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} = 0 \tag{12}$$

Für eine linear polarisierte ebene Welle mit der Ausbreitungsrichtung *z* ergibt sich die Lösungsfunktion:

$$E(z,t) = E_o e^{-\alpha z} e^{i(\omega t - \beta z)}. \tag{13}$$

Sie beschreibt eine gedämpfte elektromagnetische Welle mit der Kreisfrequenz $\omega = 2\pi f$, der Frequenz f, dem Dämpfungsfaktor

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon'}{2}\left(\sqrt{1 + \tan^2\delta - 1}\right)} \tag{14}$$

der Ausbreitungskonstante

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon'}{2}\left(\sqrt{1 + \tan^2\delta + 1}\right)} \tag{15}$$

und dem Verlustfaktor oder der Dissipation

$$\tan\delta = \frac{\sigma' + \omega\varepsilon''}{\omega\varepsilon' + \sigma''}. \tag{16}$$

Näherungsweise lässt sich der Verlustfaktor beschreiben durch

$$\tan\delta \approx \sigma'/\omega\varepsilon' \tag{17}$$

3.1.3.2 Elektromagnetische Materialeigenschaften

Die elektrische Leitfähigkeit (σ) angegeben in [A/Vm] beschreibt die Fähigkeit eines Materials Ladung in einem elektrischen Feld zu bewegen (Neal 2004). Durch eine erhöhte elektrische Leitfähigkeit treten aufgrund starker Dispersion Energieverluste auf. Vorwiegend treten diese Verluste durch den Ladungstransport von Ionen im Wasser (z. B. in Salzwasser) sowie durch elektrochemische Prozesse mit Kationen-Austausch an Tonmineralen auf (Neal 2004), da ein erhöhter Ionengehalt auch eine höhere Leitfähigkeit und Absorption bedingt. Dies beeinflusst die Eindringtiefe der Georadarsignale.

Die Dielelektrizität beschreibt die Fähigkeit eines Stoffes sich durch ein externes elektrisches Feld zu polarisieren. Wird an einem Körper ein elektrisches Feld angelegt, so werden die beweglichen elektrischen Ladungen zunächst getrennt und bauen ein internes Feld auf, das dem äußeren Störfeld entgegenwirkt und es im Gleichgewichtsfall kompensiert. Durch die Ladungsverschiebung (Polarisation) wird Energie gespeichert, die nach dem Aufheben der äußeren Störung in Form von elektrischem Stromfluss wieder frei wird (Neal 2004).

Die Dielektrizitätszahl (ε) eines Mediums beschreibt somit dessen Fähigkeit den Polarisationsprozess zu unterstützen und ist infolgedessen ein Maß für die Fähigkeit des jeweiligen Materials, elektrische Energie zu speichern (Annan 2009; Sirgurdsson 1993). Die Dielektrizitätszahl (ε) wird in der Einheit Farad pro Meter [F/m] angegeben und ist zum Teil frequenzabhängig (Alteköster 2004; Neal 2004).

In einem Medium wie z. B. dem Untergrundgestein verringert sich die Geschwindigkeit abhängig von der relativen Dielektrizitätszahl (ε_r) und der relativen Permeabilitätszahl (μ_r) des Materials. Die relative Permeabilitätszahl (μ_r) beschreibt die Durchlässigkeit von Materie für magnetische Felder. Für die meisten geologischen Materialien nimmt man für die relative magnetische Permeabilität einen Wert von 1 an (Topp et al. 1980). Bei Gesteinen mit einem sehr hohen Gehalt an ferromagnetischen Mineralen (Magnetit, Hämatit, Limonit etc.) wie zum Beispiel Magmatite und eisenreichen Sanden ist diese Annahme nicht mehr uneingeschränkt gültig (Cassidy 2008). So hat man in Laborexperimenten mit Georadar-Frequenzen festgestellt, dass sowohl natürliche als auch künstliche eisenhaltige Sande einen Einfluss auf Energieverluste bezüglich der magnetischen Permeabilität haben. Nach Cassidy (2009a) müsste allerdings der Volumenanteil von Magnetit in einem Gestein mehr als 7 % betragen um einen Einfluss auf Georadarmessungen auszuüben. Dies hingegen ist weitaus mehr als in den meisten Sedimentgesteinen enthalten ist. Daher wird angenommen, dass $\mu = \mu_0$ und dass $\mu_r = 1$ ist (Alteköster 2004; Blindow et al. 2005).

3.1.3.3 Ausbreitung und Geschwindigkeit elektromagnetischer Wellen im Untergrund

Elektromagnetische Wellen breiten sich mit einer bestimmten Geschwindigkeit aus, die primär durch die elektromagnetischen Materialeigenschaften bestimmt wird. Die Geschwindigkeit ist folglich je nach Art des Materials unterschiedlich. Das Zeitintervall zwischen Senden, Reflexion und Empfangen wird als Zwei-Wege-Laufzeit (TWT = *two-way travel time*) bezeichnet und in der Einheit Nanosekunden (ns) angegeben wobei 1 ns $= 10^{-9}$ s sind. Die Geschwindigkeit für elektromagnetische Wellen wird demzufolge in Meter pro Nanosekunde [m/ns] angegeben. Ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen im Untergrund bekannt, kann anhand der Signallaufzeit die Tiefe der Grenzschicht respektive des Reflektors bestimmt werden.

Aus einem Radargramm kann die Ausbreitungsgeschwindigkeit sowohl mit Hilfe von CMP-Messungen als auch durch Diffraktionshyperbeln (siehe Kapitel 3.2.5.5) bestimmt werden, deren Form von der Tiefenlage des Reflektors und von der Geschwindigkeit im darüber liegenden Medium abhängt.

Im Vakuum ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle durch die Lichtgeschwindigkeit gegeben. So besteht zwischen der Permeabilität (μ_0), der Permittivität des Vakuums (ε_0) und der Vakuumlichtgeschwindigkeit (c_0) folgender Zusammenhang:

$$c_0 = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \cdot \varepsilon_0}} \tag{18}$$

Daraus ergibt sich die Lichtgeschwindigkeit im Vakuum von $c_0 = 2{,}998 \times 10^8$ m/s

Die Geschwindigkeit (v) einer elektromagnetischen Welle ist eine Funktion ihrer Frequenz (f), der Lichtgeschwindigkeit im Vakuum (c_0), der relativen Dielektrizitätszahl (ε_r) des entsprechenden Materials, der relativen magnetischen Permeabilität (μ_r) (auch materialabhängige Permeabilitätszahl) und der Leitfähigkeit (σ). Sie ist definiert als:

$$v = \frac{c_0}{\sqrt{\varepsilon_r \mu_r \frac{1+\sqrt{1+(\sigma/\omega\varepsilon)^2}}{2}}} \tag{19}$$

Wobei $\sigma/\omega\varepsilon$ einem Verlustfaktor mit der Kreisfrequenz $\omega = 2\pi f$ entspricht (Neal 2004). Der Verlustfaktor $\sigma/\omega\varepsilon$ ist proportional zur Leitfähigkeit und umgekehrt proportional zur Frequenz (Kreisfrequenz). Demzufolge sind Geschwindigkeit und Absorption der elektromagnetischen Wellen nahezu frequenzunabhängig, wenn $\sigma/\omega\varepsilon < 0{,}5$. Aber wenn $\sigma/\omega\varepsilon > 2$ treten Dispersionserscheinungen auf und der Energietransport findet vorwiegend durch Diffusion statt, was zu Energieverlust führt (Blindow et al. 2005). In verlustarmen Materialien, wie z. B. reinen Sanden (ohne Eisenoxide oder Tone) und Kiesen, ist der Einfluss von σ auf den GPR-Frequenzbereich minimal und man nimmt an, dass $\sigma/\omega\varepsilon \approx 0$ (Neal 2004). Wenn aufgrund des wenig bekannten Einflusses magnetischer Reaktionen ebenfalls die Annahme $\mu_r = 1$ gilt, kann die Gleichung (12) wie folgt vereinfacht werden (Neal 2004):

$$v = \frac{c_0}{\sqrt{\varepsilon_r}} \tag{20}$$

Näherungswerte für die Leitfähigkeit (σ), die relative Dielektrizitätskonstante (ε_r), die Dämpfung (a) und die Ausbreitungsgeschwindigkeit (v) der elektromagnetischen Wellen in unterschiedlichen Materialien sind in Tabelle 1 verzeichnet. Durch eigene Messungen ermittelte Werte für die Ausbreitungsgeschwindigkeit (v) der elektromagnetischen Welle in häufig vorkommenden Materialien der Untersuchungsgebiete auf Sylt und Amrum sind in Tabelle 2 zusammengefasst.

Material	ε_r	σ [mS/m]	v [m/ns]	α [dB/m]
Luft	1	0	0,2998	0
destilliertes Wasser	80	0,01	0,033	0,002
Süßwasser	80	0,5	0,033	0,1
Meerwasser	80	30.000	0,01	1.000
Eis	3 - 4	0,01	0,16	0,01
Kies (trocken)	3,5 - 6,5	0,007 -0,06	0,09 - 0,13	0,01 - 0,1
Kies (gesättigt)	15,5 - 17,5	0,7 - 9	0,06	0,03 - 0,5
Sand (trocken)	2,55 - 7,5	0,01	0,1 - 0,2	0,01 - 0,14
Sand (gesättigt)	20 - 31,6	0,1 - 1	0,05 - 0,08	0,03 - 0,5
Silt (trocken)	2,5 - 5	1 - 100	0,09 - 0,12	1 - 300
Silt (gesättigt)	22 - 30	100	0,05 - 0,07	1 - 300
Ton (trocken)	2,5 - 5	2 - 20	0,09 - 0,12	0,28 - 300
Ton (gesättigt)	15 - 40	20	0,05 - 0,07	0,28 - 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
Torf (ohne Salz)	57 - 80	< 40	0,03 - 0,06	0,3
trockenes Salz	≈ 6	0,001 - 0,1	0,125	0,01 - 1
Öl, Asphalt	2 - 3	0,01	0,19	0,01

Tab. 3.1: *Näherungswerte für die Leitfähigkeit (σ), die relative Dielektrizitätskonstante (ε_r) die Dämpfung (α) und die Ausbreitungsgeschwindigkeit (v) der elektromagnetischen Welle für unterschiedliche Materialien bei 100 MHz. Quelle: in Anlehnung an* Annan *(2001);* Blindow *et al. (2005);* Davis & Annan *(1989) und* Lindhorst *(2008).*

Material	*v* [m/ns]
Dünensand (trockener Sand) (oberhalb des Grundwasserspiegels)	0,09 - 0,15
Strandsand, Sandwatt (wassergesättigt) (unterhalb des Grundwasserspiegels)	0,06 - 0,09
Grobsand + Kies (wassergesättigt)	0,06 - 0,08
Klei, Salzwiese (wassergesättigt)	0,03 - 0,06
Torf (salzhaltig)	0,01 - 0,04
Geschiebemergel, Moräne	0,04 - 0,08

Tab. 3.2: *Werte für die Ausbreitungsgeschwindigkeit (v) der elektromagnetischen Wellen in den unterschiedlichen im Untersuchungsgebiet vorkommenden Materialien und Gesteinen basierend auf eigenen GPR-Messungen mit den Antennenfrequenzen: 100 MHz, 200 MHz und 400 MHz. Die Bezeichnung „wassergesättigt" bezieht sich ausschließlich auf die Wassersättigung durch Grund- und Süßwasser.*

Trifft die elektromagnetische Welle auf eine Grenzfläche zwischen zwei Medien (Medium 1 und Medium 2) mit unterschiedlichen elektromagnetischen Eigenschaften (elektrische Leitfähigkeit σ, dielektrische Permittivität ε, magnetische Permeabilität μ) wird sie zum Teil reflektiert (Blindow et al. 2005). Die Größe bzw. Intensität des reflektierten Anteils wird durch die Amplitude aufgezeichnet und durch den Reflexionskoeffizienten (R) bestimmt (Blindow et al. 2005; Salat 2010). In verlustarmen Medien gilt:

$$R = \frac{\sqrt{\varepsilon_{r2}} - \sqrt{\varepsilon_{r1}}}{\sqrt{\varepsilon_{r2}} + \sqrt{\varepsilon_{r1}}} \tag{19}$$

Dabei sind ε_{r1} und ε_{r2} die unterschiedlichen relativen Dielektrizitätszahlen der beiden Medien 1 und 2. Anstelle der Dielektrizitätskonstanten können auch die jeweiligen Geschwindigkeiten v_1 und v_2 eingesetzt werden (Blindow et al. 2005).

$$R = \frac{v_2 - v_1}{v_2 +_1} \tag{20}$$

Der Reflexionskoeffizient liegt immer im Bereich zwischen +1 und -1 (Neal 2004).

3.1.3.4 Luft- und Bodenwelle

Entlang der Grenzfläche von Luft und Boden laufen zwei direkte Wellen, die sich mit unterschiedlichen Phasengeschwindigkeiten und Amplituden ausbreiten. Dies sind die Luftwelle und die Bodenwelle. Beide sind nur scheinbare Reflexionen die auf keine Änderungen der Materialeigenschaften des Untergrundes zurückzuführen sind (Blindow et al. 2005).

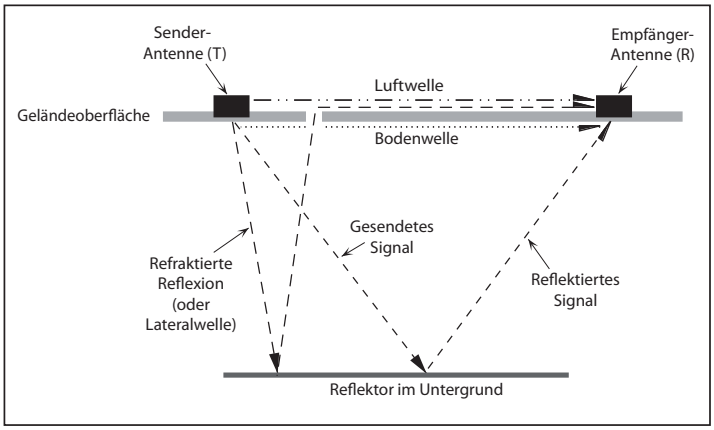


Abb. 3.2: *Schematische Darstellung zum Verlauf der direkten Luft- und Bodenwelle von der Sender-Antenne zur Empfänger-Antenne bei bistatischer Georadarantennenanordnung. Quelle: verändert nach Neal (2004) und van der Kruk et al. (1999).*

Das erste Signal, das die Empfangsantenne erreicht ist die Luftwelle, die auf direkten Weg zwischen Senderantenne und Empfangsantenne verläuft (Abb. 3.2). Da sich die Luftwelle mit der größtmöglichen Geschwindigkeit elektromagnetsicher Wellen, der Vakuumlichtgeschwindigkeit (c_0=0,2998 m ns^{-1}) ausbreitet, kann man über sie den zeitlichen Nullpunkt der Georadarmessung festlegen (Blindow et al. 2005). Die Definition des Nullzeitpunktes ist Bestandteil des Bearbeitungsverfahrens (vgl. Kapitel 3.2.5.1). Als zweites Signal erreicht die Bodenwelle den Empfänger (Abb. 3.2). Sie läuft direkt durch den Boden zwischen der Sender- und der Empfangsantenne (Neal 2004). Durch die Bodenwelle kann die Ausbreitungsgeschwindigkeit an der Erdoberfläche bzw. innerhalb der obersten Schicht ermittelt werden (van der Kruk et al. 1999). Luft- und Bodenwelle können im Verlauf des *Processing*s durch die Anwendung von speziellen Filtern und Funktionen erfolgreich aus den Radargrammen entfernt werden (siehe Kapitel 3.2.5).

3.1.3.5 Vertikale und horizontale Auflösung

Ob Georadarmessungen als Methode für eine definierte Fragestellung geeignet sind, wird in erster Linie durch die Auflösung bestimmt. Daher ist die Auflösung besonders für die Interpretation von GPR-Daten im sedimentologischen Kontext von großer Bedeutung und definiert den Maßstab der Sedimentstrukturen, die mittels Georadar erfasst und untersucht werden können.

Als Auflösung bezeichnet man in Anlehnung an die Gesetze der Optik (Rayleigh-Kriterium) den kleinsten Abstand unter dem zwei Objekte noch als getrennt wahrgenommen werden können. So wird die Auflösung sowohl über die Fähigkeit die räumliche oder zeitliche Position eines Reflektors zu bestimmen als auch über die Fähigkeit zwischen zwei dicht beieinander liegenden Impulsen zu unterscheiden definiert (Knapp 1990; Neal 2004). Bei Reflexionsmethoden unterscheidet man zwischen vertikaler und horizontaler Auflösung (Annan 2009; Knapp 1990).

Die vertikale Auflösung, als der kleinste Abstand unter dem zwei übereinander liegende Objekte gerade noch zu unterscheiden sind (Neal 2004), wird im Allgemeinen durch die Wellenlänge (λ) kontrolliert (Knapp 1990).

Die Wellenlänge errechnet sich aus der Wellengeschwindigkeit (*v*) und der Frequenz (*f*):

$$\lambda = \frac{v}{f} \tag{21}$$

Aus Gleichung (21) geht hervor, dass mit Erhöhung der Frequenz (*f*) die Wellenlänge (*λ*) kleiner wird und die vertikale Auflösung mit kürzerer Wellenlänge zunimmt. Eine hohe vertikale Auflösung kann durch den Einsatz einer Antenne aus dem höheren Frequenzbereich erreicht werden. Dabei liegt die Frequenz des ausgesendeten Signals der Mittenfrequenz (f_m) in der Regel über der Frequenz des empfangenen Signals. Für eine realistische Einschätzung der Auflösung sollte nach (Neal 2004) immer der durchschnittliche Wert der empfangenen Frequenz herangezogen werden.

Oft kann zwischen zwei zeitlich dicht aufeinander folgenden Impulsen nicht immer genau unterschieden werden. Die Reflexionen eines Signals können entweder gleichzeitig beim Empfänger ankommen, sich überlappen oder deutlich voneinander getrennt werden.

Kommen zwei reflektierte Impulse gleichzeitig beim Empfänger an, werden sie als nur ein einziger Impuls registriert und kennzeichnen einen Reflektor mit stärkerer Amplitude (Annan 2009). Es wird allgemein angenommen, dass zwei Reflexionsereignisse am besten voneinander unterschieden werden können, wenn sie durch ein Viertel ihrer Wellenlänge getrennt sind (Neal 2004; Sheriff 1977). Liegen sie dichter beieinander, so werden sie als eine einzelne Reflexion interpretiert (Annan 2001). Allerdings kann nach Untersuchungen von Widess (1973) in qualitativ sehr hochwertigen Daten noch ein Abstand von bis zu 1/8 der Wellenlänge wahrgenommen werden.

Die vertikale Auflösung ist somit gerade für eine sedimentologische Interpretationen von GPR-Daten von zentraler Bedeutung, da sie den Maßstab definiert indem übereinander liegende Reflektoren als voneinander getrennte Schichten wahrgenommen werden. Insbesondere bestimmt die Auflösung ob einzelne „*laminae*“, „*laminasets*“, „*beds*“ oder „*bedsets*“ (Campbell 1967; McKee & Weir 1953) im Radargramm als einzelne Reflektoren abgebildet werden (Neal 2004). So erzielten Neal et al. (2002b) und Neal et al. (2003) auf grobklastischem Untergrund mit einer 900 MHz Antenne (empfangene Frequenz 535 - 720 MHz) eine Auflösung von 0,02 - 0,08 m. In Neal et al. (2002a) wurde mittels einer 450 MHz Antenne (empfangene Frequenz 380 - 405 MHz) eine Auflösung von 0,08 m erreicht. Einzelne „*laminae*“ als kleinste stratigraphische Einheit (Campbell 1967) mit einer Mächtigkeit von <0,01 m (McKee & Weir 1953) können daher nur bedingt mit Georadarmessungen von sehr hoher Frequenz erfasst werden. „*Laminasets*“, „*beds*“ und „*bedsets*“ werden dagegen nach Neal (2004) in GPR-Daten sehr gut aufgelöst. *Laminasets* bestehen aus einer Serie gleicher *laminae*. *Beds* werden als Schichten definiert, die eine generelle Schichtung und Lagerung zeigen (Campbell 1967). *Bedsets* setzen sich aus mehreren übereinander lagernden vergleichbaren *Beds* zusammen (Campbell 1967).

Die horizontale Auflösung wird bestimmt durch die Breite der Fresnelzone (z. B. Knapp 1991; Neal 2004; van Heteren et al. 1998). Die Fresnelzone kennzeichnet den Bereich zwischen Sender und Empfänger. Die Breite der Fresnelzone ist eine Funktion der Wellenlänge und der Tiefe eines bestimmten Reflektors (Reynolds 2011; Sheriff 1977). Die abgestrahlte Energie dehnt sich mit Ausbreitung in die Tiefe auch lateral aus, sodass die horizontale Auflösung mit zunehmender Tiefe abnimmt (Neal 2004).

Der vom Radarsignal erfasste Bereich einer Fläche im Untergrund wird als „*radar footprint*" bezeichnet. Mit Hilfe der Gleichung 22 kann nach Neal (2004) die ungefähre Größe des *radar footprints* (*A*) in einer gegebenen Tiefe (*D)* abgeschätzt werden, wenn die Wellenlänge (*λ)* und die durchschnittliche relative Dielektrizitätszahl zur Tiefe (*K*) bekannt sind:

$$A = \frac{\lambda}{4} + \frac{D}{\sqrt{K-1}} \tag{22}$$

Objekte, deren horizontale Ausdehnung etwa der Fläche des *radar footprints* entsprechen, können verglichen mit kleineren Objekten besser detektiert werden, da der Anteil der von ihnen reflektierten Energie größer ist (Alteköster 2004). Stimmt die horizontale Objektausdehnung mindestens mit dem Ausmaß der durch die Mittenfrequenz der Antenne bestimmten Fresnelzone überein, erhält man ein starkes, zeitlich und räumlich kohärentes Reflexionssignal. Dies führt zu dem Schluss, dass der laterale Mindestabstand zweier aneinander grenzender Objekte mindestens der Ausdehnung der Fresnelzone entsprechen muss, damit sie noch getrennt wahrgenommen werden können (Alteköster 2004).

Die horizontale Auflösung hängt ferner von der Distanz der Antenne zum Reflektor ab (Annan 2009). Hinsichtlich der lateralen Auflösung sollte außerdem der horizontale Abstand (*trace spacing*) zwischen den Messspuren eines Georadar-Profils berücksichtigt werden (Neal 2004). Der horizontale Abstand ergibt sich aus der sogenannten „*step size*", die während der Datenaufnahme im Gelände durch die Parametereinstellung „*samples/scan*" (vgl. Kapitel 3.2.2) so festgelegt wurde, dass die sedimentologischen Strukturen des Untergrundes adäquat im Radargramm dargestellt wurden. Die Wahl der *step size* wird daher sowohl durch die Antennenfrequenz als auch durch die natürlichen Sedimentstrukturen bedingt. Je höher die Antennenfrequenz, desto kleiner sollte die maximale *step size* sein (Daniels 2000; Neal 2004). Testmessungen zur Wahl des Parameters *step size* haben im Vorfeld der Messungen in den Untersuchungsgebieten auf Sylt und Amrum stattgefunden.

3.2 Praktische Anwendung des Georadars im Küstenraum

Das nachfolgende Kapitel basiert größtenteils auf Inhalten aus Tillmann & Wunderlich (2012). Der Schwerpunkt des Kapitels besteht in der praktischen Anwendung der Georadar-Methode im Küstenbereich und stellt darüber hinaus in gewissem Maße eine Art Handbuch dar, das Erfahrungen, praktische Tipps und Ratschläge zur Messung, Optimierung, Bearbeitung und Auswertung von Georadar-Daten im sedimentologischen und küstenmorphologischen Kontext offeriert.

So wurde die Methode Georadar bereits vor, während und nach der Datenaufnahme immer wieder an den Forschungsgegenstand und an die Gegebenheiten im Gelände (Geologie, Hydrologie, Vegetation, Topographie) angepasst. Die Wahl von Antennenfrequenz, Aufnahmemodi und Einstellungsparametern sind für die definierte Fragestellung von entscheidender Bedeutung und wurden anhand zahlreicher eigener Testmessungen in den Untersuchungsgebieten auf Sylt und Amrum fortlaufend optimiert und angepasst. Ausschlaggebend sowohl für die maximale Erkundungstiefe als auch die Auflösung der Sedimentstrukturen im Untergrund der Untersuchungsgebiete ist die Wahl der geeigneten

Antennenfrequenz, die anhand von Antennentests diskutiert, begründet und gerechtfertigt wird. Kriterien zur Auswahl und Eingrenzung der Untersuchungsgebiete sowie die Planung und Konstruktion eines, für die Fragestellung und die morphologisch-topographischen Rahmenbedingungen in den Untersuchungsgebieten geeigneten Survey Designs werden in diesem Kapitel ebenfalls erläutert. Vorgestellt werden u.a. die durch praktische Tests evaluierten Survey Geometrien. Auf Vorteile, Probleme und Grenzen, die sich speziell aus der praktischen Anwendung der Georadar-Methode im Küstenbereich ergeben, wird am Ende de Kapitels eingegangen.

3.2.1 Antennenwahl: Auflösung versus Erkundungstiefe

Das Frequenzspektrum von Georadarantennen reicht im Allgemeinen von 10 MHz - 2 GHz (Cassidy 2009a). In der Regel werden breitbandige Antennen eingesetzt, deren Bandweite ungefähr einen Bereich umfasst, der der Mittenfrequenz (f_m) der Antenne entspricht (Annan 2009; Blindow et al. 2005). Die Antennenwahl wird dabei sowohl durch die primäre Fragestellung als auch durch die Untergrundeigenschaften beeinflusst. Die Antennenfrequenz beeinflusst sowohl die Auflösung der GPR-Daten als auch die maximale Erkundungstiefe.

Unter der maximalen Erkundungstiefe versteht man die maximale Tiefe, aus der eine Reflexion als solche noch an der Oberfläche von dem Hintergrundrauschen und von Störfeldern im Untergrund unterschieden werden (Smith & Jol 1995) bzw. ein Objekt im Untergrund detektiert werden kann (Noon et al. 1998). Neben der gewählten Antennenfrequenz wird die maximale Erkundungstiefe durch die Energie, die in den Boden abgestrahlt wird und die Materialeigenschaften des Untergrundes beschränkt.

Während der Ausbreitung der elektromagnetischen Welle in den Untergrund unterliegt diese unabhängig von Reflektoren zusätzlich einer kontinuierlichen Abschwächung (Neal 2004). Ist die Dämpfung groß, wie beispielsweise in Materialien mit einer hohen elektrischen Leitfähigkeit (z. B. Salzwasser, feuchte Tone) können in der Regel nur geringe Erkundungstiefen im Untergrund erreicht werden.

Aufgrund der kürzeren Wellenlänge besitzen hochfrequente Signale ein höheres Auflösungsvermögen. Durch Absorption und Streuung werde diese jedoch stärker beeinträchtigt, was zur Verringerung der Erkundungstiefe führt. Im Allgemeinen gilt folgender Zusammenhang zwischen Antennenfrequenz, Erkundungstiefe und Auflösung:

- Je niedriger die gewählte Antennenfrequenz, desto größer die zu erwartende Erkundungstiefe und desto schlechter ist die Auflösung (Jol et al. 2002; Jol & Bristow 2003).
- Höhere Antennenfrequenzen verbessern die Auflösung (Blindow et al. 2005; Neal 2004). Andererseits nimmt bei höheren Frequenzen die Signaldämpfung des Untergrundes zu und demzufolge die Erkundungstiefe ab (Annan 2009; Cassidy 2009b).

Die Wahl der geeigneten Georadarantenne stellt somit immer einen Kompromiss zwischen Auflösung und Erkundungstiefe dar (Tillmann & Wunderlich 2012).

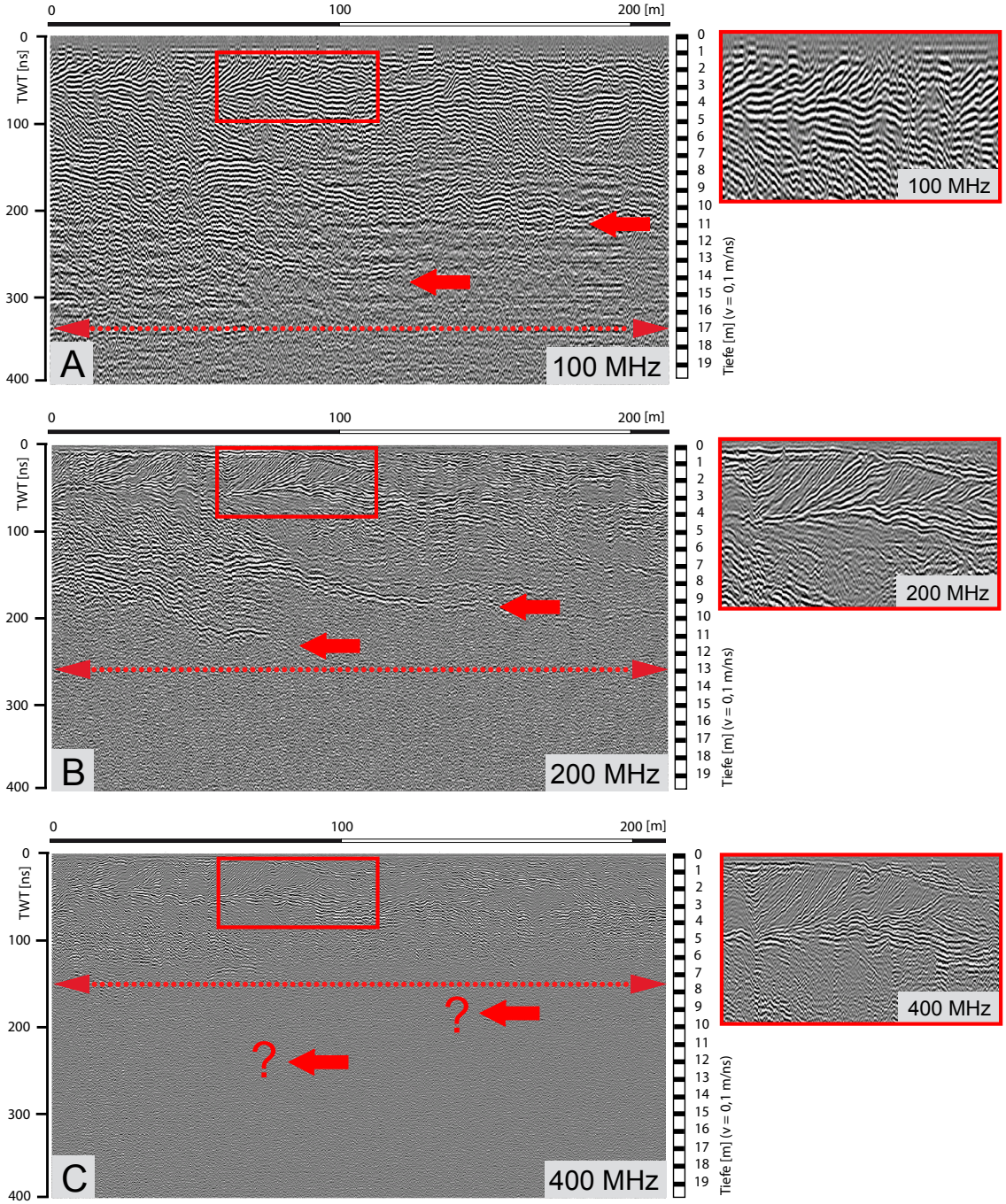


Abb. 3.3: *Antennentest-Survey im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde/Sylt. Die Position der Teststrecke innerhalb des GPR-Profils 3 ist aus Abb. 4.12 ersichtlich. A: Georadartestmessung mit einer 100 MHz Antenne. B: Georadartestmessung mit einer 200 MHz Antenne. C: Georadartestmessung mit einer 400 MHz Antenne Quelle: Tillmann & Wunderlich (2012).*

Die Daten dieser Arbeit beruhen auf Georadarmessungen mit einem Georadar SIR 2000 der Firma Geophysical Survey Systems Inc. (GSSI SIR-2000) in Kombination mit den Antennenfrequenzen 100 MHz, 200 MHz und 400 MHz. Im Vorfeld der eigentlichen Datenaufnahme im Gelände wurden daher zahlreiche Testmessungen in den jeweiligen Untersuchungsgebieten auf Sylt und Amrum durchgeführt.

Ein Beispiel für eine Testmessung zur Antennenwahl auf natürlichem Untergrund im Dünengelände auf Sylt wurde bereits in Tillmann & Wunderlich (2012) publiziert. Aufbau und Ergebnisse dieses Antennentests werden an dieser Stelle nochmals kurz zusammengefasst.

Ein Antennentest wurde wie folgt durchgeführt: Es wurde ein GPR-Transekt im Gelände mit Hilfe von dGPS Koordinaten festgelegt und nachfolgend mit unterschiedlichen Antennenfrequenzen gemessen. Alle Messungen wurden mit identischen Voreinstellungen und Eingabeparametern in einem kontinuierlichen Messmodus und mit einer monostatischen Antennenanordnung durchgeführt. Das in Abbildung 3.3 Bild A - Bild C dargestellte Test-Transekt verläuft auf einer Länge von 213 m von Norden nach Süden (zur exakten Lokalisation siehe auch Abbildung 4.12 aus Kapitel 4.3.2.1). Das erste Radargramm wurde mit einer 100 MHz Antenne (Abb. 3.3 Bild A), das zweite Radargramm mit einer 200 MHz Antenne (Abb. 3.3 Bild B) und das dritte Radargramm mit einer 400 MHz Antenne (Abb. 3.3 Bild C) gemessen.

Das Radargramm aus Bild A erreicht eine maximale Erkundungstiefe von 300 - 350 ns TWT, die in diesem Gebiet einer Tiefe von etwa 15 m - 17 m unter der Geländeoberfläche entspricht. Der Berechnung des Maßstabes wurde eine durchschnittliche Geschwindigkeit von 0,1 m/ns zugrunde gelegt. Der obere Bereich des Radargramms bis zu einer Tiefe von ca. 50 ns TWT (roter Kasten in Abbildung 3.3 Bild A) zeigt strukturell wenig definierte Reflexionsmuster, die in diesem konkreten Fall kreuzgeschichtete äolische Dünensande darstellen. Im Gegensatz zu den Profilen, die mit höheren Antennenfrequenzen gemessen wurden (Abb. 3.3 Bild B und Bild C), zeigt das Radargramm der 100 MHz Antenne die beste Erkundungstiefe. So können Reflektoren noch bis ca. 350 ns TWT deutlich als solche identifiziert werden.

Im zweiten Radargramm (Abb. 3.3 Bild B) wird eine maximale Erkundungstiefe von 200 ns - 250 ns TWT bzw. eine Tiefe von 10 m - 13 m unter der Geländeoberfläche erreicht. Die Schichtung der äolischen Sande und damit die interne Struktur der Düne ist wesentlich genauer definiert und optisch eindeutiger aufgelöst als im Radargramm aus Abbildung 3.3 Bild A.

Das Profil aus Abbildung 3.3 Bild C, gemessen mit einer 400 MHz Antenne, zeigt die beste Auflösung. Besonders die Dünenschichtung im oberen Bereich des Radargramms ist klar und deutlich erkennbar. In diesem Gebiet eignet sich die 400 MHz Antenne besonders für Studien, die oberflächennahe und hochauflösende Sedimentstrukturen im Bereich der rezenten Dünen zum Forschungsgegenstand haben. Der entscheidende Nachteil der Radargramme der 400 MHz Antennenfrequenz ist im Vergleich zu den Radarmessungen mit einer 100 MHz und 200 MHz Frequenz (Abb. 3.3 Bild A und Bild B) die geringere Erkundungstiefe. Diese entspricht an gemessener Stelle maximal 100 ns - 140 ns TWT und erreicht so lediglich Tiefen von 5 m - 7 m unter der Geländeoberfläche.

Betrachtet man die Radargramme, die mit einer 100 MHz und einer 200 MHz Antenne aufgenommen wurden (Abb. 3.3 Bild A und Bild B), so wird deutlich, dass im Bereich zwischen 100 ns - 250 ns TWT zwei Hauptreflektoren verlaufen, die in der Realität sedimentären Hauptstrukturen entsprechen und für die Interpretation wichtige Erosionsdiskordanzen (siehe. Kapitel 4) darstellen. Diese Strukturen konnten aufgrund der erhöhten Dämpfung bei der hochfrequenten 400 MHz Antenne im Radargramm (Abb. 3.3 Bild C) nicht mehr erfasst werden. Das Beispiel zeigt, dass Georadarmessungen, basierend auf nur einem Antennenspektrum, leicht zu unvollständiger Datenaufnahme führen können. Für eine umfassende geologisch-sedimentologische Bestandsaufnahme und Untersuchung ist demzufolge essentiell, die Summe aller im Untersuchungsgebiet vertretenen sedimentären Strukturen zu betrachten und diese hinsichtlich bestimmter Kriterien (Verlauf, Einfallswinkel, Tiefe etc.) zu analysieren.

Aus diesem Grunde wurde die Wahl der optimalen Antennenfrequenz regelmäßig auf die jeweilige Fragestellung und die Untergrundeigenschaften in den einzelnen Untersuchungsgebieten auf Sylt und Amrum angepasst.

Eine 100 MHz Antenne wurde primär verwendet, um den Verlauf, die Geometrie und Ausdehnung sedimentärer Großstrukturen im tieferen Untergrund zu verfolgen und deren räumliche Ausdehnung (Einfalls- und Streichrichtung) und Kontinuität zu analysieren.

Eine 400 MHz Antenne wurde insbesondere für Fragestellungen eingesetzt, die eine hohe Auflösung innerhalb der oberen 1 - 5 Meter Tiefe erforderten. Sie erwies sich daher speziell in Bezug auf rezente oberflächennahe geomorphologische Formen wie Inseldünen und *washover*-Strukturen als sinnvoll. Auf diese Weise wurde die interne äolische Schichtung der Dünenfazies im Detail analysiert. Die sedimentäre Struktur gegenwärtiger *washover*-Strukturen konnte im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde/Süd-Sylt ebenfalls mittels einer 400 MHz Antenne näher definiert werden. Auch in küstennahen Bereichen, die aufgrund des Salzwassereinflusses eine erhöhte Dämpfung aufweisen, wurden mittels einer 400 MHz Antenne gute Ergebnisse erzielt. Im Strandbereich und auf rezenten Salzwiesen konnten dadurch zumindest die oberen 50 - 80 cm erfasst werden.

Den besten Kompromiss zwischen Auflösung und Erkundungstiefe stellte in den Untersuchungsgebieten die 200 MHz Georadarantenne dar. Sie wurde daher für die Messungen bevorzugt. Wie das Beispiel (Abb. 3.3 Bild B) zeigt, wurden mit der 200 MHz Antenne sowohl tiefere Reflektoren erfasst als auch eine für die Interpretation zufriedenstellende Auflösung erreicht.

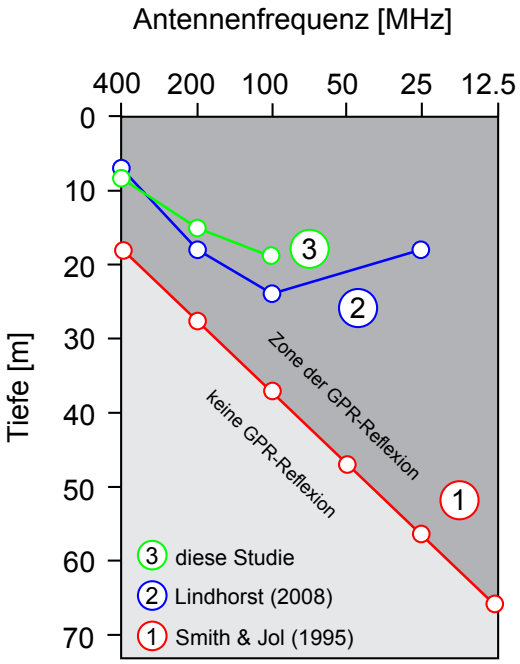


Abb. 3.4: *Beziehung zwischen Antennenfrequenz und maximaler Erkundungstiefe in siliziklastischen Lockersedimenten. Die rote Gerade entspricht einer linearen Beziehung zwischen Antennenfrequenz und maximaler Erkundungstiefe und bezieht sich auf Untersuchungen von* Smith & Jol *(1995) in trockenen unkonsolidierten Quarzsanden. Der blaue Graph gibt die maximalen Erkundungstiefen auf Barriereinseln der Nordsee von* Lindhorst *(2008) wieder. Die Werte der grünen Linie entsprechen der maximalen Erkundungstiefen innerhalb der in dieser Studie genannten Untersuchungsgebiete auf den Inseln Sylt und Amrum. Die maximalen Erkundungstiefen für die entsprechenden Antennenfrequenzen von* Smith & Jol *(1995) wurden weder von* Lindhorst *(2008) noch in dieser Arbeit innerhalb der Untersuchungsgebiete auf Sylt und Amrum erreicht.*

In einer Studie bewiesen Smith & Jol (1995) einen linearen Zusammenhang zwischen der Antennenfrequenz und der maximalen Eindringtiefe. Sie ermittelten die maximal mögliche Erkundungstiefe für Georadarmessungen in trockenen, homogenen, siliziklastischen Lockersedimenten aus dem Quartär (Abb. 3.4). Lindhorst (2008) ergänzt die Studie von Smith & Jol (1995) und gibt maximale Erkundungstiefen auf den Nordseeinseln an. Ein besonderer Schwerpunkt der GPR-Messungen von Lindhorst (2008) lag im Norden der Insel Sylt.

Die Werte von Smith & Jol (1995) und Lindhorst (2008) werden in dieser Studie ergänzt (Abb. 3.4). So wurde die maximale Erkundungstiefe für die Antennenfrequenzen 100 MHz, 200 MHz und 400 MHz in den einzelnen Untersuchungsgebieten auf Sylt und Amrum ermittelt und in Abbildung 3.4 graphisch dargestellt. Die maximalen Erkundungstiefen für die entsprechenden Antennenfrequenzen von Smith & Jol (1995) wurden weder von Lindhorst (2008) in Nord-Sylt noch in dieser Arbeit innerhalb der Untersuchungsgebiete auf Sylt und Amrum erreicht. Ferner entsprechen die gemessenen Werte keiner linearen Beziehung. Im Vergleich zu Lindhorst (2008) wurden mit einer 100 MHz Antenne und einer 200 MHz Antenne insgesamt geringere Erkundungstiefen erreicht. Die gemessenen Tiefen der 400 MHz Antenne liegen jedoch knapp über denen von Lindhorst (2008) gemessenen Werten. Als mögliche Gründe für eine geringere Erkundungstiefe auf den Nordseeinseln führt Lindhorst (2008) die im Vergleich zu Smith & Jol (1995) bestehende Wassersättigung sowie einen erhöhten Silt- und Tongehalt der Sedimente an.

Das GPR-Profil des Antennentestes aus Abbildung 3.3 Bild A - Bild C wurde durch die Bohrungen 2 und 4 (siehe Kapitel 4.3.2.1) an zwei Stellen bis zu einer Tiefe von 8 Metern durchteuft (Abb. 4.12). Ein erhöhter Silt- und Tongehalt der Sedimente im Untergrund ist an dieser Stelle nicht nachzuweisen. So liegt die mittlere Korngröße im Mittelsand- bis Grobsandbereich und entspricht demnach annähernd dem Untergrundmaterial von Smith & Jol (1995). Feine Korngrößen aus der Silt- und Tonfraktion sind im Bereich der Bohrungen 2 und 4 nicht vorhanden.

Der Grundwasserspiegel befindet sich in dem Radargramm des Antennentests (Abb. 3.3 Bild A - Bild C) bei ca. 50 ns TWT. Im Liegenden des Grundwasserspiegels sind die Sedimente permanent wassergesättigt. In Übereinstimmung mit Lindhorst (2008) liegt die Abweichung der Werte für die maximale Erkundungstiefe in der effektiven Wassersättigung der siliziklatsichen Lockersedimente.

Die im Vergleich zu Lindhorst (2008) größere Erkundungstiefe der 400 MHz Antenne (Abb. 3.4) kann ebenfalls durch den Wassergehalt der Sedimente bzw. die Lage des Grundwasserspiegels erklärt werden. Befindet sich der Grundwasserspiegel im Radargramm an einer tieferen Position, so ist nur der Bereich unterhalb des Grundwasserspiegels wassergesättigt, sodass das GPR-Profil respektive der durch das Radargramm abgebildete Untergrund im Verhältnis mehr trockenes bzw. wasserungesättigtes Sediment enthält. Liegt der Grundwasserspiegel nahe der Geländeoberfläche bzw. im oberen Bereich des Radargramms, so besteht der Untergrund größtenteils aus wassergesättigten Sedimenten.

3.2.2 Geräteaufbau, Voreinstellungen und Datenaufnahme im Gelände

Ein Georadar-System setzt sich üblicherweise aus den Hauptelementen Impulsgenerator, Sender, Empfänger und Steuerungseinheit zusammen (Abb. 3.1). Antennen höherer Frequenzen (>100 MHz) werden meist geschirmt in einem Gehäuse untergebracht, um Störungen durch Reflexionen von der Seite oder von oberhalb der Antennen zu vermeiden (Annan 2009; van der Kruk et al. 1999). Daher eignen sich geschirmte Antennen besonders für Messungen im durch meist dichte und hohe Vegetation (Strandhafer, Heide) geprägten Dünengelände und wurden daher ausschließlich auf Sylt und Amrum verwendet. Bei der Durchführung einer Georadarmessung wird die Anordnung der Sende- und Empfangsantennen entweder kontinuierlich über das Profil bewegt (kontinuierliche Messung), wobei eine große horizontale

Spurdichte erreicht werden kann, oder als statische Messung von Messpunkt zu Messpunkt versetzt aufgezeichnet (vgl. Annan 2009; Neal 2004). Dabei besteht jeweils die Möglichkeit, eine Antenne zum Senden und Empfangen einzusetzen (monostatische Messung) oder mit einem Abstand zwischen Sende- und Empfangsantenne zu operieren (bistatische Messung). In Systemen mit monostatischer Antennenanordnung teilen sich Sender und Empfänger eine Antenne und befinden sich am gleichen Ort. In die Antenne ist dann ein Sende-/ Empfangsumschalter eingebaut, der permanent zwischen Senden und Empfangen hin- und her schaltet. Systeme mit bistatischer Anordnung, weisen eine räumlich voneinander getrennte Antennenanordnung auf (Jol & Bristow 2003). In GPR-Systeme sind für gewöhnlich breitbandige Dipolantennen eingebaut (Blindow et al. 2005; Daniels 2009).

An die GPR-Antennen ist eine durch ein Datenkabel portable Steuereinheit mit Monitor angeschlossen, die die empfangenen Signale aufzeichnet und speichert (Abb. 3.1). Über den Monitor werden die Messergebnisse simultan und somit in Echtzeit während der Messung als Rohdaten-Radargramm dargestellt. Dies ermöglichlicht bereits im Gelände eine ergebnisorientierte Anpassung der Messparameter. Die GPR-Rohdaten werden auf einer internen Festplatte gespeichert und später am Computer für die anschließende Datenbearbeitung und Auswertung ausgelesen.

Die Datenerhebungen in dieser Arbeit wurde mit einem Georadar SIR 2000 der Firma Geophysical Survey Systems Inc. in Kombination mit verschiedenen Antennenfrequenzen (100 MHz, 200 MHz und 400 MHz) in einem kontinuierlichen Messmodus durchgeführt. Gemessen wurde bevorzugt mit einer monostatischen (*Common-Offset*-Messungen) Antennen-Anordnung. Testmessungen mit einer bistatischen (*Common-Midpoint*-Messungen) Antennen-Anordnung (Abb. 3.5) wurden an ausgewählten Stellen zusätzlich durchgeführt.

Mit dem Georadar GSSI SIR-2000 kann in verschiedenen Mess-Modi gearbeitet werden. Bei der „*Continuous Data Collection Method*" (*Time*-Mode) wird die Antenne kontinuierlich mit einem festgelegten Zeitintervall zwischen den einzelnen Messimpulsen über die Bodenoberfläche gezogen. Dieser Messmodus ist nur bei konstanter Geschwindigkeit (z. B. durch ein Fahrzeug) geeignet und erwies sich deshalb für die Messungen im Dünengelände von Sylt und Amrum als ungeeignet. Laut Jol & Bristow (2003) findet dieser Modus vor allem zur geschwindigkeitskontrollierten und großflächigen Detektion im Straßenbau seinen Einsatz.

Die „*point-by-point*"-Methode oder „*Discrete Data Point Data Collection Method*" eignet sich nur für bestimmte Situationen. Dieser Arbeitsmodus erfordert eine schrittweise Fortbewegung während der Datenaufnahme und ein festgelegtes Zeitintervall zwischen jeder Messung. Aufgrund des erhöhten Zeitaufwandes erwies sich dieser Messmodus für längere GPR-Profile ebenfalls als ungeeignet.

Für die nachfolgenden Messungen wurde die „*Survey Wheel Controlled Data Collection Method*" (*Distance-Mode*) gewählt. Diese zeichnet sich durch eine hohe Genauigkeit bei gleichzeitig praktikabler Handhabung im unwegsamen Dünengelände der Untersuchungsgebiete aus. Hierbei wird ein Laufrad (*survey wheel*) an die Antenne angeschlossen, das die Strecke des während der Messung zurückgelegten Weges und damit die Länge des Profils misst. Der Messimpuls erfolgt jeweils nach einem festgelegten Weg-Intervall, das durch das Laufrad gesteuert und als „*trace increment*" bezeichnet wird. Der Wert für das *trace increment* wurde grundsätzlich sehr klein gewählt um eine hohe Datendichte und Datenqualität zu gewährleisten. In Anlehnung an gängige Benutzereinstellungen aus Geophysical Survey Systems (2001) wurde für Messungen mit einer 200 MHz Antenne für das *trace increment* ein Wert von 0,05 m gewählt. Die Definition eines *trace increments* garantiert, dass ausschließlich in

Bewegung ein Signal gesendet wird und sich die Signale nicht überdecken. Die Kalibrierung des Messrades erfolgte zu Beginn jedes Messtages auf einer geraden und ebenen Teststrecke mit einer definierten Länge von 100 Metern.

Hinsichtlich der Georadar-Datenaufnahme wird hauptsächlich zwischen *Common Offset*-Messungen und *Common Midpoint*-Messungen (CMP-Messungen) (Abb. 3.5) unterschieden (vgl. Annan 2009; Neal 2004; van der Kruk et al. 1999). Georadarmessungen in Bezug auf sedimentologische Fragestellungen werden in der Regel im *Common-Offset*-Verfahren durchgeführt (Jol & Bristow 2003). Dabei gibt der sog. *„offset"* die Entfernung zwischen Sende- und Empfangsantenne wieder, die während der Messung konstant bleibt (van der Kruk et al. 1999). Mit einer monostatischen Antennenanordnung ist ausschließlich die Erkundung im *Common-Offset*-Verfahren möglich.

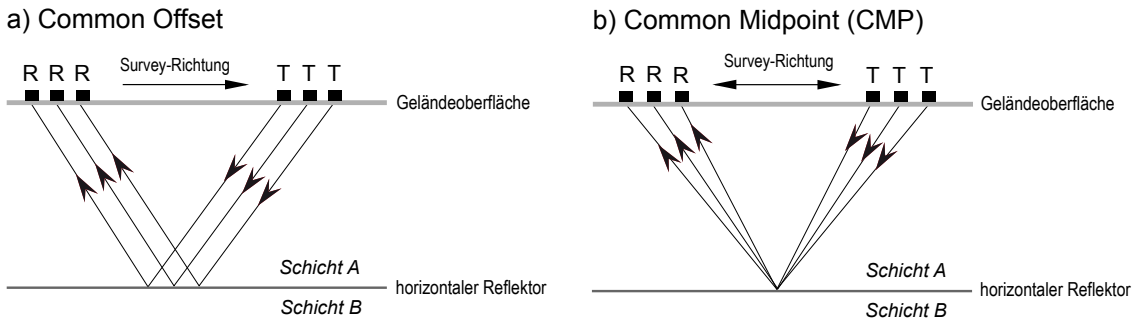


Abb. 3.5: *Vergleich von Common-Offset- und Common-Midpoint-Georadarmessungen. a) Bei der Common-Offset-Messung bleibt der Abstand zwischen der Sender-Antenne (T) und der Empfänger-Antenne (R) konstant. b) Bei der Common-Midpoint-Messungen wird der Abstand zwischen der Sender-Antenne (T) und der Empfänger-Antenne (R) schrittweise um einen definierten Abstand vergrößert. Quelle: verändert nach Neal (2004) und van der Kruk (1999).*

Bistatische Antennenkonfigurationen lassen auch Messungen im *Common-Midpoint*-Verfahren zu (Abb. 3.5). Dabei wird der *offset* zwischen Sende- und Empfangsantenne schrittweise um einen definierten Abstand vergrößert (Neal 2004). Durch CMP-Messungen können wichtige Zusatzinformationen wie beispielsweise die Ausbreitungsgeschwindigkeit des Signals im Untergrundmaterial gewonnen werden (Annan 2009; van der Kruk et al. 1999). Mit Hilfe der Ausbreitungsgeschwindigkeit kann eine Tiefenbestimmung durchgeführt werden (Jol & Bristow 2003). Das aus CMP-Messungen abgeleitete Geschwindigkeitsmodell ist für die anschließende Datenbearbeitung (z. B. Migration) und die Interpretation von großer Bedeutung. CMP-Messungen setzten jedoch im Allgemeinen das Vorhandensein eines durchgehenden horizontalen Reflektors im Untergrund und eine ebene Topographie voraus (Jol & Bristow 2009; Neal 2004).

In den Untersuchungsgebieten wurde der Grundwasserspiegel als durchgehender horizontaler Reflektor herangezogen. Allerdings konnte auf diese Weise nur die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Radarwellen im Bereich der trockenen Sande oberhalb des Grundwasserspiegels näher definiert werden. In einigen Gebieten auf Sylt (Rantum Baakdeel) konnten an einigen Stellen zusätzliche CMP-Messungen durchgeführt werden, die sich auf eine durchgehende, nahezu söhlig lagernde Tonschicht (Mischwatt) als horizontalen Reflektor im Untergrund bezogen. An einigen Stellen konnte auch die

Oberkante der im Untergrund anstehenden Geest herangezogen werden, die allerdings nicht immer ganz horizontal verläuft. Da horizontale Reflektoren in tieferen Bereichen etwa zwischen 100 - 400 ns fehlten, ist die Tiefenbestimmung in diesen Bereichen nur unzureichend durch CMP-Messungen erfasst worden. Daher wurde für jedes Radargramm eine zusätzliche Tiefenanalyse basierend auf Diffraktionshyperbeln durchgeführt (Kapitel 3.2.5.5) und mit Hilfe von Bohrungen korreliert.

Voreinstellungen

Für die Messungen mit einem Georadar SIR 2000 (GSSI SIR-2000) wurden im Vorfeld folgende Einstellungen und Messparameter festgelegt. Durch Filter-Einstellungen konnten sehr hohe und niedrige Frequenzbereiche bereits während der Messung herausgefiltert werden. Auf diese Weise wurden nieder- und hochfrequente Signale, die nicht im Bereich der Mittenfrequenz der Antenne liegen, aber trotzdem empfangen werden (z. B. durch äußere Einflüsse, Mobiltelefone, Funkstationen, etc.), bereits im Vorfeld eliminiert.

Für Georadarmessungen mit einer 200 MHz Antenne wurde der Hochpassfilter auf 10 - 30 MHz und der Tiefpassfilter auf 500 - 700 MHz gesetzt. Die Messungen mit einer 100 MHz Antenne wurden ebenfalls mit einem Hochpassfilter von 10 - 30 MHz durchgeführt. Der Tiefpassfilter wurde auf 400 - 600 MHz herabgesetzt. Für Messungen mit einer 400 MHz Antenne wurden ein Hochpassfilter von 20 - 50 MHz und ein Tiefpassfilter von 700 MHz gewählt.

Der Parameter *range* gibt das Zeitfenster bzw. die Dauer der Aufzeichnung eines reflektierten Signals in Nanosekunden TWT wieder. Dieser wurde in Abhängigkeit von der zu erwartenden Erkundungstiefe gemäß der Beschaffenheit des Untergrundes und der Fragestellung der Untersuchung gewählt. Für jedes Untersuchungsgebiet wurde anhand von Testmessungen der optimale Wert für den *range* bestimmt. Nach Empfehlung von Annan (2001) wurde das Zeitfenster um ein Drittel größer gewählt als die in den Rohdaten durch Reflexionen erkennbare maximale Erkundungstiefe. Der Beginn der Datenaufzeichnung ist durch die Einstellung *position* geregelt und wurde so gesetzt, dass sowohl die Luft- als auch die Bodenwelle vollständig erfasst wurden.

Anhand der *gain*-Funktion konnte die mit zunehmender Tiefe stärker werdende Signalabschwächung kompensiert werden, sodass bereits während der Messungen im Gelände Reflexionen auf dem Monitor sichtbar waren. Je nach Untersuchungsgebiet und Untergrundbedingungen wurden zwischen 3 und 5 *gain*-Punkte festgelegt. Der voreingestellte Wert für den Parameter *gain* wurde ausschließlich zur optischen Verstärkung der Rohdaten während der Geländemessung genutzt und anschließend im Rahmen der Datenbearbeitung wieder entfernt (Kapitel 3.2.5.1) um eine Vergleichbarkeit der Daten zu gewährleisten.

Durch den Parameter *samples/scan* wird die Anzahl von Signalimpulsen festgelegt. (Geophysical Survey Systems 2001). Es wurde je nach Untersuchungsgebiet und Georadarantenne sowohl mit der Einstellung 1048 *samples/scan* als auch mit dem Wert 2048 *samples/scan* gemessen. Für die Parameter *bits/sample* und *scans/seconds* wurde gleichzeitig der Wert 16 und für die Einstellung *scans/seconds* die Werte 16 oder 24 festgelegt. Die Parametereinstellung *scans/second* gibt an, wie oft das Georadar in der Sekunde sendet und empfängt und hat somit Einfluss auf den Messpunkteabstand. Das *trace increment* wurde durch das Laufrad kontrolliert. Nach gängigen Benutzereinstellungen (Geophysical Survey Systems 2001) wurde ein Wert von 0,05 m gewählt.

3.2.3 Survey Design und Survey Geometrie

Da der größte Teil der Untersuchungsgebiete auf Sylt und Amrum unter Naturschutz steht, durften die Flächen des Nationalparks Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer nur zu bestimmten Zeiten mit einer im Vorfeld beantragten Sondergenehmigung betreten werden. Aus diesem Grund kam der Evaluation der Untersuchungsgebiete und der detaillierten Planung der Georadar Transekte und Bohrungen im Vorfeld eine besondere Bedeutung zu.

Auf der Basis eingehender Analyse von Luftbildserien der Inseln Sylt und Amrum wurden die Gebiete für die Geländeuntersuchungen näher definiert. Ferner konnten bei der Auswahl und Eingrenzung der Untersuchungsgebiete auf Sylt die Vorarbeiten von Tillmann (2006) und Tillmann (2007) herangezogen werden. Als Kriterien für die Auswahl der zu messenden GPR-Profile, wurden neben Geologie, Morphologie, Topographie auch logistische Gesichtspunkte wie die Zugänglichkeit des Geländes beachtet.

Die Topographie des Geländes schränkt die Einsatzmöglichkeiten des Georadars ein. Steile Hänge und starke Höhenwechsel entlang der GPR-Messlinie können Verzerrungen und Artefakte im Radargramm hervorrufen (Tillmann & Wunderlich 2012) und wurden daher weitestgehend vermieden. Heutige Dünentäler und topographisch flache Bereiche zwischen den einzelnen Dünenkomplexen ermöglichen präzise Georadarmessungen. Ferner musste bereits im Vorfeld sichergestellt sein, dass kein stehendes Grundwasser die Georadarmessungen in den Dünentälern behindern und somit die einzelnen Profile unterbrechen würde.

Detaillierte Angaben zur Survey Geometrie und dem Survey Design von Georadarmessungen im Küstenbereich finden sich in Tillmann & Wunderlich (2012) und werden nachfolgend kurz zusammengefasst. Nach Empfehlungen von Jol & Bristow (2003) ist es sinnvoll, die Orientierung der Georadar-Profile im Bezug auf geologische Fragestellungen parallel und senkrecht zur Haupteinfallsrichtung der im Untergrund zu erwartenden Schichten zu wählen. Aufgrund von Bebauung (Gebäude, Verkehrswege), starker Topographie, dichter Vegetation und stehenden Gewässern ist dies jedoch nicht überall in den Arbeitsgebieten möglich. Zudem ist der Bereich der Küste und Barriereinseln generell durch kleinräumige Fazieswechsel gekennzeichnet, die in der Regel keine über mehrere Kilometer konstante Haupteinfallsrichtung der Schichten im Untergrund erwarten lassen.

Nach Tillmann & Wunderlich (2012) sollte bei der Wahl und Ausrichtung von Georadar-Transekten prinzipiell die Orientierung geomorphologischer Strukturen berücksichtigt und potentielle sedimentologische Strukturen wie die Streichrichtung, die Einfallsrichtung oder der Einfallswinkel aus geologischen Karten und topographischen Karten sowie Luftbildern bekannt oder zumindest annähernd voraussagbar sein. Die GPR-Messprofillinien in den Untersuchungsgebieten wurden infolgedessen größtenteils parallel oder senkrecht zur heutigen Küstenlinie bzw. küstenparallel und küstennormal angeordnet. Eine Orientierung der Transekte erfolgte zusätzlich an der heutigen Topographie des Geländes.

Um eine effektive Strategie für das jeweilige Untersuchungsgebiet zu entwickeln, wurden erste Testmessungen über eine kurze Distanz (ca. 30 -100 m) ausgeführt. Um grobe Informationen über die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle im Untergrund zu erhalten, wurden nach Empfehlungen von Jol & Bristow (2003) zu Beginn einer Messkampagne an einzelnen Standorten in den Untersuchungsgebieten CMP-Messungen durchgeführt. Zur Optimierung und Anpassung der Antennenfrequenz an die Untergrundeigenschaften und die zu erwartenden Erkundungstiefen im Untersuchungsgebiet wurden ebenfalls Tests nach

dem von Tillmann & Wunderlich (2012) vorgeschlagenen Schema (vgl. Abb. 3.3) durchgeführt. Die Wahl des optimalen Survey Designs ist wichtig für die erfolgreiche GPR-Datenaufnahme. Die GPR-Profile in den Untersuchungsgebieten auf Sylt und Amrum wurden in einem 2-dimensionalen, 2,5-dimensionalen und 3-dimensionalen Survey Design angeordnet.

Die beste Möglichkeit der Analyse und Visualisierung von Georadardaten bieten dreidimensionale Georadarmessungen (Beres et al. 1995) und sind daher für durch kleinräumige Fazieswechsel gekennzeichnete Küstenbereiche besonders geeignet (Tillmann & Wunderlich 2012). Die dreidimensionale Geländeaufnahme ermöglicht durch die Darstellung der Georadardaten, z. B. als Würfel oder als Zeitscheibe, das detaillierteste Abbild der sedimentären Strukturen und deren Einfallsrichtungen und -winkel im Untergrund (Jol & Bristow 2003). Auf diese Weise können auch kleinräumige küstenmorphologische Strukturen näher erfasst werden. Allerdings ist die dreidimensionale Datenaufnahme äußerst personal- und zeitintensiv (Lindhorst 2008; Tillmann & Wunderlich 2012). Für den großflächigen Einsatz sind sie ungeeignet und wurden daher nur an ausgewählten Standorten in den Untersuchungsgebieten durchgeführt um Informationen über Einfallswinkel, Einfallsrichtung und somit die Lage der Hauptreflektoren im Raum zu erhalten.

Dreidimensionale Georadar-Profile wurden im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde im Süden der Insel Sylt auf zwei Flächen von 15 m x 50 m und 30 m x 50 m gemessen. Die Flächen der dreidimensionalen Messungen wurden sowohl anhand von dGPS Koordinaten als auch mit Hilfe von Maßbändern eingemessen und abgesteckt. Die einzelnen GPR Transekte wurden in einem Abstand von 0,5 m gemessen und anschließend im Rahmen des *Processings* mit der Software „Reflex-Win“ (Sandmeier Scientific Software, Karlsruhe) zu einem 3-D Georadar-Profil zusammengefügt.

Survey-Gitter bestehend aus sich in regelmäßigen Abständen kreuzenden GPR-Transekten gelten ebenfalls als sehr effektiv (Bristow et al. 1996) und eignen sich besonders auf großen Flächen mit geringer Topographie. Diese Bedingungen sind im Dünengelände in den Untersuchungsgebieten auf Sylt und Amrum nicht gegeben.

Die zweidimensionalen Georadarmessungen erfolgten entlang von möglichst langen Transekten in unterschiedlichen Richtungen. Lange Transekte ermöglichen es, Aussagen zur Kontinuität einzelner Reflektoren zu treffen. Die Längen der in den Untersuchungsgebieten auf Sylt und Amrum gemessenen Georadar-Profile variieren von 30 m bis 5 km.

Zu den meisten Georadar-Profilen wurden zusätzliche Kontrollmessungen durchgeführt. Dazu wurden 1 - 2 GPR-Kontrollprofile im Abstand von ca. 1 - 5 m rechts oder links der eigentlichen Profillinie gemessen. Dies ist zwar generell sehr zeitintensiv, hat aber den Vorteil, dass eventuelle Artefakte als solche in den Daten erkannt und somit im Zuge des *Processings* verlässlich entfernt werden können. Durch die zusätzliche Messung von Kontrollprofilen wird die Wahrscheinlichkeit die tatsächlich im Untergrund vorhandenen Strukturen bei der Interpretation richtig zu erfassen erhöht, da diese erfahrungsgemäß auch in den benachbarten Kontrollprofilen zu finden sind.

Die Überschneidungen der einzelnen Transekte an Kreuzungspunkten oder die Berührung einzelner Profile an Eckpunkten erlaubt eine pseudodreidimensionale (2,5D) Darstellung. Diese Art der Visualisierung ermöglicht eine annähernd räumliche Interpretation der gemessenen Radargramme und hat sich für die Untersuchung von sedimentären und geomorphologischen Strukturen auf Sylt und Amrum besonders bewährt. Je höher die Profildichte im jeweiligen Untersuchungsgebiet desto detaillierter und verlässlicher können

zusammenhängende räumliche Strukturen erfasst werden. In Kombination mit zusätzlichen dreidimensionalen GPR Messungen an ausgewählten Standorten wurde eine eingehende räumliche Dateninterpretation gewährleistet (vgl. Abb. 4.1 Bild A).

In Anlehnung an Bristow (2009) wurde die topographische Geländeaufnahme mittels eines differentiellen GPS im unmittelbaren Anschluss an die GPR-Messungen durchgeführt, da sich die Topographie in einem morphologisch aktiven Umfeld aus Dünen- und Strandsanden schnell im cm-Bereich ändern kann (Tillmann & Wunderlich 2012).

3.2.4 Probleme und Grenzen

Obwohl die Georadar-Methode für geomorphologische und sedimentologische Untersuchungen viele Vorteile bietet, existieren dennoch Einschränkungen, die es zu beachten gilt. Nachfolgend werden die Hauptprobleme von Georadarmessungen im Bereich der Küste und somit in den Untersuchungsgebieten auf Sylt und Amrum benannt und diskutiert.

Materialeigenschaften und Erkundungstiefe

Die Erkundungstiefe bzw. die Eindringtiefe des elektromagnetischen Signals in den Untergrund wird beeinflusst durch die gewählte Antennenfrequenz und die elektrische Leitfähigkeit des Ausgangsmaterials (siehe Kapitel 3.2.1) und wird durch zunehmende Dämpfung in bestimmten Materialien verringert. Durch eine erhöhte elektrische Leitfähigkeit des Materials treten aufgrund starker Dispersion Energieverluste, z. B. durch den Ladungstransport von Ionen im Wasser sowie durch elektrochemische Prozesse mit Kationenaustausch an Tonmineralen auf (Harari 1996). Stark silt- und tonhaltige Sedimente sowie saline Bedingungen, z. B. durch einen erhöhten Ionengehalt in salzhaltigem Grundwasser und Meerwasser schränken deshalb die Anwendungsmöglichkeiten von GPR ein und führen in der Regel zu geringer Erkundungstiefe (vgl. Annan 2009; Lindhorst 2008; Smith & Jol 1995).

Auch die im Bereich der Nordfriesischen Inseln und in Küstennähe häufig anstehenden salzhaltigen Torfe und Ablagerungen von Klei führen zu Signalabschwächung (Tillmann & Wunderlich 2011a). Georadarmessungen von van Heteren et al. (1998) an den Küsten von Neu England (USA) zeigten, dass geringmächtige Tonlagen von 10 cm bereits eine stark dämpfende Wirkung auf die unterlagernden Schichten haben. Eigene Erfahrungen zeigen, dass hierbei vor allem die Mächtigkeit dieser Sedimente eine entscheidende Rolle spielt. So können beispielsweise geringmächtige Ton-, Klei-, und Mischwattablagerungen unterhalb des Grundwasserspiegels durchaus vom elektromagnetischen Signal durchdrungen werden, sodass die Schichten im Liegenden dieser eingeschalteten Lagen noch Reflexionen erzeugen. Auch eine Wechsellagerung aus Sanden und feingeschichteten Tonlagen wird - wenn es die Auflösung der gewählten Antennenfrequenz erlaubt - vom Georadar als solche erfasst.

Eine andere Situation ergibt sich bei Georadarmessungen im Bereich heutiger Salzwiesen, die noch unmittelbar im Einflussbereich rezenter Überflutungen (Hofstede 1996, 1999b) und somit unter Salzwasserbedingen stehen. Aufgrund stark erhöhter oberflächennaher Dämpfung werden tiefere Schichten des Untergrundes der rezenten Salzwiese nicht reflektiert. Auf Salzwiesen und im Bereich der Marsch sind daher nur in eingeschränktem Maße GPR-Messungen möglich. Dennoch wurden bei Georadarmessungen von Tillmann & Wunderlich (2011a) mit den Antennenfrequenzen 200 MHz und 400 MHz im Bereich heutiger Salzwiesen

auf Sylt durchschnittliche Erkundungstiefen von 30 - 70 cm erreicht. Diese Angaben stehen im Gegensatz zu den von Lindhorst (2008) auf Salzwiesen im Norden der Insel Sylt gemessenen Erkundungstiefen von nur 5 - 10 cm.

Die maximale Erkundungstiefe im reinen Salzwasser entspricht nach Angaben von van Heteren et al. (1996) etwa 30 cm. Auch der Strandbereich steht oftmals unter Einfluss von salzhaltigem Grundwasser bedingt durch Meerwasserintrusionen (Bakker 1990) und Salzspray (McLachlan 1990) und weist einen erhöhten Ionengehalt auf, der zur Dämpfung des elektromagnetischen Signals und einer Abschwächung der Reflexionen führt (Tillmann & Wunderlich 2011b).

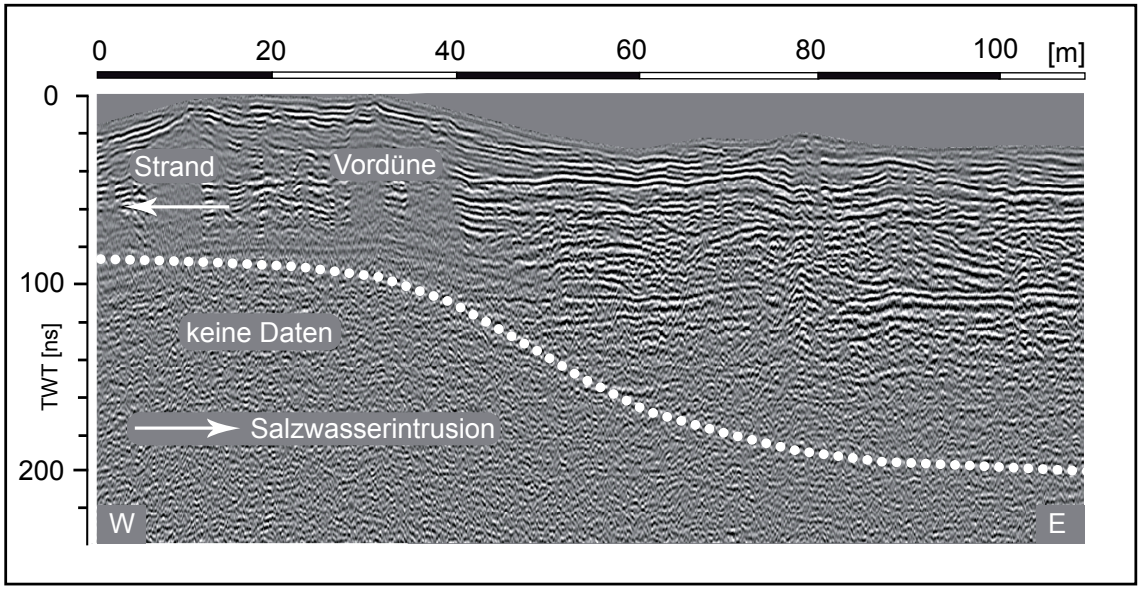


Abb. 3.6: *GPR-Profil aus dem Untersuchungsgebiet Hörnum Odde im Süden Sylts gemessen vom Weststrand über die sich östlich anschließende Vordünenkette. Die Salzwasserintrusion aus dem Strandbereich führt im Westen des Profils zu Dämpfung und verminderter Erkundungstiefe.*

In Übereinstimmung mit Georadar-Studien von Lindhorst (2008) im Norden Sylts und von Tronicke et al. (1999) auf der Ostfriesischen Insel Spiekeroog wird der Kontaktbereich zwischen Grund- und Meerwasser von einer schmalen Übergangszone begleitet, die häufig sehr deutlich in den Radargrammen des Strandbereichs wiedergegeben ist. Im Radargramm aus Abb. 3.6 ist eine deutliche Abnahme der Erkundungstiefe in Richtung des sich im Westen an die Vordüne anschließenden Strandes festzustellen. Die Dämpfung des elektromagnetischen Signals wird durch das vom Meer her eindringende Salzwasser verursacht.

Die Geländeoberfläche auf den Inseln Sylt und Amrum liegt zum Teil erheblich über dem Meeresspiegel. Dadurch ist es möglich, dass Süßwasser aus Niederschlägen in den Untergrund eindringen und das Salzwasser verdrängen kann. Petersen (1982) geht davon aus, dass dieser Prozess nach dem Zeitpunkt eingesetzt hat, als Sylt und Amrum durch den nacheiszeitlichen Meeresspiegelanstieg als Inseln entstanden sind. Es haben sich mit der Zeit im Untergrund natürliche Süßwasserspeicher in Form von Süßwasserlinsen und Süßwasserkalotten herausgebildet. Die Form des Süßwasserspeichers hängt sowohl von dem hydrodynamischen Gleichgewicht zwischen Salz- und Süßwasser als auch von der Gestalt der Geländeoberfläche und dem geologischen Aufbau bzw. den Lagerungsverhältnissen des Untergrundes ab. Anders als auf dem Festland wird auf den Inseln das Grundwasser rezent ausschließlich durch Niederschläge erneuert (Petersen 1982).

Abbildung 3.7 basiert auf gemessenen maximalen Erkundungstiefen eigener Georadarmessungen auf Sylt und Amrum und zeigt als vereinfachte schematische Darstellung den Kontaktbereich zwischen Süßwasserlinse und der durch das angrenzende Meer bedingten Salzwasserintrusion im Bereich einer Barriereinsel. Die Erkundungstiefe ist im Dünengelände der Inselmitte am höchsten. Dort wurden mittels einer 100 MHz und 200 MHz Antenne maximale durchschnittliche Erkundungstiefen von bis zu 300 ns TWT erreicht (Abb. 3.7 Kasten 1). Die Erkundungstiefe nimmt in Richtung rezenter Küstenlinie ab und beträgt im Strandbereich nur noch bis zu 50 ns TWT (Abb. 3.7 Kasten 2 - 4). Meerwärts der MThw-Linie werden auch bei Ebbe, aufgrund maximaler Dämpfung, vom Georadar keine Reflexionen mehr aufgezeichnet (Abb. 3.7).

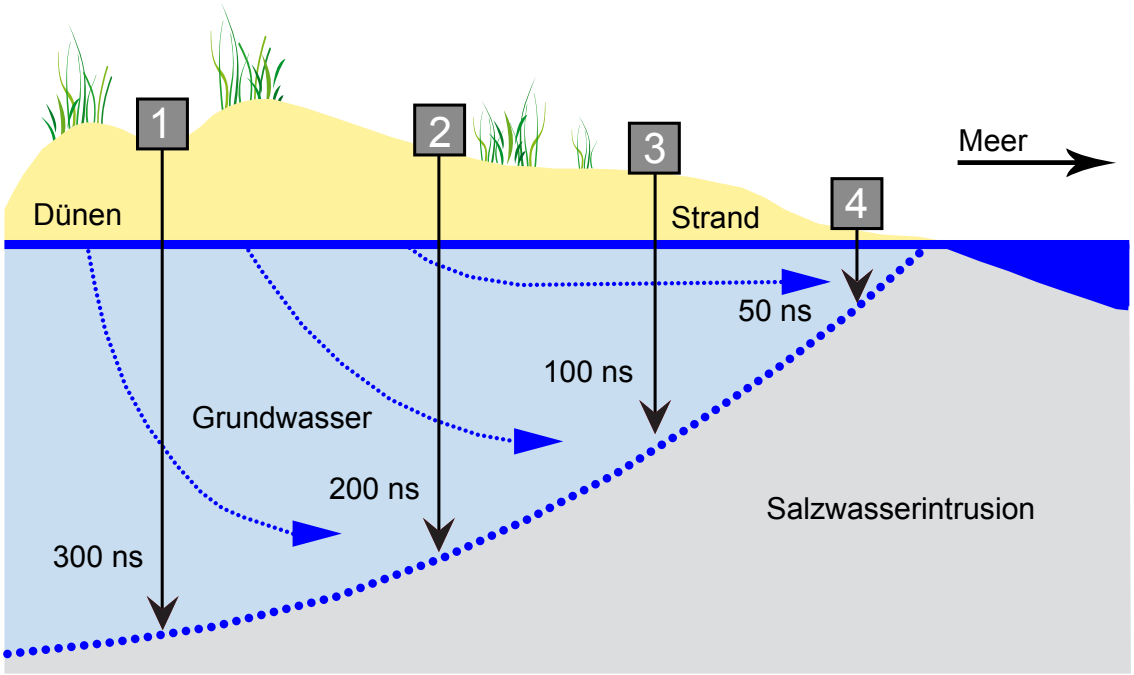


Abb. 3.7: *Vereinfachte schematische Darstellung einer Süßwasserlinse unter den Nehrungshaken von Sylt und Amrum basierend auf den Erkundungstiefen eigener Georadarmessungen in den Untersuchungsgebieten. Die Erkundungstiefe ist im Dünengelände in der Inselmitte am größten. Dort wurden mittels einer 100 MHz und 200 MHz Antenne maximale Tiefen von bis zu 300 ns TWT erreicht. Die Eindringtiefe des elektromagnetischen Signals nimmt in Richtung der Küstenlinie ab und beträgt im Strandbereich nur noch bis zu 50 ns TWT. Meerwärts der MThw-Linie werden auch bei Ebbe aufgrund maximaler Dämpfung, keine Reflexionen mehr aufgezeichnet.*

Im Gegensatz zu Aussagen von Lindhorst (2008) schränken episodische Überflutungen durch Meerwasser den erfolgreichen Einsatz des Georadars nicht grundsätzlich ein. Zwar wurden wie bei Lindhorst (2008) im Bereich der permanent unter Meerwassereinfluss stehenden Salzwiesen und Strandbereiche nur geringe Erkundungstiefen erreicht (s. o.), in den durch diverse Überflutungs- und *overwash*-Ereignisse mehrmals gefluteten Dünentälern des Untersuchungsgebietes Hörnum Odde (siehe Kapitel 5.4.2) konnten jedoch bis zu einer Erkundungstiefe von 160 ns TWT bzw. 6 m Tiefe unter der Geländeoberfläche uneingeschränkt GPR-Daten erhoben werden. Georadarmessungen auf pleistozänen Sedimenten des zentralen Geestkerns der Insel Sylt erzielten ebenfalls nur geringe Erkundungstiefen (Tillmann & Wunderlich 2012). So wurden zahlreiche Testmessungen entlang der Oberkante des Roten

Kliffs bei Kampen durchgeführt. Auf diese Weise sollte ein unmittelbarer Vergleich der Radargramme mit der Stratigraphie des Aufschlusses bzw. der Abbruchkante des Roten Kliffs gewährleistet werden. Da direkte Aufschlüsse der holozänen, pleistozänen und tertiären Schichtenfolge auf den Inseln Sylt und Amrum generell selten sind (siehe Kapitel 2.2), wurden die GPR-Messungen dort primär mit der Absicht durchgeführt, nähere Informationen über die Radarfazies der pleistozänen Inselgeestkerne und deren typischen Reflexionsmuster zu erhalten. Ergebnisse der Georadarmessungen sind in Tillmann & Wunderlich (2012) publiziert und werden nachfolgend im Hinblick auf die Erkundungstiefe im pleistozänen Geschiebemergel der Saale-Moräne des zentralen Sylter Geestkerns kurz zusammengefasst.

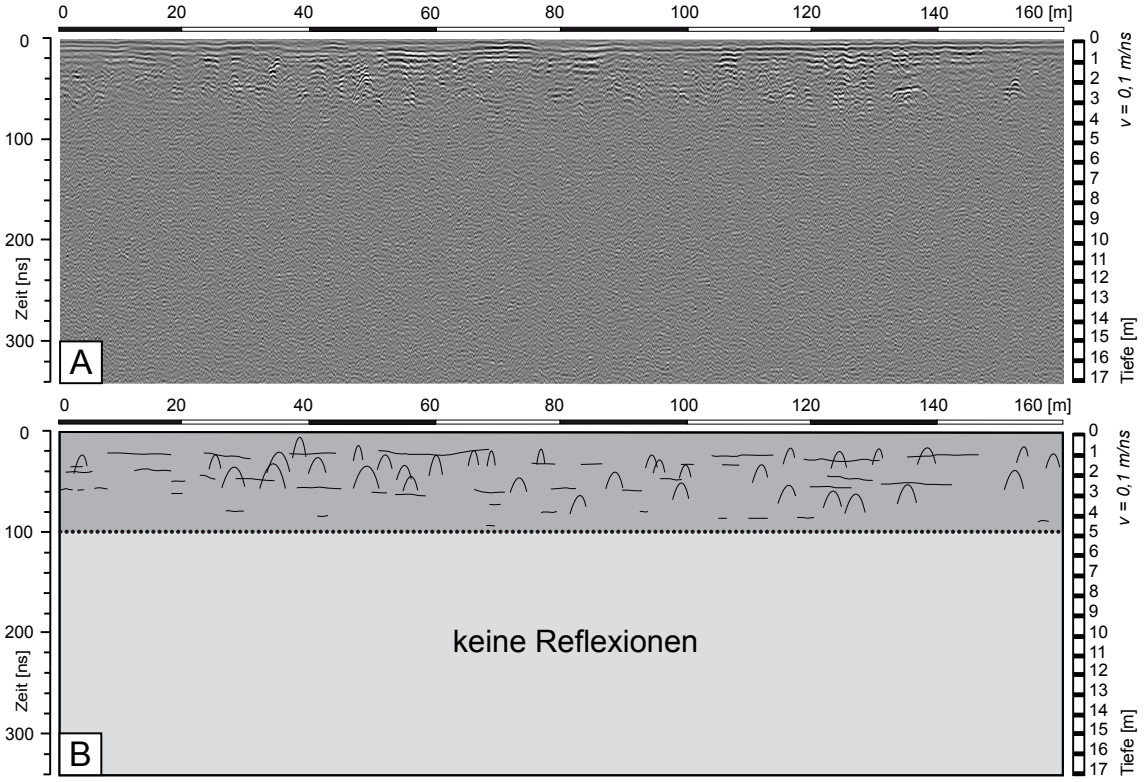


Abb. 3.8: *A: Radargramm entlang der Oberkante des Roten Kliffs bei Kampen/Sylt (siehe Abb. 3.9), gemessen von Süden nach Norden auf einer Länge von 160 m. B: Interpretation des in A dargestellten Radargramms mit einer maximalen Erkundungstiefe von 5 m bei einer durchschnittlichen Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,1 m/ns. Quelle: Tillmann & Wunderlich (2012).*

Abbildung 3.8 zeigt das Radargramm eines von Süden nach Norden verlaufenden GPR-Transektes von 160 m Länge, gemessen entlang der Oberkante des Roten Kliffs (Abb. 3.9) bei Kampen auf Sylt (54°57'41"Nord, 8°19'53"Ost bis 54°57'46"Nord, 8°19'56"Ost). Das Radargramm erreicht bei einer durchschnittlichen Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle im Untergrund von 0,1 m/ns eine maximale Erkundungstiefe von nur 5 m unter der Geländeoberfläche. Unterhalb von 5 m Tiefe bzw. 100 ns TWT können keine Reflexionen mehr identifiziert werden.

Reflexionsfreie Bereiche in GPR-Daten werden unter anderem hervorgerufen durch einen hohen Tongehalt der Sedimente des Untergrundes (Ékes & Hickin 2001), der eine Dämpfung des elektromagnetischen Signals und dadurch ein Fortschreiten in unterlagernde Schichten

verursacht (van Heteren et al. 1998). Mit einer durchschnittlichen Zusammensetzung des Geschiebemergels der Saale-Moräne des Roten Kliffs bei Kampen von 10 % - 15 % Ton, 15 % Silt und 70 % Sand (Felix-Henningsen 1979) ist die Saale-Moräne an dieser Stelle zu tonhaltig, um eine mit anderen pleistozänen Sedimenten, z. B. auf Amrum vergleichbare Erkundungstiefe (siehe Kapitel 6) zu erreichen.

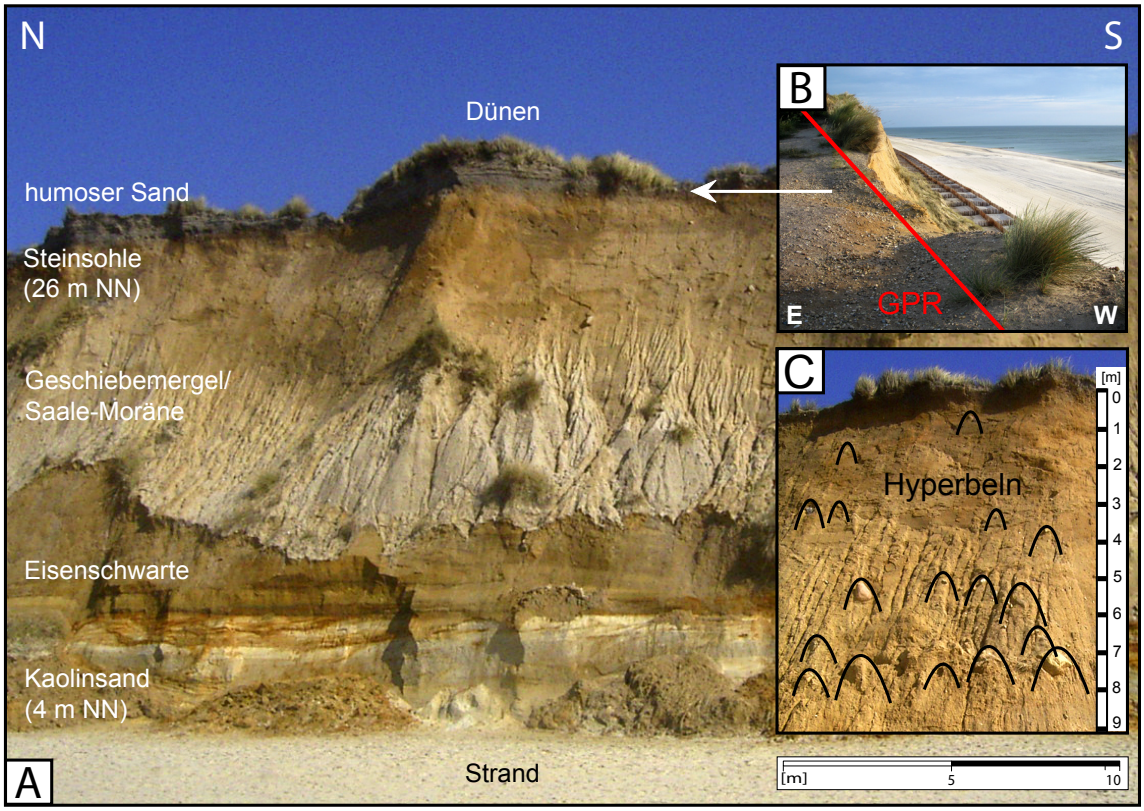


Abb. 3.9: *Profilfoto des Roten Kliffs bei Kampen/Sylt. Bild A zeigt die vertikale Schichtenabfolge. B: Verlauf des gemessenen GPR-Transektes aus Abb. 3.8. C: Hyperbeln im Radargramm aus Abb. 3.8 entsprechen Geschieben aus dem Geschiebemergel der Saale-Moräne. Quelle: Tillmann & Wunderlich (2012).*

Störfaktoren in den Untersuchungsgebieten

Durch verschiedene Faktoren in der Umgebung der Untersuchungsgebiete wurden Signalstörungen hervorgerufen, die Artefakte, Multiplen, Spikes und Hintergrundrauschen in den Georadardaten erzeugten und erst infolge der Datenbearbeitung entfernt werden konnten (siehe dazu auch Kapitel *3.2.5*). Georadarsysteme nutzen in der Regel Breitbandantennen. Das führt dazu, dass sie auch Frequenzen empfangen können, die von anderen Geräten erzeugt werden, wie Radiofunkstationen, Mobiltelefonen und Sendemasten.

Störfrequenzen in den Untersuchungsgebieten wurden vor allem durch Seefunk- und Wellenradarstationen hervorgerufen. Dadurch entsteht oftmals ein Hintergrundrauschen, das die primären Reflexionen des Radargramms überdeckt (siehe z. B. Kapitel 3.2.5.2 und Kapitel 3.2.5.3). Multiplen in GPR-Daten entstehen häufig an Reflektoren hoher Leitfähigkeit und konnten aus Sylt vereinzelt durch starke Reflexionen am Grundwasserspiegel nachgewiesen werden (siehe Abb. 3.15 in Kapitel 3.2.5.3).

Eine dichte Vegetationsbedeckung die sich in den Untersuchungsgebieten hauptsächlich aus Strandhafer und Heide zusammensetzt führte gelegentlich dazu, dass die Georadarantenne den Bodenkontakt verlor. Diese Momente produzierten Artefakte und führen zu sogenannten Spikes in den Radargrammen.

Topographie

Topographische Höhenunterschiede entlang von Georadar-Transekten führen zu Verzerrungen im Radargramm (vgl. Abb. 3.19) und müssen daher während oder im unmittelbaren Anschluss an die GPR-Messungen erfasst werden, um eine verlässliche Interpretation zu gewährleisten (z. B. Fisher et al. 1996; Jol & Bristow 2003; Lindhorst 2008; Tillmann & Wunderlich 2012).

Radarwellen werden in einem Winkel von 90° zur Erdoberfläche abgestrahlt (Neal 2004). Das Georadar simuliert folglich die Geländeoberfläche als eine Gerade und die empfangenen Reflexionen liegen mit ihren Neigungen im Verhältnis dazu. Steigt das Gelände stark an, werden die Radarwellen nicht mehr vertikal, sondern zunehmend in horizontaler Richtung abgestrahlt. Die horizontal ausgerichtete Komponente wird dabei umso größer, je steiler der Neigungswinkel ist (Neal 2004). Lehmann & Green (2000) stellten fest, dass dies vorzugsweise ab Steigungen von über 6° zu Verzerrungen im Radargramm führen kann.

Die Transekte der GPR-Profile wurden aus diesem Grunde bevorzugt auf ebenem Gelände und in den flachen Bereichen der Dünentäler gemessen. Auf Steigungen und steilen Geländeübergängen wurde prinzipiell verzichtet. Die topographische Korrektur der GPR-Daten erfolgte im Rahmen der Datenbearbeitung und wird in Kapitel 3.2.5.7 ausführlich erläutert.

Maßstab

Aufgrund der allgemeinen Heterogenität der Sedimente des Untergrundes, bedingt durch kleinräumige Fazieswechsel im Küstenbereich, ändern sich oftmals die Laufzeiten bzw. die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der elektromagnetischen Welle in den unterschiedlichen Materialien der Schichten des Untergrundes. Eine Änderung der Geschwindigkeiten innerhalb eines Georadar-Reflexionsprofils mit zunehmender Tiefe ist demzufolge nicht selten.

In vielen GPR-Profilen der Untersuchungsgebiete konnte die Lage des Grundwasserspiegels als durchgehender horizontaler Reflektor mit starker Amplitude definiert und durch Bohrungen bestätigt werden (z. B. Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b, 2013, *2014*). Im vorwiegend durch klastische Lockersedimente (Sande, Kiese) aufgebauten Untergrund der Untersuchungsgebiete erfolgt in der Regel eine abrupte Änderung der Laufzeiten wenn das elektromagnetische Signal den Grundwasserspiegel passiert und teilt die GPR-Profile hinsichtlich ihrer Materialeigenschaften in einen wassergesättigten unteren und einen wasserungesättigten oberen Teil (Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b, 2013). Laut Neal (2004) kommt es nach Passieren des Grundwasserspiegels und bei Eintritt der elektromagnetischen Welle in wassergesättigte Sedimente generell zu einer Verlangsamung der Geschwindigkeit. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit innerhalb wassergesättigter Sande beträgt in den Untersuchungsgebieten auf Sylt und Amrum 0,05 m/ns - 0,09 m/ns. Ungesättigte Dünensande oberhalb des Grundwasserspiegels weisen durchschnittliche Geschwindigkeiten zwischen 0,09 m/ns und 0,15 m/ns auf (Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b, 2013). Infolgedessen wurde für die meisten Radargramme ein mindestens zweigeteilter Maßstab berechnet. In seltenen Fällen wurde auch eine laterale Änderung der Geschwindigkeiten innerhalb eines

Radargramms festgestellt. Dies ist hauptsächlich in GPR-Profilen des Untersuchungsgebietes in der Nähe des Leuchtturms vom Amrum zu beobachten (vgl. Kapitel 6.3.2). Grund dafür ist eine sich in lateraler Richtung ändernde Geologie des Untergrundes.

Die Analyse der Laufzeiten des elektromagnetischen Signals im Radargramm gilt zwar als ein sehr zeitintensiver Schritt, ist aber für einige Bearbeitungsschritte wie z. B. die Migration (Kapitel 3.2.5.6) oder die topographische Korrektur (Kapitel 3.2.5.7) sowie für eine realistische Darstellung und Interpretation von GPR-Daten unerlässlich.

Zu beachten gilt ein zweigeteilter Maßstab der Radargramme insbesondere bei der Korrelation mit Bohrungen. Erfahrungsgemäß entspricht in den Untersuchungsgebieten auf Sylt und Amrum die Position des heutigen Grundwasserspiegels der Dünenbasis und steht in einem hydrodynamischen Gleichgewicht zum Meeresspiegel. Die Dünenbasis kann in den meisten Fällen eindeutig bereits im Bohrkern oder anhand nachfolgender Laboranalysen nachgewiesen und somit zur Tiefenkorrelation von Radargramm und Bohrung herangezogen werden.

3.2.5 Bearbeitung (*Processing*) der Georadardaten

In diesem Kapitel wird die Datenbearbeitung der in den Untersuchungsgebieten auf Sylt und Amrum gemessenen Radargramme vorgestellt. Die Reihenfolge der einzelnen Arbeitsschritte folgt einem eigens für diese Arbeit entwickelten Bearbeitungsverfahren (*Processing-Flow*), das sich aus einer Abfolge ausgewählter Filter und Bearbeitungsschritte zusammensetzt und im Zuge der Arbeiten fortlaufend optimiert wurde (Abb. 3.10). Des Weiteren wird auf die Tiefenbestimmung und Geschwindigkeitsanalyse anhand von Diffraktionshyperbeln eingegangen. Die topographische Geländeaufnahme erfolgte im unmittelbaren Anschluss an die Georadarmessungen. Die Koordinaten und Höhenunterschiede jedes einzelnen GPR-Transektes wurden mit Hilfe eines differentiellen GPS ermittelt und als separater Bearbeitungsschritt auf die Radargramme angewandt. Zum Schluss des Kapitels werden unterschiedliche Arten der Visualisierung und Illustration von Georadardaten vorgestellt.

3.2.5.1 Bearbeitungsverfahren (*Processing-Flow*)

Die Bearbeitung der Georadar-Rohdaten, das so genannte „*Processing*“ erfolgte mit der Software „Reflex-Win“ (Version 5.6) der Firma „Sandmeier Scientific Software, Karlsruhe“. Ziel des *Processings* ist es, ein möglichst naturgetreues Bild des oberflächennahen Untergrundes zu erhalten. Dies beinhaltet das Entfernen von Artefakten und Störsignalen, die Verbesserung des Signal-Rausch-Abstandes sowie die Wiederherstellung und Verstärkung der realen Reflektorgeometrien.

Artefakte sind Signale oder Signalanteile, die keine Primärreflexion eines auf der *Survey*-Ebene befindlichen Reflektors darstellen. Diese können sowohl durch äußere Störsignale von Mobiltelefonen, Funkmasten (Seefunksender, Radiostationen, Wellenradar etc.) oder durch systeminterne Einflussfaktoren hervorgerufen werden. Das *Processing* erfolgt durch unterschiedliche Arbeitsschritte, die je nach Qualität des Datensatzes variieren. Je nach Fragestellung, Messgebiet, Georadarequipment, Antennen und Störeinflüssen können unterschiedliche Bearbeitungsschritte notwendig sein. Allgemeine Richtlinien zur Bearbeitung von Georadardaten existieren nicht. Im Folgenden werden daher die Bearbeitungsschritte

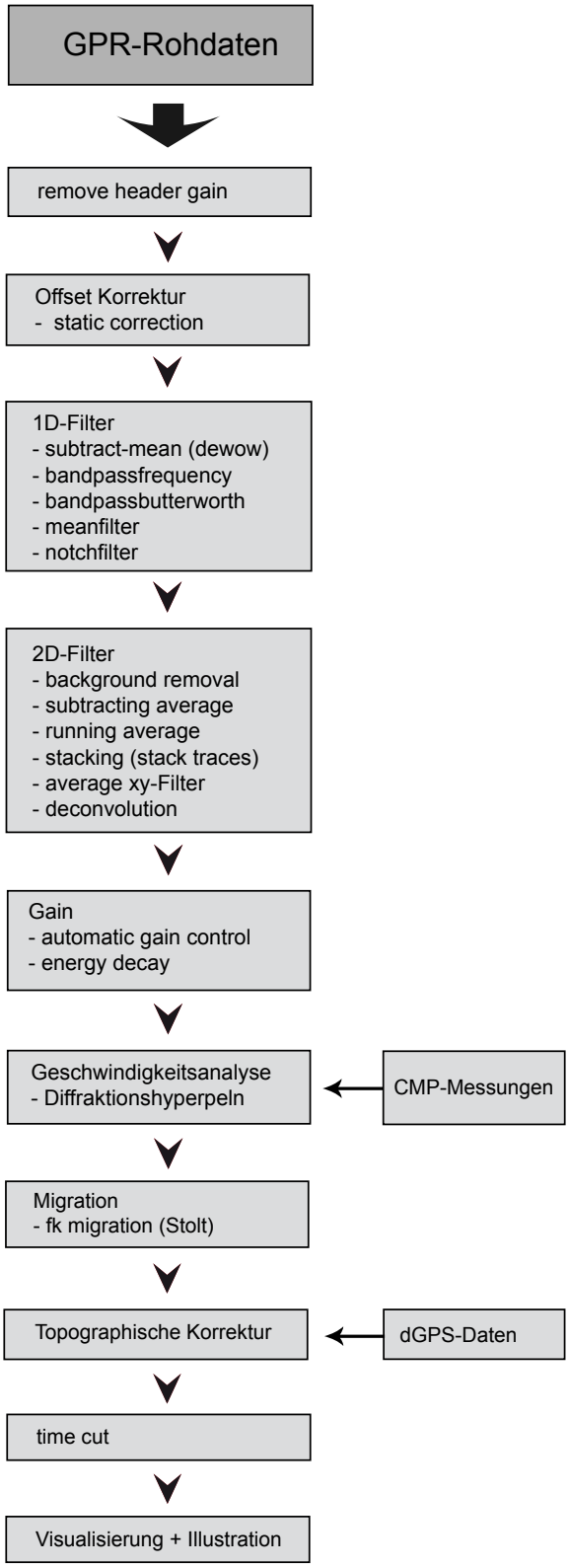


Abb. 3.10: *Processing-Flow für die in dieser Arbeit gezeigten Radargramme. Je nach Datenqualität wurden unterschiedliche Arbeitsschritte und Filter verwendet. Die Reihenfolge der Arbeitsschritte entspricht Abb. 3.10.*

und Filter vorgestellt, die sich für die Radargramme aus den Untersuchungsgebieten auf Sylt und Amrum bewährt haben. Die Reihenfolge der angewandten *Processing*-Schritte, für die in dieser Arbeit gezeigten Radargramme, folgt dabei einem speziell entwickelten *Processing-Flow* (Abb. 3.10). Aus Gründen der Vergleichbarkeit wurde darauf geachtet, für unterschiedliche Messorte ähnliche Bearbeitungsschritte anzuwenden. Einzelne Filter und Funktionen wurden daher standardmäßig eingesetzt. Spezielle Filter und Funktionen wurden ausschließlich auf Radargramme mit besonderen Störfaktoren (z. B. durch den Einfluss von Funkmasten und Wellenradarstationen im Untersuchungsgebiet) angewendet und sind als solche im nachfolgenden Text gekennzeichnet.

Es gibt ein breites Spektrum verschiedener Georadar-Filter, die besondere Vor- und Nachteile bieten. Nicht jeder Filter kann wirksam und verbessernd auf jedes Radargramm angewendet werden (Cassidy 2009b). Eine erfolgreiche Verbesserung der Qualität von Georadardaten hängt stark von den Ausgangsdaten und der Erfahrung des Anwenders ab. So stellt sich die Wirkungsweise einzelner Filter bei unsachgemäßer Anwendung oder bei der Wahl falscher Filterparameter auch als kontraproduktiv heraus und kann zur Erzeugung und Verstärkung von Artefakten führen. Es wurde generell ein minimaler und vorsichtiger Einsatz von Filtern bevorzugt, um sich bei der Interpretation möglichst nah an den Rohdaten orientieren zu können. Nachfolgend werden die Bearbeitungsschritte und benutzten Filter der vorgestellten Georadar-Profile von Sylt und Amrum genauer erläutert.

remove header gain

Die Radargramme wurden nach der Akquisition im Gelände von der Festplatte der Steuereinheit des Georadars mit Hilfe des Programms „Data Transfer Utility" von Geophysical Survey Systems Inc. auf den Computer übertragen. Die ausgelesenen GPR-Rohdaten liegen im „Radan" Format vor und werden in Reflex-Win importiert.

Um Informationen über die wahre und ursprüngliche Amplitudenstärke der Georadardaten zu erhalten, wird durch die Anwendung des *remove header gain* eine zeitabhängige Verstärkung, die während der Messung im Gelände auf die Rohdaten angewandt wurde, aus dem Datensatz heraus gerechnet. Dieser erste Schritt ist wichtig, um eine weitere Bearbeitung auf Basis der tatsächlichen Amplitudenwerte zu gewährleisten.

static correction

Als zweiter Arbeitsschritt wurde eine Nullzeitpunkt-Korrektur (*offset*-Korrektur) durch die standardmäßige Anwendung des *static correction* vorgenommen. Die Anwendung *static correction* wird im Allgemeinen verwendet, um die tatsächliche Geländeoberkante aller Radarspuren auf den Nullzeitpunkt bzw. die 0 Nanosekundenmarke (ns) in der Zeitachse des Radargramms zu verschieben. Die exakte Lage des Zeitnullpunktes hängt von der Antennenanordnung und den Untergrundbedingungen ab. Dadurch sind die Radargramme oft in Bezug auf die Tiefenskala verzerrt, sodass die Geländeoberfläche tiefer liegt als dies in der Realität der Fall ist. Dieser Fehler kann z. B. durch starke Erwärmung der Georadarantenne während der Messung (insbesondere bei GPR-Profilen von mehreren Kilometern Länge), elektronischer Instabilität sowie unterschiedlicher Kabellängen entstehen. Auf diese Weise werden Sprünge in der Ankunftszeit von Luft- und Bodenwelle verursacht (Cassidy 2009b). Durch die Anwendung des *static correction* werden die Reflexionen auf den Punkt zurückgesetzt, an dem der erste Impuls von der Sendeeinheit gesendet wurde und somit die Lage der Geländeoberfläche korrigiert (Neal 2004). Für alle in dieser Arbeit gezeigten Radargramme wurde als Zeitnullpunkt der Nulldurchgang zwischen den ersten beiden Extrema der Luft- und Bodenwelle (vgl. Kapitel 3.1.3.4) gewählt.

3.2.5.2 1D-Filter

Die Software Reflex-Win ermöglicht die Anwendung von eindimensionalen und zweidimensionalen Filtern. Die Filter dienen der Signalverbesserung der tatsächlichen Reflexionen bzw. die Eliminierung von Artefakten, Störsignalen und Hintergrundrauschen. 1D-Filter - so genannte *down-the-trace*-Filter - gehören zu den grundlegenden Filtern für das GPR-*Processing* und bearbeiten jede Signalspur im Radargramm einzeln. Es sind Zeitfilter, die ausschließlich Signale in vertikaler Laufzeitrichtung bzw. in der Zeitdimension [t] bearbeiten.

dewow-Filter (*subtract-mean dewow)*

Ein häufiger Effekt in Georadardaten ist der sogenannte „*wow*"-Effekt (Neal 2004). Dieser entsteht durch die beim Georadar große Nähe von Sender und Empfänger (Annan 2009). Dadurch ist die Zeit bzw. der Abstand zwischen Sendeimpuls und einem ersten großen Energie-Input durch Luft- und Bodenwelle sowie weiterer oberflächennahen Reflexionen sehr kurz. Es entsteht eine Signal-Sättigung von niedrig frequentierter Energie im Empfänger (Cassidy 2009b). Diese Energie verursacht eine leichte Verschiebung der danach empfangenen Signale und führt zu Induktionsphänomenen (Annan 2001) und einer Überlagerung der Radarspur durch niedrigfrequente Schwingungen. Der *dewow*-Filter ist ein temporaler Hochpassfilter, der sehr

tiefe Frequenzen im Spektrum unterdrückt (NEAL 2004). Als 1D-Filter bildet der *dewow*-Filter den Mittelwert jeder einzelnen Spur und subtrahiert diesen von dergleichen. Der *dewow*-Filter wurde standardmäßig auf alle GPR-Daten angewendet. Die Wirkung des *dewow*-Filters wird im Radargramm in Abbildung 3.11 verdeutlicht.

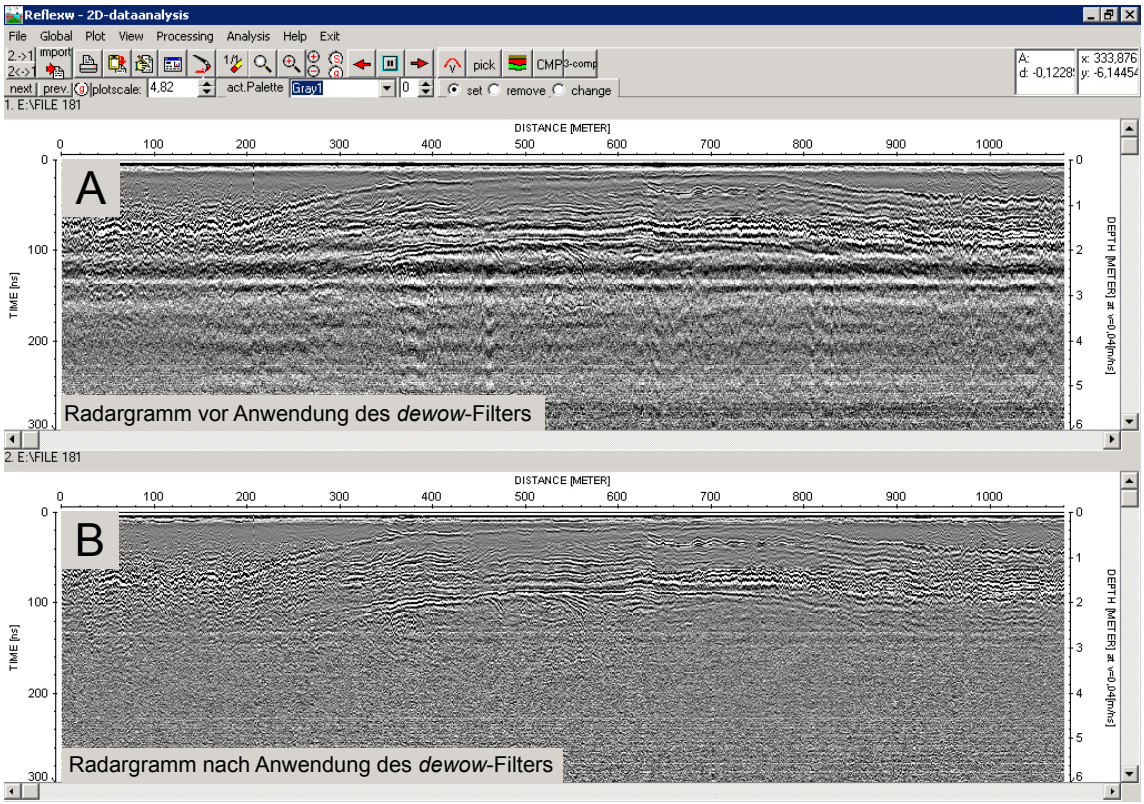


Abb. 3.11: *Anwendung des dewow-Filters zur Verbesserung der GPR-Datenqualität. A: Das Radargramm vor der Anwendung des dewow-Filters zeigt eine Überlagerung der Radarspuren durch niedrige Frequenzen (horizontale Balken). B: Radargramm nach der Anwendung des dewow-Filters.*

Bandpass-Filter

Durch Bandpass-Filter können Störsignale, Artefakte und systematischer *noise* wie z. B. das Hintergrundrauschen aus dem Radargramm entfernt werden. In Abhängigkeit von ihrer Frequenz können Amplitudenwerte mit Hilfe verschiedener Bandpass-Filter verändert oder Teile des Frequenzspektrums gänzlich unterdrückt werden. Auf diese Weise werden oftmals sehr hohe oder sehr niedrige Frequenzen aus dem Radargramm entfernt, die nicht im Sendebereich der Mittenfrequenz (f_m) der für die Messungen verwendeten Radarantenne liegen.

Der Bandpass-Filter sollte generell mit Vorsicht verwendet werden. Ein zu eng gewählter Passier-Bereich führt zum Verlust tatsächlicher Reflexionen aus dem Untergrund. CASSIDY (2009b) schlägt daher vor, die Passier-Region symmetrisch um die höchste Mittenfrequenz zu legen mit einer Bandbreite, die jeweils um den Faktor 1,5 höher ist als der Wert der Mittenfrequenz.

Der *bandpassfrequency*-Filter und der *bandpassbutterworth*-Filter werden als 1D-Filter auf jede Spur angewendet und bieten dem Benutzer die Möglichkeit einen flexiblen Frequenz-Bereich zu definieren und das Frequenzspektrum durch ein gewähltes Plateau nach oben und unten zu begrenzen (Abb. 3.12). Der Bearbeiter entscheidet durch die Definition eines Plateaus welcher

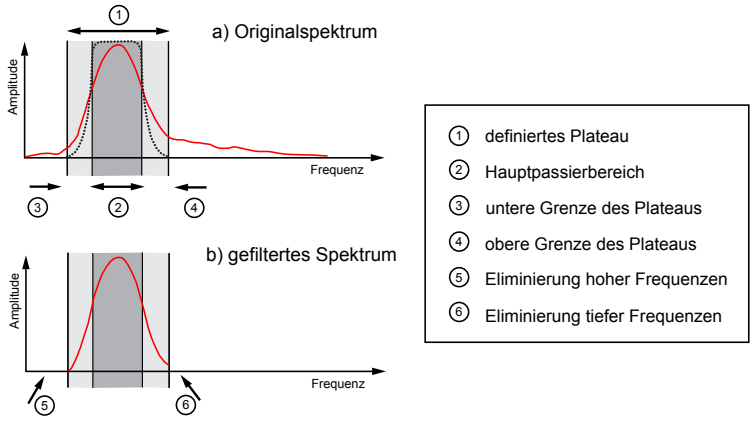


Abb. 3.12: *Funktionsprinzip eines Bandpass-Filters. Abbildung a) zeigt das Originalspektrum vor der Anwendung des Bandpass-Filters. Durch die Definition eines engen Hauptpassierbereichs und eines etwas weiteren Plateaus werden wie in Abbildung b) dargestellt, tiefe und hohe Frequenzen außerhalb dieses Bereichs abgeschnitten.*

Frequenzbereich den Filter passiert und legt dadurch einen minimalen und einen maximalen Grenzwert fest (Abb. 3.12).

Der Vergleich des Originalspektrums mit dem gefilterten Spektrum macht deutlich, dass das Hintergrundrauschen reduziert wurde (Abb. 3.12). Bandpass-Filter wurden standardmäßig auf die GPR-Daten von Sylt und Amrum angewendet. Abhängig von der Datenqualität und der Antennenwahl wurde der Passierbereich angepasst.

mean-Filter

Der *mean*-Filter mittelt eine vorgegebene Anzahl von Signalspuren um einen Ausgangswert und ersetzt diesen im Anschluss damit. Die Wirkung entspricht der eines Tiefpassfilters. Der Rauschabstand wird erhöht und die Amplitudenverhältnisse über die Zeitachse geglättet. Der *mean*-Filter wurde nicht standardmäßig auf alle Radargramme angewendet. Bei der Eliminierung von Störsignalen und Hintergrundrauschen, hervorgerufen durch den Einfluss von Mobiltelefonen in unmittelbarer Nähe zur Radarantenne, konnten jedoch gute Erfolge erzielt werden.

notch-Filter

Der *notch*-Filter (engl. *notch* = Kerbe, Engpass) eliminiert genau definierte Frequenzen aus dem vorhandenen Spektrum und arbeitet so als inverser Bandpassfilter. Dies ist notwendig, wenn die Georadardaten stark durch monofrequente Störsignale bzw. Störsignale einer exakt definierten Frequenz beeinflusst und überlagert werden.

Der *notch*-Filter wurde nur ausnahmsweise und bei sehr wenigen GPR-Daten in den Arbeitsgebieten im Süden der Insel Sylt verwendet. Auf diese Weise konnten Artefakte durch Störsignale eines benachbarten Seefunksenders der LORAN-Seefunkstation bei Rantum im Süden Sylts (54°48’36” Nord und 8°17’41” Ost) im Radargramm eliminiert werden. Auch Radargramme aus dem Einflussbereich eines Wellenradars wie z. B. nahe des Leuchtfeuers am Aussichtspunkt der Hörnum Odde/Süd-Sylt (54°44’55” Nord, 8°17’26” Ost) oder an der Westküste im Naturschutzgebiet Rantumer Dünen/Süd-Sylt (54°47’31” Nord, 8°17’03” Ost) wurden teilweise mit Hilfe des *notch*-Filters korrigiert.

Wie aus Abbildung 3.13 ersichtlich, konnten eng definierte Störfrequenzen im Bereich zwischen ca. 275 - 290 MHz mit Hilfe des *notch*-Filters aus einem Radargramm des Untersuchungsgebietes bei Rantum/Süd-Sylt entfernt werden. Voraussetzung zur Verbesserung von Georadardaten

mit Hilfe des *notch*-Filters sind Störsignale einheitlicher Frequenz, die nicht der Zentralfrequenz der verwendeten Georadarantenne entsprechen.

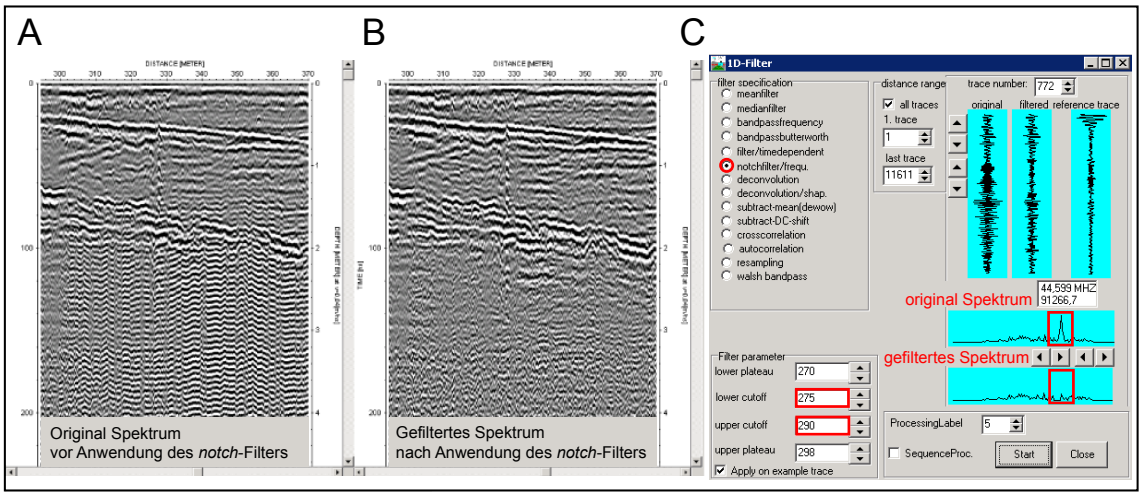


Abb. 3.13: *Anwendung des notch-Filters zur Verbesserung der GPR-Datenqualität. A: Das Radargramm vor der Anwendung des notch-Filters zeigt eine deutliche Überlagerung der Radarspuren durch Störfrequenzen aus einem eng definierten Frequenzspektrum zwischen 275 MHz und 290 MHz (siehe Frequenzspektrum in Bild C). B: Radargramm nach Anwendung des notch-Filters. Die Störfrequenzen aus Bild A konnten mit den Einstellungen aus Bild C aus dem Radargramm entfernt werden.*

3.2.5.3 2D-Filter

2D-Filter oder *trace-to-trace* Filter sind Mehrspurprozesse und wirken sowohl in der Zeit- als auch in der Raumdimension. Dadurch beziehen 2D-Filter im Gegensatz zu den 1D-Filtern auch benachbarte Spuren mit ein. 2D-Filter existieren hauptsächlich in Form von Filtern, die Mittelwerte oder Durchschnittswerte aus einer definierten Anzahl von Spuren bilden (Cassidy 2009b).

background removal-Filter

Die gängigste Operation, das Nachschwingen der Sendeantenne oder zeitkonstante, horizontal kohärente Artefakte zu unterdrücken und dadurch verdeckte, schwache Reflexionen hervorzuheben, ist der *background removal*-Filter, dessen Wirkungsweise in Abbildung 3.14 veranschaulicht wird. Der *background removal*-Filter zählt zur Gruppe der zweidimensionalen Filter, da er sowohl in der Zeit- als auch in der Raumdimension arbeitet. Der *background removal*-Filter kann auf eine beliebige Anzahl von Signalspuren angewendet werden. Über einen vorgegebenen Zeit/Distanz-Bereich wird eine Durchschnittsspur berechnet und schließlich von allen ausgewählten Spuren subtrahiert (Sandmeier 2010). Auf diese Art werden horizontale Strukturen aus dem Radargramm entfernt und alle über die gesamte Profilstrecke konstanten Störsignale herausgefiltert. So können starke horizontale Reflexionen wie die Luft- und Bodenwelle unterdrückt werden. Eine Abschwächung des Rauschens im Untergrund wird ebenfalls erzielt. Bei der Anwendung des Filters muss bedacht werden, dass dadurch auch horizontale Reflexionen entfernt werden können, die durch den natürlichen Untergrund

bedingt sind. Diese sind in den Radargrammen der Arbeitsgebiete allerdings sehr selten. Daher wurde der *background removal*-Filter standardmäßig auf alle GPR-Daten angewendet.

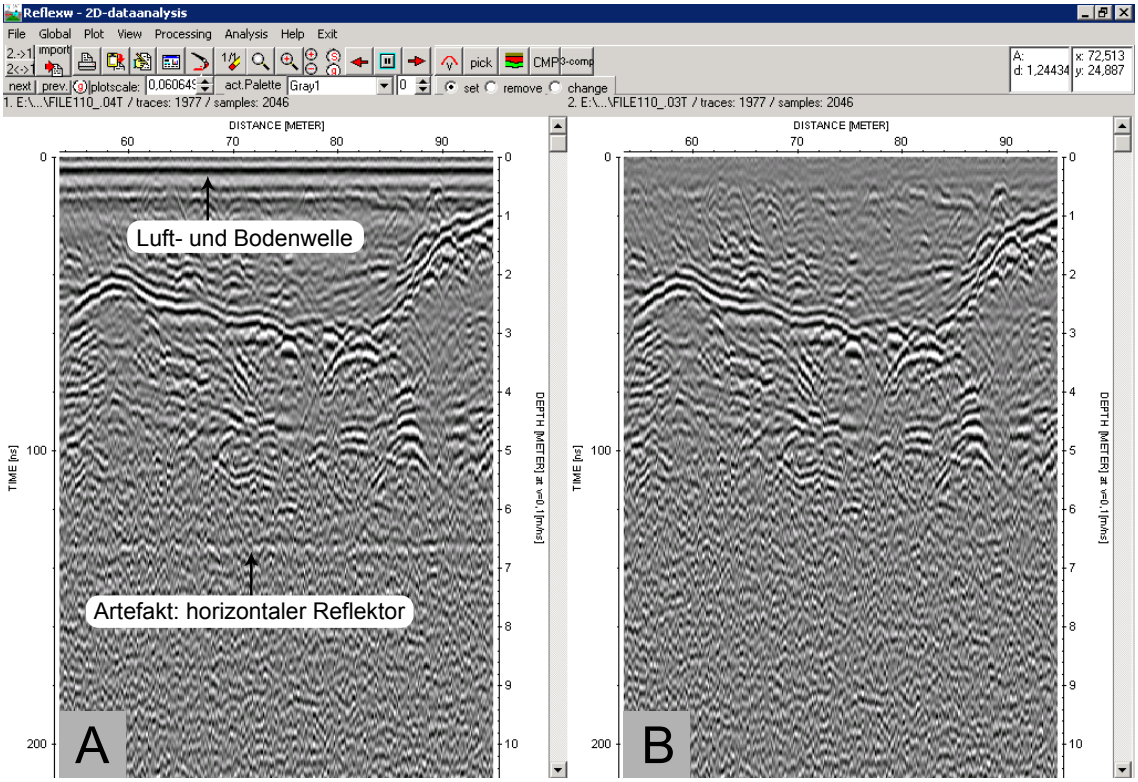


Abb. 3.14: *Wirkungsweise des background removal-Filters. A: Radargramm vor der Anwendung des Filters mit Luft- und Bodenwelle sowie einem horizontalen Reflektor im unteren Bereich des Radargramms, der als zeitkonstantes, horizontal kohärentes Artefakt interpretiert wird. B: Radargramm nach der Anwendung des background removal-Filters. Die Luft- und Bodenwelle sowie das Artefakt wurden erfolgreich aus den Daten entfernt.*

running average-Filter und *subtracting average*-Filter

Aufgrund ihrer Wirkungsweise sind der *running average*-Filter und der *subtracting average*-Filter für geologische und sedimentologische Fragestellungen nur mit äußerster Vorsicht zu verwenden. Die Anwendung dieser beiden Filter erfolgte daher nicht standardmäßig.

Der *running average*-Filter ist ein Tiefpassfilter und wirkt äquivalent zum *mean*-Filter auf der Raumachse (Cassidy 2009b). Der Filter unterdrückt spurbezogenes Rauschen und hebt horizontal kohärente Energie hervor. Dies kann u. a. dazu führen, dass horizontale Reflektoren im Radargramm, die söhlig lagernden Sedimentschichten oder einer internen horizontalen Schichtung entsprechen, zugunsten einfallender Reflektoren bzw. einfallender Schichtung verstärkt werden (Cassidy 2009b; Neal 2004). Infolgedessen wurde der *running average*-Filter nur in wenigen Ausnahmefällen benutzt. War dies der Fall, wurden für die anschließende Interpretation auch die Rohdaten vor der Anwendung des Filters herangezogen.

Die Wirkungsweise des *subtracting average*-Filters ist vergleichbar mit der des *background removal*-Filters. Der Unterschied besteht darin, dass eine mittlere Spur subtrahiert wird, die aus einer bestimmten Anzahl von Signalspuren rechts und links der jeweiligen Spur berechnet wird. Es handelt sich daher um einen horizontalen Hochpassfilter. Im Gegensatz

zum *running average*-Filter werden einfallende Reflektoren hervorgehoben und horizontale Reflektoren unterdrückt. Diese Tatsache gilt es bei der Interpretation in einem geologisch-sedimentologischen Kontext stets zu beachten (Annan 2001). Daher wurde der *subtracting average*- Filter ebenfalls nur in Ausnahmefällen verwendet.

stacking (stack traces)

Durch die Anwendung des *stacking* (*stack traces*) wird die Anzahl der Signalspuren um einen vorgegebenen Faktor reduziert, indem mehrere Spuren durch Berechnung des Mittelwertes gestapelt und so addiert werden. Dabei werden gleiche Amplituden verstärkt und Zufallsamplituden z. B. bedingt durch starkes Hintergrundrauschen heben sich auf. Durch *stacking* konnte in einzelnen Radargrammen der Untersuchungsgebiete eine Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses und damit eine Minimierung des Hintergrundrauschens erreicht werden. Das Stapeln von Spuren wurde jedoch nur äußerst selten in ausgewählten Radargrammen mit einer sehr langen Profilstrecke (Kilometer-Bereich) durchgeführt.

average-XY-Filter

Der *average*-XY-Filter zählt zu den speziellen Filtern, die nicht für alle Radargramme verwendet wurden. Bei diesem Filter wird ein Median über eine vorgegebene Fläche berechnet. Der Filter agiert also gleichzeitig in X- (Raum) und in Y- (Zeit) Richtung und unterdrückt verschiedene Arten von Rauschen (Sandmeier 2010). So erwies sich der *average*-XY-Filter bei einigen Radargrammen aus den Untersuchungsgebieten auf Sylt und Amrum als sinnvoll um das Hintergrundrauschen zu unterdrücken.

Multiplen, Spikes und *deconvolution*-Algorithmus

Die Anwendung des *deconvolution*-Algorithmus erhöht den Rauschabstand bei hohen Frequenzen und wird eingesetzt, um Spikes und Multiplen zu unterdrücken und Amplituden anzugleichen (Neal 2004).

Eine dichte Vegetationsbedeckung in den Untersuchungsgebieten (z. B. Dünenvegetation wie Strandhafer oder Heide) kann dazu führen, dass die Antenne gelegentlich den Bodenkontakt verliert. Diese Momente produzieren Artefakte und führen zu *Spikes* in den Radargrammen.

Multiplen in GPR-Daten entstehen, wenn ein transmittiertes Signal zwischen einem Reflektor mit hoher Leitfähigkeit und der Antenne hin und her springt (Bristow 2009). Aber auch Systemüberlastung oder andere systeminterne Störungen können Multiplen sog. „*ringing multiples*" erzeugen (Alteköster 2004; Neal 2004). Multiplen sollten bereits vor der Interpretation in den Radargrammen als solche identifiziert werden. Multiplen sind Artefakte und können bei Nichtbeachtung zur radarstratigraphischen Fehlinterpretation führen. In der Realität sind diese Strukturen gar nicht im Untergrund vorhanden.

Gelegentlich können Multiplen und Artefakte durch die verstärkte Reflexion des elektromagnetischen Signals am Grundwasserspiegel entstehen. Der Grundwasserspiegel bildet sich im Radargramm als durchgehender und horizontaler Reflektor ab (vgl. auch Tillmann & Wunderlich 2011a). Die starke Amplitude des Reflektors wird durch die hohe Leitfähigkeit des Grundwasserspiegels bedingt. Oftmals kommt es dadurch zur Spiegelung der Geländeoberkante am Grundwasserspiegel. Dies kann vor allem dann beobachtet werden, wenn die Geländeoberfläche ein mäßig bis starkes Relief aufweist

und sich die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle unterhalb des Grundwasserspiegels abrupt ändert.

Dieser Effekt konnte vermehrt im Untersuchungsgebiet Süd-Sylt (Großes Tal nördlich von Hörnum) beobachtet werden und wird anhand eines Radargramms in Abbildung 3.15 verdeutlicht. Das Radargramm wurde im Dünengelände des „Großen Tals" (54° 46′ 30″ Nord, 8° 17′ 32″ Ost bis 54° 46′ 30″ Nord, 8° 17′ 37″ Ost) auf einer Strecke von West nach Ost und einer Länge von 103 m gemessen. Es handelt sich hierbei höchstwahrscheinlich um eine Spiegelung der Geländeoberfläche am Grundwasserspiegel. So entspricht die Dünenoberkante genau dem gespiegelten Verlauf der Multiple zwischen 125 ns - 130 ns TWT Tiefe. Besonders deutlich wird dies im Bereich zwischen 10 m und 50 m Profillänge sowie zwischen 90 m und 103 m Profillänge.

Ähnliche, ebenfalls als Multiplen interpretierte Effekte, sind auch aus GPR-Daten publiziert in Botha et al. (2003), Bristow (2009) und Bristow & Pucillo (2006) bekannt, werden dort allerdings nicht weiter physikalisch analysiert. Für eine Interpretation im sedimentologischen Kontext ist es dennoch wichtig, diese Art der Multiplen in den Radargrammen zu erkennen und als solche zu kennzeichnen. Im Falle einer Fehlinterpretation könnten die Multiplen aus dem in Abbildung 3.15 dargestellten Radargramm leicht als konkave Depression im Untergrund gedeutet werden, die auf wannen- oder rinnenförmige Sedimentstrukturen, z. B. eines Priels oder *washover channels* schließen lassen.

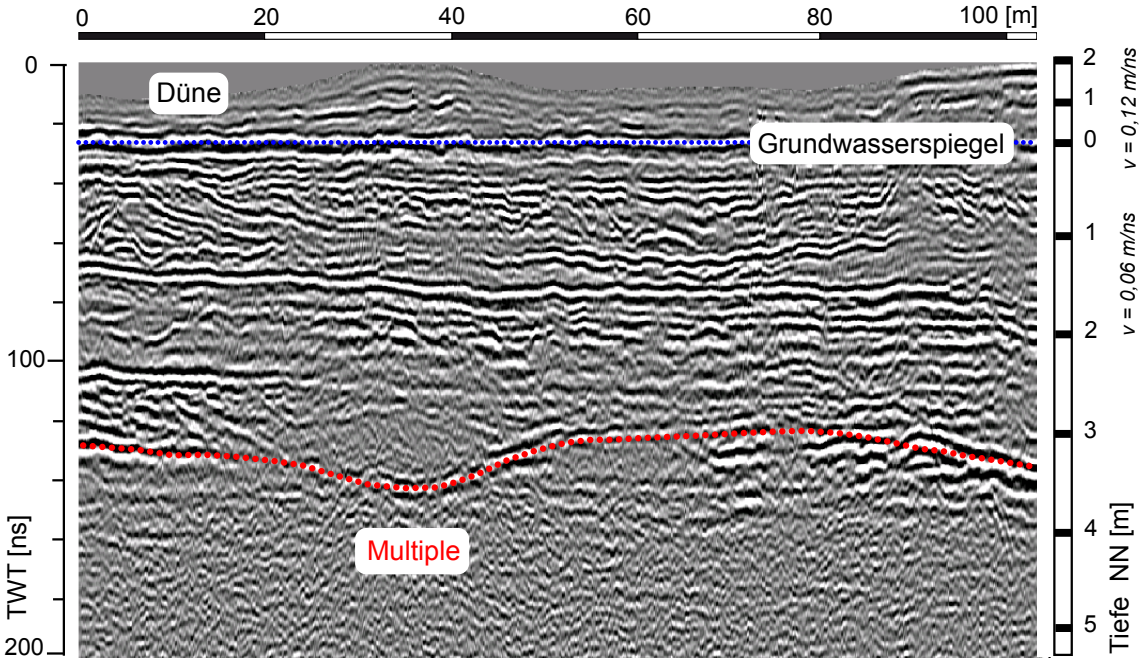


Abb. 3.15: *Radargramm aus dem „Großen Tal" nördlich von Hörnum im Untersuchungsgebiet Süd-Syt. Die Multiple (rote Linie) zeichnet den topographischen Verlauf der Dünenoberkante nach, die sich höchstwahrscheinlich am Grundwasserspiegel (blaue Linie) spiegelt.*

Durch die gezielte Anwendung eines *deconvolution*-Algorithmus ist es bis zu einem gewissen Maße möglich, Multiplen aus den Radargrammen zu entfernen. Die Anwendung eines *deconvolution*-Algorithmus ist jedoch nur mit Bedacht zu wählen, da diese Funktion ihrerseits weitere Artefakte produzieren (Annan 2001; Neal 2004) und so zu einer Gesamtverschlechterung der Daten führen kann. Konnten Multiple eindeutig als solche identifiziert werden, wurde im

Falle einer Minderung der Datenqualität auf die Anwendung des *deconvolution*-Algorithmus verzichtet. Alle Multiplen sind in den nachfolgenden Radagrammen klar gekennzeichnet.

3.2.5.4 Amplitudennormierung und Signalverstärkung durch die *gain*-Funktion

Bei der Georadarmessung nimmt mit zunehmender Distanz die Energie des Signals ab und es kommt mit zunehmender Tiefe des Untergrundes zur verstärkten Dämpfung des Signals (Annan 2001, 2009; Neal 2004). Zusätzlich schränken stark reflektierende Horizonte die Sichtbarkeit von schwachen elektrischen Kontrasten ein. Daher ist es nötig die Amplituden zu normieren. Durch die *gain*-Funktion (engl. *gain* = Verstärkung) wird die verstärkte Signalabschwächung mit zunehmender Tiefe kompensiert (Jol & Bristow 2003). Die *gain*-Funktion sorgt dabei für die Skalierung bzw. Verstärkung der Amplituden in Zeitrichtung (Yilmaz 1987). Dabei werden die schwachen Reflektoren im Radargramm verstärkt um so die Sichtbarkeit und Interpretation dieser Reflektoren zu ermöglichen. Einige *gain*-Filter verstärken ausschließlich Signale in bestimmten durch den Anwender definierten Bereichen. Dadurch geht allerdings die Information über die relativen Amplituden-Unterschiede verloren (Annan 2009; Neal 2004). Für sedimentologische Fragestellungen ist eine gleichmäßige Verstärkung aller Reflektoren um einen bestimmten Wert notwendig. Dies wird sowohl durch die Anwendung des *automatic gain control* als auch durch den *energy decay* erreicht. Daher wurden für die hier gezeigten GPR-Daten ausschließlich diese *gain*-Funktionen gewählt. Sie verstärken die Signale für das gesamte Profil gleichmäßig um einen bestimmten Skalierungswert und sorgen so für in Zeitrichtung gleich verteilte Amplituden. Kleine Amplituden werden im Vergleich zu größeren stärker gewichtet. Die Information über die wahre Amplitude geht allerdings verloren.

<u>automatic gain control</u>

Der *automatic gain control* (AGC) ermöglicht die Angleichung von Amplituden aneinander und wirkt als Einspurprozess für jede Spur einzeln. Bereiche niedriger Amplituden werden relativ zu denen höherer Amplituden verstärkt und umgekehrt. Der AGC wirkt im Zeitbereich. Zunächst wird die mittlere Amplitude für jede einzelne Spur berechnet und die Größe eines Zeitfensters festgelegt, dessen mittlere Amplitude der der gesamten Spur entsprechen sollte (Annan 2001). Im Anschluss daran wird jeder Amplitudenwert so skaliert, dass die mittlere Amplitude für den Bereich des Zeitfensters um diesen herum der mittleren Amplitude der gesamten Spur entspricht. Wird das Zeitfester klein gewählt, werden die Amplituden einander stark angeglichen. Wird das Zeitfenster entsprechend groß gewählt, werden die Amplituden einander nur in geringem Maße angeglichen (vgl. Cassidy 2009b; Sandmeier 2010).

<u>*energy decay*</u>

Der *energy decay* wirkt als Einspurprozess und bearbeitet jede Spur einzeln und unabhängig von benachbarten Spuren. Zunächst wird von allen Spuren im Radargramm eine durchschnittliche Amplitudenkurve berechnet. Diese unterliegt anschließend einem Median-Filter und wird durch die verstärkte Amplitudenkurve dividiert (Sandmeier 2010). Zum Schluss werden die Amplituden jeder einzelnen Spur durch die Werte der Kurve dividiert (Sandmeier 2010). Um die Vergleichbarkeit zwischen den Radarprofilen zu erhalten, wurde für alle Radargramme aus einem Arbeitsgebiet der gleiche Skalierungswert verwendet.

3.2.5.5 Geschwindigkeitsanalyse und Tiefenkorrelation

Anhand der Laufzeit des elektromagnetischen Signals im Untergrund kann die Tiefenlage eines Reflektors berechnet werden (Kapitel 3.1.3.3). Das Programm Reflex-Win berechnet auf Grundlage einer durch den Benutzer definierten durchschnittlichen Ausbreitungsgeschwindigkeit einen einheitlichen Tiefenmaßstab. Da sich die Ausbreitungsgeschwindigkeit mit dem Gehalt an polarisierbaren Materialien wie z. B. Wasser oder Tonminerale verändert, ist die Tiefenangabe lediglich als Richtwert anzusehen. Ausbreitungsgeschwindigkeiten im Untergrund können innerhalb eines Radargramms sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung auf kleinstem Raum variieren. Eine einheitliche Ausbreitungsgeschwindigkeit ist daher immer nur ein Durchschnittswert und demzufolge für präzise Ergebnisse im sedimentologischen Kontext unzureichend.

Diffraktionshyperbeln

Solitäre, näherungsweise punkt- oder kreisförmige Objekte im Untergrund, deren Abmessungen klein gegenüber der Wellenlänge sind und die ein auftreffendes elektromagnetisches Signal in alle Richtungen reflektieren, wirken für das elektromagnetische Signal als Punktstreuer und bilden sich im Radargramm als Diffraktionshyperbeln ab (Blindow et al. 2005). Außerdem treten Diffraktionen an Diskontinuitäten von Reflektoren, wie z. B. Unterbrechungen und Störungen mit Versatz auf. Mit Hilfe aller in einem Radargramm enthaltenen Diffraktionshyperbeln kann ein Geschwindigkeitsmodell generiert und die Ausbreitungsgeschwindigkeit im Untergrund berechnet werden.

Beim Aussenden der elektromagnetischen Welle verläuft das Signal nicht ausschließlich senkrecht in den Untergrund. Ein isolierter Punkt wird demzufolge schon bevor und nachdem das Georadar senkrecht über ihm positioniert ist von dem Signal erfasst (Abb. 3.16). Dabei verringert sich die scheinbare Tiefe der Reflexion bei der Annäherung und vergrößert sich wieder beim Entfernen (Annan 2001; Blindow et al. 2005; Neal 2004). Bei der Projektion der Wegstrecke unter dem Messpunkt entsteht schließlich als geometrische Form im Radargramm eine Hyperbel (Abb. 3.16), verursacht durch die unterschiedlichen Laufzeiten. Jeder einzelne Messpunkt auf der Hyperbel beinhaltet somit Informationen über die Laufzeit des Signals. So kann über eine Gradengleichung die spezifische Wellengeschwindigkeit für die Umgebung des isolierten Punktes berechnet werden (Annan 2001).

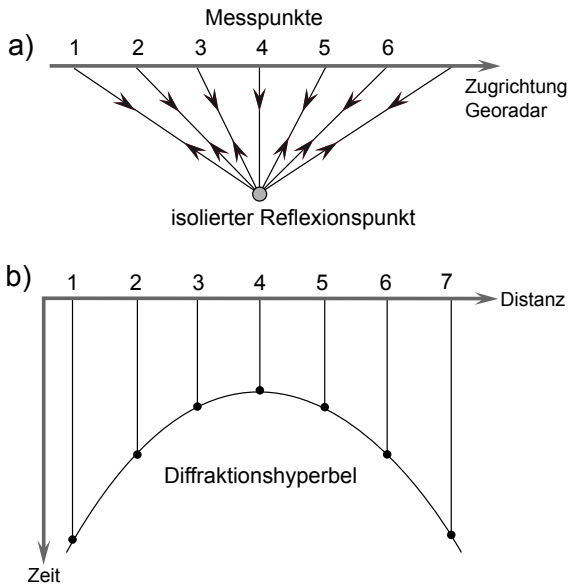


Abb. 3.16: *Entstehung einer Diffraktionshyperbel an einem isolierten Reflektorpunkt. a) Weg des Signals von und zum Reflektorpunkt; b) daraus folgende Diffraktionshyperbel verursacht durch das Zeichnen der Wegstrecke direkt unter die Messpunkte. Quelle: verändert nach Kearey & Brooks (1991) und Neal (2004).*

Mit der Software Reflex-Win ist es möglich, durch das Anpassen von Modell-Hyperbeln (siehe dazu auch Abb. 3.18), die durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit bis zu einem Störkörper zu ermitteln. Anhand dieser Methode werden schließlich von dem Programm künstliche Hyperbeln mit gegebenen Wellengeschwindigkeiten erzeugt und mit natürlichen Hyperbeln im Radargramm verglichen (Abb. 3.17). Die Geschwindigkeiten gelten hierbei ausschließlich für die nähere Umgebung der einzelnen Hyperbel.

Für alle in dieser Arbeit gezeigten Radargramme wurde ein auf unterschiedlichen Tiefen basierendes Geschwindigkeitsmodell entwickelt. Dieses zeigt, dass ein aussagekräftiger Tiefenmaßstab für die Radargramme im Küstenbereich oft mindestens zweigeteilt ist (Abb. 3.17). Im oberen Bereich ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle meist höher, im unteren Bereich dagegen langsamer. Die Grenze bildet dabei in vielen Fällen der Grundwasserspiegel, der den Untergrund hinsichtlich seiner Materialeigenschaften in wassergesättigte und wasserungesättigte Sedimente trennt.

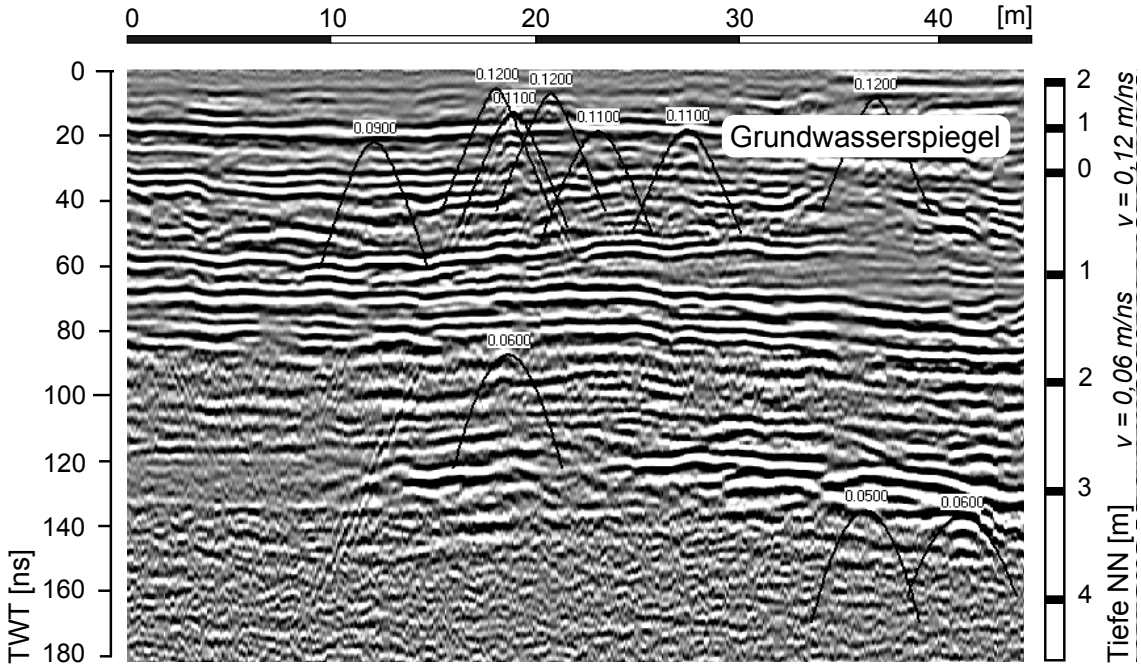


Abb. 3.17: *Geschwindigkeitsmodell basierend auf Diffraktionshyperbeln. Radargramm vor der topographischen Geländekorrektur. Die Lage des heutigen Grundwasserspiegels entspricht ungefähr dem NN-Niveau. Unterschied in den Geschwindigkeiten zwischen trockenen Dünensanden (v = 0,12 m/ns) im Hangenden und grundwassergesättigten Wattsanden (v = 0,06 m/ns) im Liegenden.*

Wenn Diffraktionshyperbeln im einzelnen Radargramm fehlen und keine CMP-Messungen durchgeführt wurden, ist auf Vergleichswerte aus anderen im Arbeitsgebiet gewonnenen Radargrammen zurückzugreifen. Eine hohe Datendichte in den jeweiligen Arbeitsgebieten durch lange Übersichtsprofile und kürzere Detailprofile ist demnach unumgänglich (Kapitel 3.2.3). Da die auf Diffraktionshyperbeln und CMP-Messungen basierte Geschwindigkeitsanalyse mit einem durchschnittlichen Fehler von +/-10 % belastet (Cassidy 2009b) ist, wird eine Korrelation der durch Modellhyperbeln im Radargramm ermittelten Ausbreitungsgeschwindigkeit mit der tatsächlichen Tiefe nur durch Bohrungen gewährleistet.

3.2.5.6 Migration

Im Allgemeinen wird die Migration angewendet, um die Auflösung der Radargramme zu verbessern und ein räumlich realistisches Bild des Untergrundes zu erhalten (Annan 2001; Cassidy 2009b). Der *Processing*-Schritt der Migration ist nötig, um wahre Geometrien der Reflektoren im Radargramm wiederherzustellen (Annan 2009). Auf diese Weise können die in horizontale und vertikale Lage einfallenden Reflexionen korrigiert und Diffraktionsmuster, die an punktförmigen (z. B. Diffraktionshyperbeln) oder stark gebogenen Reflektoren entstehen, in ihre wahre Geometrien und lagerichtigen Positionen zurückgerechnet werden. Diffraktionshyperbeln entstehen an näherungsweise punkt- oder kreisförmigen Objekten im Untergrund, die ein auftreffendes elektromagnetisches Signal in alle Richtungen reflektieren.

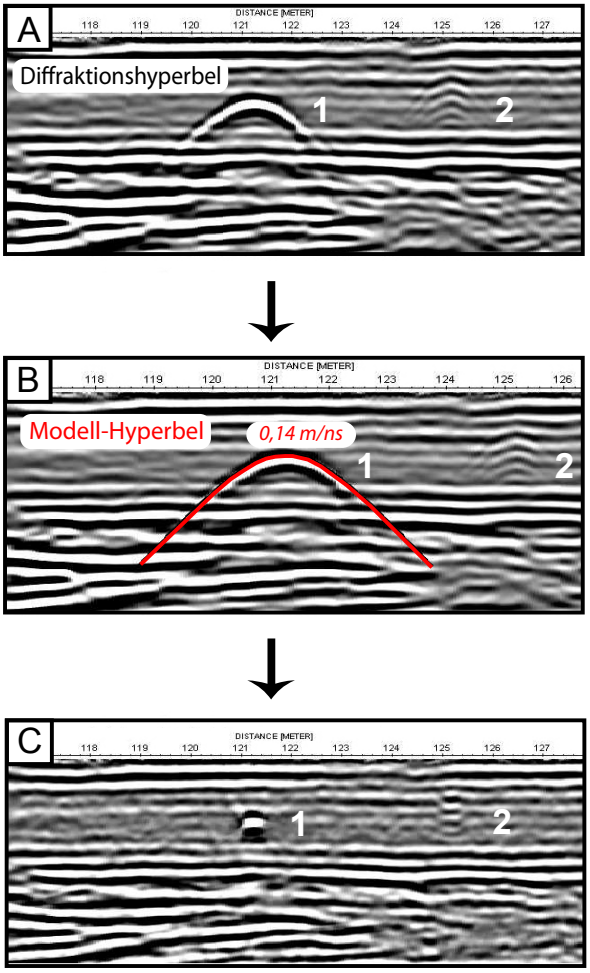


Abb. 3.18: *Anwendung der Migration auf Georadar-Daten. A: Diffraktionshyperbeln im den Radargramm entstehen durch die Reflexion an punktförmigen Objekten im Untergrund. B: Ermittlung der Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle durch Anpassen einer imaginären Modell-Hyperbel im Programm Reflex-Win. C: Durch die Anwendung eines Migrations-Algorithmus wurden die Achsen der Hyperbel entfernt und die Reflexionen der Objekte in ihre wahre Lage und Ausdehnung zurückversetzt.*

Aufgrund der räumlichen Ausbreitung eines emittierten Signals werden sowohl vor als auch nach dem eigentlichen Überfahren eines Punktstreuers mit dem Georadar entsprechende Reflexionen als Funktion der Zweiwegelaufzeit und damit zur tatsächlichen Lage versetzt aufgezeichnet (Kapitel 3.2.5.5).

Durch die Anwendung eines Migrations-Algorithmus werden die Achsen der Diffraktionshyperbeln entfernt und die Reflexionen der Objekte auf einen punktförmigen Reflektor reduziert, der der tatsächlichen Objektlage und -größe entspricht (Abb. 3.18). Fisher et al. (1992) und Yilmaz (1987) beschreiben den Prozess der Migration als eine Art „Enthallung" (*deconvolution*), die generell zur Verbesserung der räumlichen Auflösung eines Radargramms führt.

Die Migration von Radardaten setzt die Kenntnis der Geschwindigkeitsverteilung für elektromagnetische Wellen im Untergrund voraus (Annan 2009). Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten wurden im Radargramm mit Hilfe von Diffraktionshyperbeln und CMP-Messungen ermittelt und in einem Geschwindigkeitsmodell zusammengefasst. Ist die Geschwindigkeitsverteilung im Radargramm in vertikaler und horizontaler Richtung sehr heterogen beziehungsweise deuten viele Hyperbeln auf unterschiedliche Geschwindigkeiten

hin, ist die auf der durchschnittlichen Wellengeschwindigkeit im Radargramm basierende Migration nur bedingt erfolgreich. Die Ergebnisse variieren daher stark in Abhängigkeit der Übereinstimmung von gemittelter Durchschnittsgeschwindigkeit und tatsächlich gemessenen Wellengeschwindigkeiten im Reflexionsbereich.

Die Radargramme wurden unter Verwendung des Migrations-Algorithmus nach Stolt (1978) migriert, die auf einer einzigen und konstanten Geschwindigkeit für das ganze Radarprofil basiert. Die Migration gilt in der Reflexionsseismik längst als Standardverfahren bei der Aufbereitung von Rohdaten (Neal 2004). In Bezug auf Georadardaten ist sie allerdings ein stark diskutierter Bearbeitungsschritt, der bei falscher Anwendung durchaus einen negativen Einfluss auf die Ausgangsdaten ausüben kann. So können beispielsweise durch unsachgemäße Migration Artefakte in den Radardaten produziert werden. Nach eigenen Erfahrungen hat sich die Migration dennoch in der Bearbeitung von Georadardaten bewährt. Gerade in Hinblick auf sedimentologische Fragestellungen ist die Wiederherstellung der tatsächlichen Reflektorgeometrien von essentieller Bedeutung. Erst nach der erfolgreichen Migration können verlässliche Aussagen zum Einfallen der Reflektoren bzw. dem Einfallen der geologischen Schichten und Sedimentstrukturen im Untergrund getroffen werden. In denjenigen Radargrammen, wo Diffraktionshyperbeln im starken Maße zur Interpretation beitragen, wurden auf das Entfernen der Hyperbel durch Migration verzichtet.

3.2.5.7 Topographische Korrektur durch dGPS Daten

Obwohl die GPR-Profile bevorzugt in den flachen Bereichen der Dünentäler gemessen wurden, ist die Geländeoberfläche keineswegs völlig eben. Bodenwellen, kleine Sandakkumulationen und Primärdünen oder eine leichte Hangneigung verursachen topographische Höhenunterschiede (Tillmann & Wunderlich 2012). Diese relativen Höhenunterschiede innerhalb eines GPR-Transektes müssen erfasst werden, um die topographische Korrektur der GPR Daten und somit eine verlässliche Interpretation zu gewährleisten (Tillmann & Wunderlich 2012). Das Georadar simuliert die Geländeoberfläche als eine Gerade und die empfangenen Reflexionen liegen mit ihren Neigungen im Verhältnis dazu (Fisher et al. 1996; Neal 2004). Um die tatsächlichen Reflektorgeometrien und Einfallswinkel bestimmen zu können, muss die Topographie angeglichen werden (Jol & Bristow 2003).

Die Topographie der Profile wurde mit einem differentiellen GPS (dGPS) vermessen. Dazu wurden die dGPS Systeme Ashtech ProMark 2 und Topcon GPS G3 bestehend aus einem Referenzempfänger und einem mobilem Empfänger (*rover*) verwendet. Beim dGPS werden simultan mehrere Empfänger eingesetzt. Dadurch ist das dGPS im Vergleich zu einfachen GPS Systemen wesentlich genauer in der vertikalen und horizontalen Auflösung. So werden mit differentiell korrigierter Positionierung Genauigkeiten zwischen 10 - 15 cm erreicht (Ashtech 2002).

Die topographische Geländeaufnahme erfolgte im unmittelbaren Anschluss an die GPR-Messungen, da sich die Topographie in einem morphologisch aktiven Umfeld aus Dünen- und Strandsanden schnell im cm-Bereich ändern kann (Tillmann & Wunderlich 2012). Die stationäre Referenzstation wurde an einem definierten Geländepunkt positioniert. Mit dem mobilen Empfänger wurden die GPR-Profilstrecken im *stop-and-go*-Modus vermessen. Nach Empfehlungen von Jol & Bristow (2003) wurden in regelmäßigen Abständen (ca. alle 2 - 5 m) Wegpunkte erfasst. An sichtbaren Geländeknickpunkten, Erhebungen und Geländedepressionen wurden die Abstände der Messpunkte auf 1 m verkürzt und dadurch

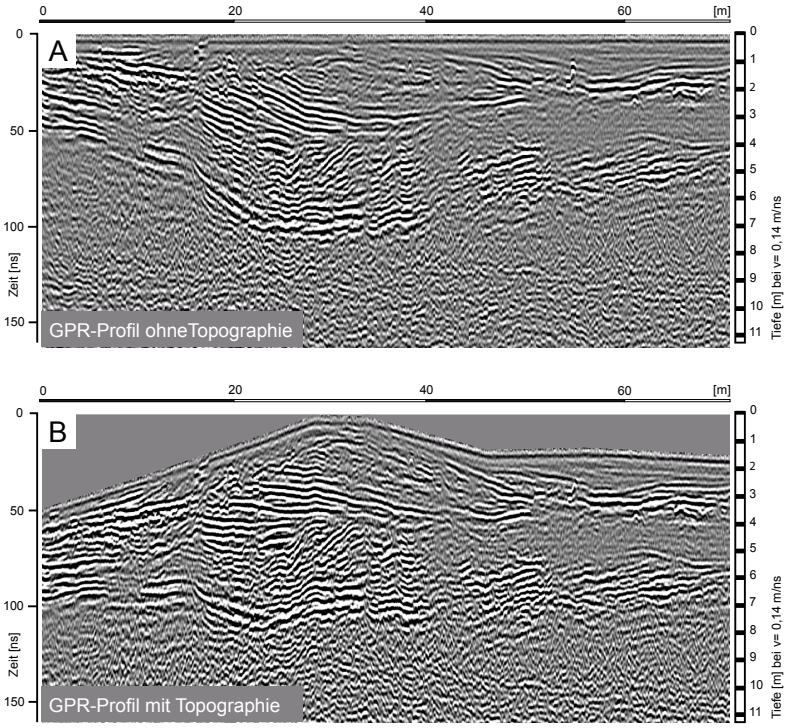


Abb. 3.19: *Radargramm einer Düne im Süden der Insel Sylt basierend auf GPR-Daten von Tillmann & Wunderlich (2012). Zur Position der Düne siehe Abb. 4.11 aus Kapitel 4.3.2.1. Bild A zeigt das Radargramm vor der topographischen Geländekorrektur mit Hilfe von dGPS Daten. Im Radargramm ist die Düne alskonkaveGeländedepression dargestellt. Bild B: Nach der topographischen Korrektur mit einer oberflächennahen Durchschnittsgeschwindigkeit von 0,14 m/ns wurde die topographische Geländeoberkante angeglichen und die reale Reflektorgeometrie der Düne als Vollform hergestellt.*

die Datendichte erhöht. Die GPS-Koordinaten wurden später am Computer ausgelesen und mit Hilfe der Software „Ashtech Solutions“ berechnet und nachbearbeitet.

Da Reflexionen als Funktion ihrer Laufzeit aufgezeichnet werden, liegt der Einsatzzeitpunkt des elektromagnetischen Signals in jeder Radarspur zunächst auf gleichem Niveau. Die relative vertikale Position der einzelnen Spuren zueinander kann durch die topographische Korrektur der GPR-Profile im Zuge des *Processings* ausgeglichen werden (Abb. 3.19), sofern im Gelände eine topographische Geländeaufnahme der einzelnen GPR-Profile erfolgte.

Die Topographische Korrektur der GPR-Daten ist vor allem im sedimentologischen Kontext notwendig, um die Radargramme in ihre richtige räumliche Position zu bringen und die tatsächlichen Einfallswinkel der Reflektoren zu bestimmen (Cassidy 2009b). Sind die relativen topographischen Höhenunterschiede entlang eines Radarprofils nicht ausgeglichen, orientieren sich die Reflektoren im Verhältnis zu einer unnatürlichen Geraden, die vom Georadar als Geländeoberfläche vorgegeben wird und der Grenzfläche von Luft und Boden entspricht. Das führt dazu, dass die Einfallswinkel der Reflektoren im Radargramm entweder zu steil oder zu flach dargestellt werden.

Die Topographie der Radarprofile kann durch eine statische und zeitunabhängige Korrektur jeder einzelnen Spur eines Radargramms in Laufzeitrichtung angeglichen werden (Sandmeier 2010). Am Beispiel des Radargramms aus Abbildung 3.19 wird die Wichtigkeit der topographischen Geländekorrektur deutlich. In den GPR-Rohdaten ist die Düne als konkave Geländedepression dargestellt. Nach der topographischen Korrektur wurde die Geländeoberkante angeglichen und die reale Reflektorgeometrie der Düne als Vollform hergestellt.

Time cut

Mit der Funktion des *time cut* wird der *Processing-Flow* innerhalb des Programms Reflex-Win abgeschlossen. Der *time cut* bietet die Möglichkeit, die Laufzeit der Signalspuren im Radargramm auf eine maximale Tiefe bzw. TWT zu begrenzen (Sandmeier 2010). Es werden dabei keine Änderungen an den eigentlichen Signaldaten vorgenommen. Rauschen oder reflexionsfreie Bereiche starker Signaldämpfung im unteren Bereich der Radargramme können aus Gründen der Übersichtlichkeit und Speicherkapazität durch den *time cut* entfernt werden. Damit weiterhin die optische Vergleichbarkeit zwischen den Radarprofilen erhalten bleibt, wurde der *time cut* für alle Radargramme aus einem Arbeitsgebiet bei ähnlicher Tiefe ausgeführt.

3.2.5.8 Visualisierung und Illustration von Georadar-Daten

Das Ziel der Visualisierung von Georadardaten ist eine Darstellung der bearbeiteten Radargramme, die ein realistisches Abbild des oberflächennahen Untergrundes wiedergibt, in dem alle Strukturen und Objekte in ihrer korrekten räumlichen Position angezeigt werden. Eine gute Visualisierung ist von zentraler Bedeutung für die Interpretation und als integrativer Teil der Interpretation anzusehen (Daniels 2000).

Radargramme werden in der Regel als zweidimensionale Reflexions-Querprofile bzw. als vertikale Schnitte durch den Untergrund entlang des gemessenen Transektes dargestellt (Annan 2009). Eine 2,5 dimensionale Darstellung wird durch Kreuzungs- oder Berührungspunkte einzelner zweidimensionaler GPR-Profile gewährleistest und ermöglicht so eine pseudo-dreidimensionale Betrachtungsweise der Untergrundstrukturen im Arbeitsgebiet. Eine echte dreidimensionale Darstellungsweise erfordert eine vorangegangene dreidimensionale Datenaufnahme im Gelände anhand eines regelmäßigen und gitterförmigen Aufnahmerasters (siehe Kapitel 3.2.3).

Hinsichtlich der Darstellungsformen von Radargrammen unterscheidet man zwischen dem *point*-Modus und dem *wiggle*-Modus. Während das Radargramm im *wiggle*-Modus durch eine Aneinanderreihung einzelner Radarspuren dargestellt wird, wird es im *point*-Modus der Amplitudengröße entsprechend flächenhaft anhand von Farb- oder Graustufen abgebildet. Dabei erhält die variierende Amplitudenstärke der Signale unterschiedliche Farben bzw. Grautöne einer vordefinierten Skala. Reflex-Win bietet verschiedene Farb- und Grauskalen zur Darstellung an in welcher Amplitudenunterschiede gut sichtbar werden.

Die Interpretation der Georadardaten der Inseln Sylt und Amrum erfolgt auf der Grundlage unterschiedlicher Darstellungsformen. So wurden die Radargramme sowohl im *wiggle*-Modus als auch im Graustufenmodus und in verschiedenen Farbmodi betrachtet und analysiert. Die im Rahmen dieser Arbeit und in den vorangegangenen Publikationen gezeigten Georadardaten sind aus Gründen der Übersichtlichkeit ausschließlich im *point*-Modus dargestellt. Es wurde eine Graudarstellung gewählt in der auch Diffraktionshyperbeln deutlich zu erkennen sind. Diffraktionshyperbeln sind in vielen Radargrammen der Arbeitsgebiete vorhanden und spielen daher für die Interpretation eine wichtige Rolle. Für die Visualisierung und Illustration der Daten wurde das Vektorgrafik Programm „Illustrator CS5“ der Firma Adobe verwendet.

3.2.6 Interpretation von Georadardaten

3.2.6.1 Ursachen für Reflexionen im Küstenbereich

Nach dem *Processing* der GPR-Rohdaten erfolgen die Auswertung mit einer Klassifizierung der Reflexionseinheiten und die anschließende Interpretation mit der Definition einer Radarfazies und der Aufstellung einer Radarstratigraphie. Die Interpretation von Georadardaten stellt eine besondere Herausforderung innerhalb der Georadar-Methode dar und basiert größtenteils auf der Bildgebung der Radargramme. Daher ist es wichtig die Ursache der Reflexionen zu kennen (Jol & Bristow 2003; van Overmeeren 1998). Unterschiedliche Reflexionsmuster in klastischen Sedimenten werden häufig hervorgerufen durch Änderungen in der Schichtung und Lagerung oder der Lithologie wie z. B. Unterschiede in Korngröße, -zusammensetzung, -form, -orientierung oder -packung (Bristow et al. 1996). Die Reflexionen werden dabei hauptsächlich durch eine abrupte Änderung der dielektrischen Eigenschaften im Untergrund ausgelöst (elektrische Leitfähigkeit δ, magnetische Leitfähigkeit μ, Permittivität ε). Untersuchungen von Davis & Annan (1989) zeigten, dass in reinen Sanden besonders die Permittivität und weniger die elektrische und magnetische Leitfähigkeit für Reflexionen verantwortlich sind (Neal 2004). Die Permittivität beschreibt die Durchlässigkeit eines Materials für elektrische Felder und wird vor allem durch Unterschiede im Wassergehalt des Untergrundes beeinflusst (Neal 2004). Auch nach Bristow (2009) und van Dam (2012) gilt der Wassergehalt als wichtigster Faktor, der die elektromagnetischen Eigenschaften der Sedimente bedingt und somit zu Dielektrizitätskontrasten führt. Demzufolge werden GPR-Reflexionen in erster Linie auf die Fähigkeit der Sedimente Wasser zu speichern zurückgeführt (van Dam 2001; van Dam et al. 2002).

Der Wassergehalt im Sediment wird bedingt durch die Porosität und die Korngröße (Bristow 1996). Die Korngrößenzusammensetzung und Sortierung der Sedimente, die Art ihrer Schichtung und Lagerung erzeugt unterschiedliche Porositäten und somit ein wechselndes Luft- und Wassergehaltsverhältnis (Baker 1991). Feinkörnige Sedimente besitzen aufgrund erhöhter Kapillarkräfte oft höhere „in situ" Wassergehalte als grobkörnige (Salat 2010).

In vielen Sedimenten wie z. B. in äolischen Sedimenten, sind Korngröße und Sortierung eine Funktion der primären Ablagerungsstrukturen, sodass GPR-Reflexionen auf primäre Sedimentstrukturen zurückzuführen sind (Bristow et al. 1996). Änderungen der Korngröße bedingen minimale Änderungen im Kapillarwasser innerhalb der Schichtung und sind somit

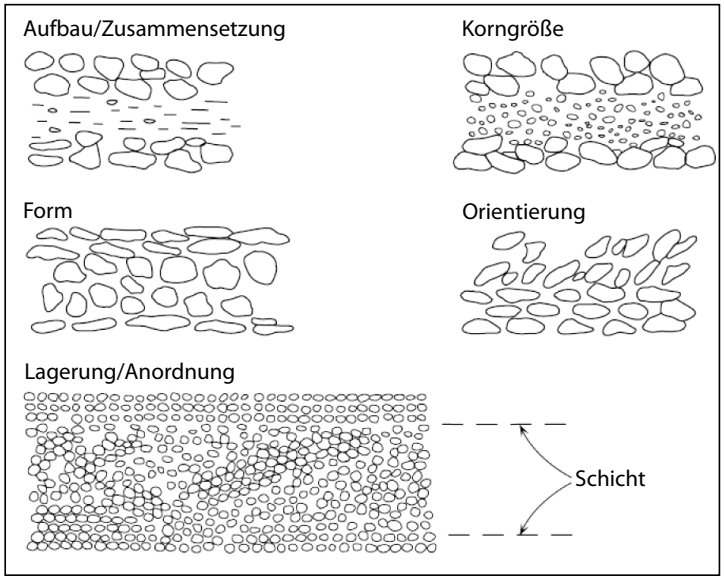


Abb. 3.20: *Schichtung in Sedimenten und Sedimentgesteinen als Ergebnis von unterschiedlicher Korngrößenzusammensetzung, -gestalt, -ausrichtung und -lagerung. Quelle: verändert nach Collison & Thompson (1989).*

der Hauptgrund für den dielektrischen Kontrast, der durch das Georadar aufgezeichnet wird (Bristow et al. 1996). Folglich sind die physischen Eigenschaften, Sortierung und Anordnung einzelner Sandkörner im Sediment wie aus Abbildung 3.20 ersichtlich nur indirekt für Reflexionen verantwortlich. Gemäß van Dam (2001), van Dam et al. (2002) und Girardi & Davis (2010) können auch Eisenoxide und organische Anreicherungen (Neal 2004) in den Sedimenten GPR-Reflexionen hervorrufen.

3.2.6.2 Methode der Radarstratigraphie

Die Interpretation der in dieser Arbeit gezeigten Georadardaten erfolgte auf der Basis der von Neal (2004) entwickelten Radarstratigraphie. Die Methode der Radarstratigraphie wurde erstmals durch Jol & Smith (1991) als eine Interpretationstechnik für Georadardaten eingeführt und basiert in ihren Grundzügen auf den Prinzipien der in den 1970er Jahren von der Erdölindustrie entwickelten Seismischen Stratigraphie nach Mitchum et al. (1977). Diese geht von sedimentären Sequenzen (speziell siliziklastischen Sequenzen) aus, die in eine Hierarchie der Sedimentationseinheiten von einzelnen *laminae* bis hin zu sedimentären Beckenfüllungen unterteilt werden (Allen 1982; Campbell 1967; Miall 1991) und stellt damit die Grundlage der Sequenzstratigraphie dar (Payton 1977; Schäfer 2005). Der Hauptunterschied zwischen der Interpretation von Georadar-Profilen und seismischen Profillinien besteht im unterschiedlichen Maßstab und den dadurch bedingten unterschiedlichen Ablagerungszeiträume. Georadar-Profile umfassen grundsätzlich kleinere Sedimentationsräume und damit kürzere Ablagerungszeiten (Jol & Bristow 2003).

Durch die Definition einer Radarfazies ist es möglich, die Radargramme in ihre stratigraphischen Einheiten zu unterteilen. Die Begriffe *„radar facies", „radar surface"* und *„radar package"* (Abb. 3.21) können nach Neal (2004) simultan aus der seismischen Interpretationsmethode übernommen werden. Gemäß Mitchum et al. (1977) sind Radareinheiten (*radar package*) Ablagerungen bestehend aus Schichten gleicher Entstehung, die durch die Radarfazies (*radar facies)* beschrieben werden (Abb. 3.21). Analog zur seismischen Stratigraphie wird eine Radarfazies definiert als die Summe aller charakteristischen Reflexionsmuster und -geometrien, die durch eine sedimentäre Sequenz hervorgerufen werden (Neal 2004; van Overmeeren 1998) und sich von angrenzenden Reflexionsmustern unterscheiden (Jol & Bristow 2003; Mitchum 1977). Im Sinne der Sequenzstratigraphie ist eine sedimentäre Sequenz eine relativ konforme Abfolge von genetisch miteinander in Beziehung stehenden Schichten, die an ihrer Basis und im

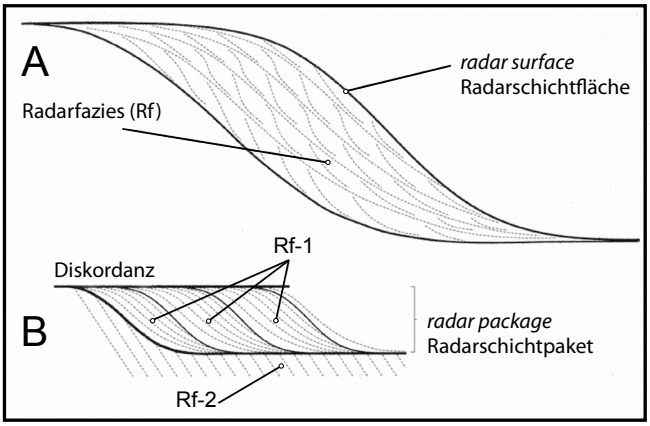


Abb. 3.21: *Definition der Bezeichnungen Radarfazies, radar surface und radar package erweitert nach Lindhorst (2008). A: Der Begriff Radarfazies beschreibt die Summe aller charakteristischen Reflexionsmuster, die sich von angrenzenden Reflexionsmustern durch Grenzflächen sog. radar surfaces unterscheiden. B: Radareinheiten sog. radar packages sind Ablagerungseinheiten bestehend aus Schichten gleicher Entstehung, die durch die Radarfazies beschrieben werden und durch Diskordanzen begrenzt werden.*

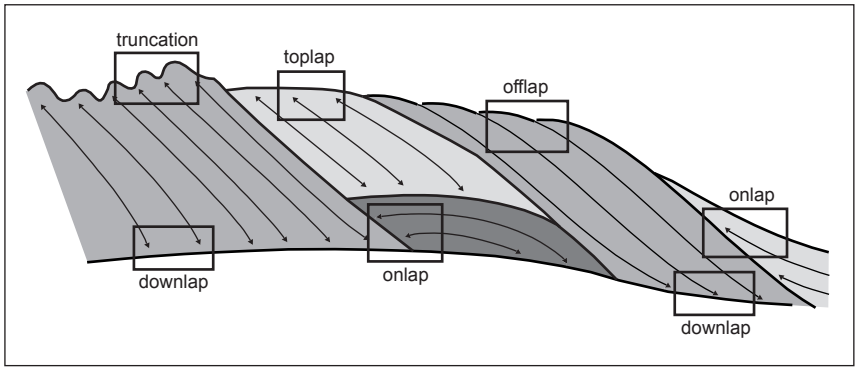


Abb. 3.22: *Grenzflächen, Reflektorbeziehungen und Reflektorendungen modifiziert nach* Emery & Myers *(1996).*

Hangenden durch Diskordanzen begrenzt sind (Mitchum 1977). Die Radarfazies beschreibt somit ein „Set" ähnlicher Reflexionen (Abb. 3.21), die innerhalb unterschiedlicher Grenzflächen (*radar surfaces*) im Untergrund liegen (Bristow et al. 2000; Neal 2004).

Gawthorpe et al. (1993) stützt sich in seinem Konzept zur Radarstratigraphie vor allem auf die Abgrenzung von Radareinheiten durch Reflektorendungen. Radarschichtflächen (*radar surfaces*) sind Grenzflächen und werden durch die Endungen der Reflektoren definiert (Gawthorpe et al. 1993) und begrenzen genetisch miteinander in Beziehung stehende Reflexionen (Abb. 3.21 und Abb. 3.22). In Anlehnung an Salat (2010) und Vail (1987) wurden die Reflektorendpunkte im Radargramm während des Bearbeitungsprozesses durch Pfeile markiert. Deuteten mehrere Pfeile systematisch auf eine Diskontinuität hin, so wurde diese als Grenzfläche identifiziert.

Seismische oder elektromagnetische Reflexionen enden auf charakteristische Weise. Reflektorendungen wie *toplaps* und d*ownlaps* (Abb. 3.22) beschreiben die obere und untere Grenze von Radareinheiten und sind primär auf die Ablagerungsverhältnisse zurückzuführen, während *erosional truncation* ausschließlich auf Erosion zurückzuführen ist (Catuneanu 2002; Gawthorpe et al. 1993; Neal 2004). *Erosional truncation* beschreibt das Auslaufen von Schichten gegen eine erosive Oberfläche und impliziert entweder die Entwicklung eines erosiven Reliefs oder einer unregelmäßigen Diskordanz (Catuneanu 2002; Emery & Myers 1996). Schäfer (2005) übersetzt den Begriff „*erosional truncation*" mit „Erosionskontakt".

Aus der Sicht der Sequenzstratigraphie handelt es sich dabei um eine tiefgründige Erosionsdiskordanz, die sich in ältere Schichtenfolgen einschneidet. War die Erosion dagegen nur geringfügig und betrifft ausschließlich die obere Sedimentdecke, spricht man von einer Auf-

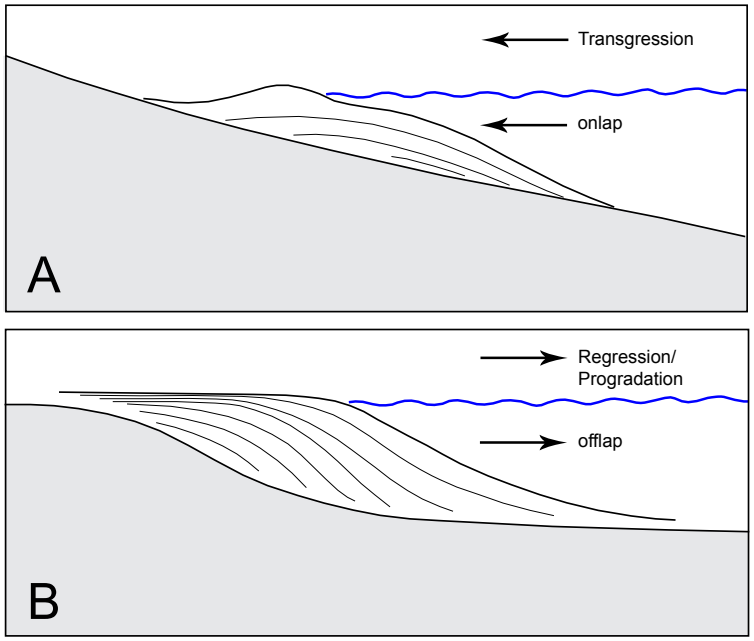


Abb. 3.23: *Vereinfachte Geometrie von Anlagerungsflächen an Küsten, modifiziert nach* Schäfer *(2005). A: Retrogradierende Küsten durch „coastal onlap". B: Progradierende Küstenlinie durch „offlap".*

arbeitungsfläche (*ravinement surface*). Bezieht man die Begriffe der Reflektorendungen auf marine Schichtenfolgen, so arbeiten sich transgressive marine Schichtenfolgen landwärts vor und bilden einen sogenannten „*onlap*" bzw. „*coastal onlap*" (Abb. 3.23 Bild A). Progradierende Systeme werden als „*offlap*" zusammengefasst und bilden - wie in Abbildung 3.23 Bild B dargestellt - regressive meerwärts fortschreitende Küstensandfolgen aus (Catuneanu 2002; Schäfer 2005).

Baselap ist das Anlagern einfallender Reflektoren bzw. sedimentologischer Schichten an eine Oberfläche und wird unterschieden in *downlap*, bei dem der Einfallswinkel der auflagernden Horizonte steiler ist als das der vorhandenen Oberfläche und *onlap*, bei dem das Einfallen der schon vorhandenen Oberfläche größer ist (Catuneanu 2002).

Downlap und *onlap* können je nach Anschnittswinkel des Georadar-Profils nicht immer unterschieden werden. *Baselap* kann oftmals an der Basis progradierender Clinoformen beobachtet werden und repräsentiert ebenfalls eine Progradation von Ablagerungssystemen in Richtung des tieferen Wassers. *Toplap* ist die Endung einfallender Reflektoren gegen einen im Hangenden weniger steil einfallenden Reflektor (Catuneanu 2002) und repräsentiert eine Diskordanz.

Reflektorbeziehungen beschreiben die Art und den Winkel der Reflektoren zueinander und können aus Progradations-, Umlagerungs- und Verfüllungsprozessen im Sedimentationsraum resultieren (Emery & Myers 1996). Idealerweise sollte die Beschreibung der Radarfazies sowohl die interne Reflektorkonfiguration als auch die äußere Form erhalten (van Heteren 1998). Die unterschiedlichen Reflektorendungen sind in Abbildung 3.22 dargestellt.

Oftmals repräsentieren Radarschichtflächen *(radar surfaces*) Unterbrechungen in der sedimentologischen Schichtenfolge und entsprechen damit Diskordanzen. Nach eigener Erfahrung sind *radar surfaces* allerdings nicht immer als eindeutige und klare Reflektorgrenze ausgebildet, sondern können im Radargramm lediglich durch die unterschiedliche Ausprägung und das räumliche Verhalten benachbarter Reflexionen ausgemacht werden.

Durch die Definition von Radarschichtflächen (*radar surfaces*) wird die Unterteilung eines Radargramms in verschiedene Einheiten ermöglicht (Gawthorpe et al. 1993), die Zeiten kontinuierlicher Sedimentationsbedingungen repräsentieren (Jol & Bristow 2003). Die Abfolge dieser Einheiten wird als Radarstratigraphie bezeichnet und lässt auf die relative Chronologie von Sedimentationseinheiten (Chronostratigraphie) schließen (Jol & Bristow 2003; Tillmann & Wunderlich 2010b; van Overmeeren 1998).

Mit der Radarstratigraphie kann auf unterschiedliche Ablagerungsbedingungen und Sedimentationsräume geschlossen werden (vgl. Abb. 3.24), die ihrerseits in gewissem Maße Aufschluss über die zur Zeit der Sedimentation herrschenden Paläoumweltbedingungen geben (Tillmann & Wunderlich 2010a, 2010b). Dementsprechend erlaubt die Methode der Radarstratigraphie eine unmittelbare Verbindung von Radar- und Sedimentfazies (Jol & Bristow 2003; Mitchum et al. 1977).

Das finale Produkt des Interpretationsprozesses von Georadardaten stellt ein stratigraphisches Modell des oberflächennahen Untergrundes dar, dass die verschiedenen Sedimentfazies, Ablagerungsräumen und Prozesse chronologisch miteinander in Verbindung setzt (Tillmann & Wunderlich 2010a, 2010b, 2013).

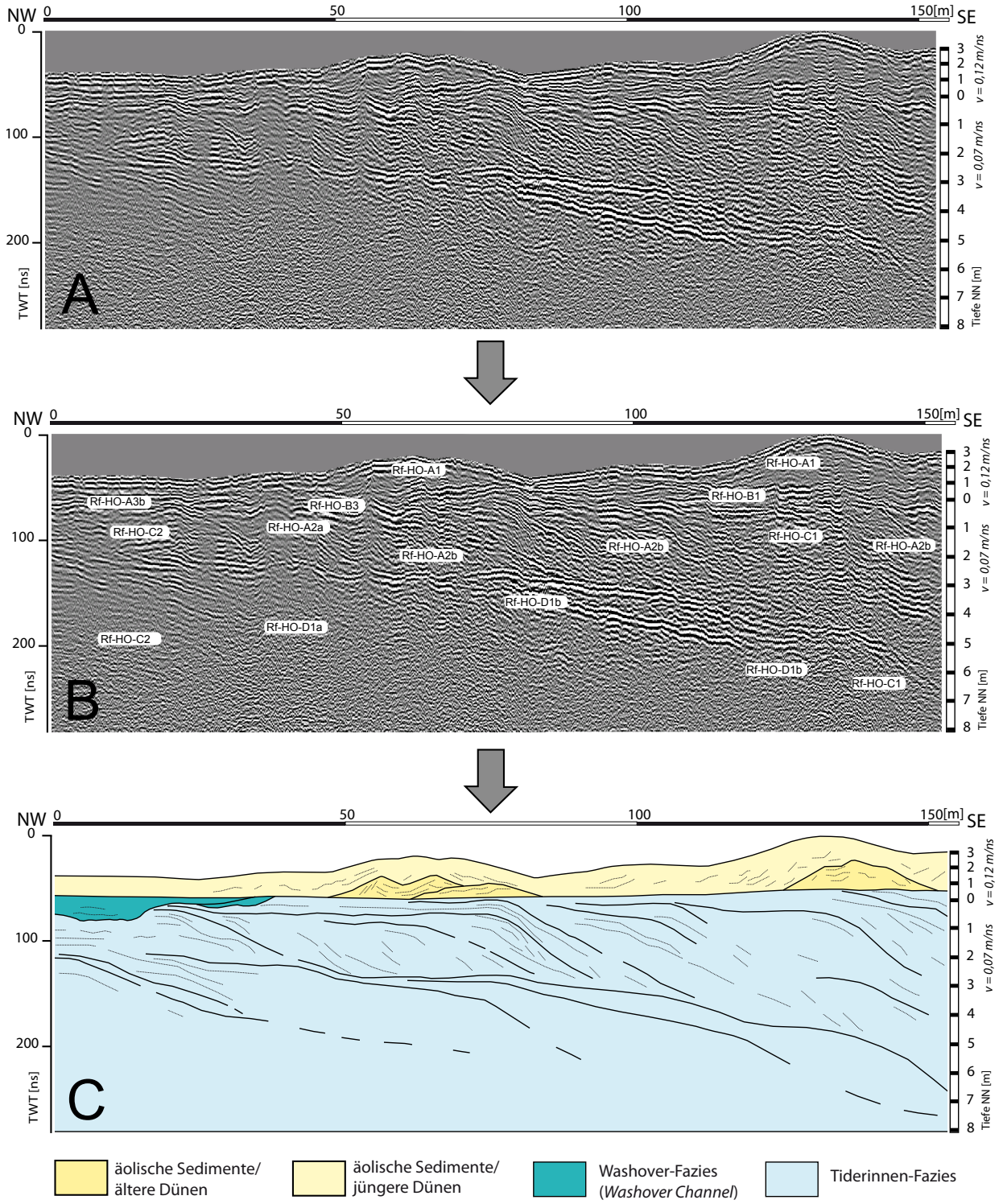


Abb. 3.24: *Konzept der Radarstratigraphie. Bild A: Radargramm nach Processing, topographischer Korrektur und Geschwindigkeitsanalyse. Bild B: Im Radargramm werden Bereiche charakteristischer Reflexionsmuster als Radarfazies zusammengefasst. Bild C: Auf der Grundlage der Radarfazies-Definition von allen im Untersuchungsgebiet gemessenen Radargrammen erfolgt mit der Interpretation die Einteilung in unterschiedliche Sedimentationsräume. Zur Lage des GPR-Profils im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde im Süden von Sylt siehe Abbildung 4.1 und 4.19 aus Kapitel 4. Quelle: in Anlehnung an* Tillmann & Wunderlich *(2011a, 2011 b, 2012).*

Nach einer Terminologie (Abb. 3.25) von Neal (2004) wird die Radarfazies beschrieben durch:

- die Form und Geometrie der Reflexionen (Neal 2004; van Overmeeren 1998)
- die Neigung der Reflektoren bzw. Einfallswinkel und -richtung (Neal 2004)
- die räumliche Beziehung der Reflexionen zueinander (Neal 2004)
- die Kontinuität der Reflektoren (Neal 2004; van Overmeeren 1998)

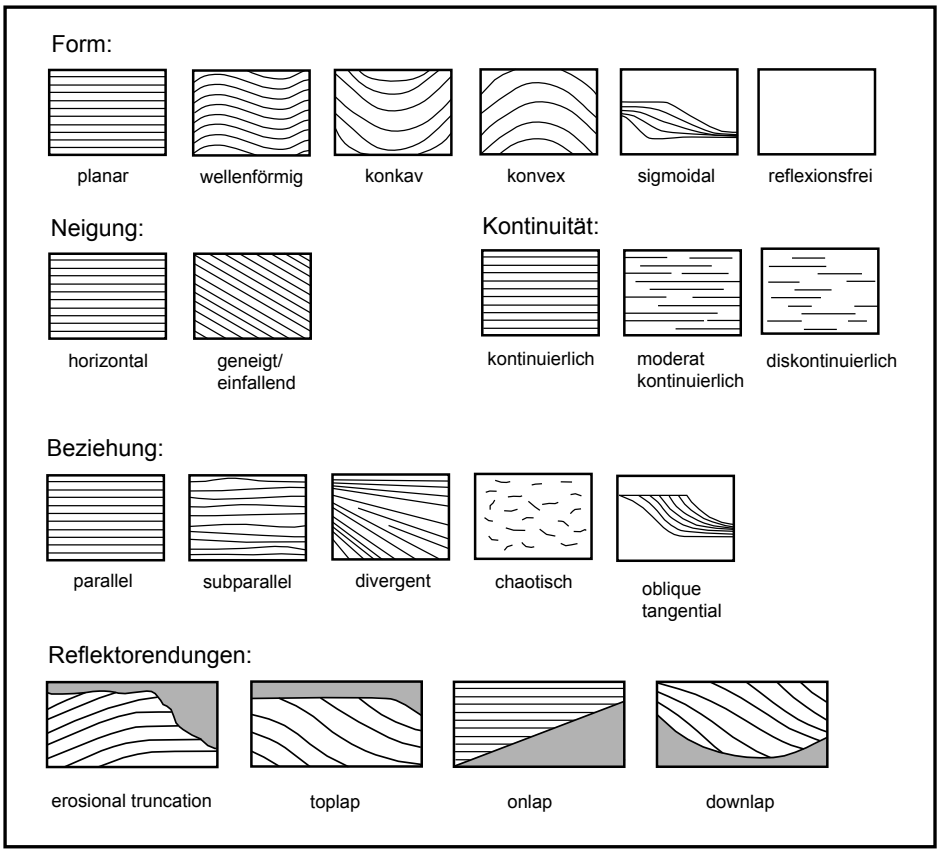


Abb. 3.25: *Terminologie zur Definition und Beschreibung von Radarfazies und Reflektorendungen verändert nach Neal (2004).*

Nach eigener Erfahrung spielen Faktoren wie etwa die maximale Erkundungstiefe, die gänzliche Abwesenheit von Reflexionen oder die Menge und Anordnung von Diffraktionshyperbeln ebenfalls eine wichtige Rolle bei der Interpretation von Georadardaten.

Um eine Subjektivität während der Interpretation zu vermeiden, wurden grundsätzlich alle in einem bestimmten Untersuchungsgebiet der Inseln Sylt und Amrum gemessenen Radarprofile miteinander verglichen und räumlich in Beziehung gesetzt. Nach Angaben von Lindhorst (2008) basierend auf ausgedehnten Untersuchungen mittels Georadar im Norden der Insel Sylt werden in sandigen Küstensedimenten normalerweise nicht mehr als 10 bis 15 unterschiedliche Radarfazies definiert. Nach Tillmann & Wunderlich (2011a) hängt die Zahl der Radarfazies vor allem von der Größe des Untersuchungsgebietes sowie der Vielzahl an sedimentologischen Faziesräumen und geomorphologischen Strukturen ab.

Die Benennung der in dieser Arbeit gezeigten Radarfazies erfolgt nach dem untenstehenden und eigens entwickelten Schema. Die Bezeichnung „Rf“ steht für Radarfazies. Eine erste Einteilung der Reflexionen erfolgte in Bezug auf die Arbeitsgebiete, in denen die Reflexionen aufgezeichnet wurden. Die Arbeitsgebiete werden in der Bezeichnung der Radarfazies durch die unten genannten Abkürzungen repräsentiert. Eine weitere Einteilung der Reflexionen erfolgte in Anlehnung an die Vorgehensweise von Lindhorst (2008), Lindhorst et al. (2008, 2010) und die Erweiterung von Tillmann & Wunderlich (2011a), Tillmann & Wunderlich (2013) und Tillmann & Wunderlich (2014) in einfallende Reflexionen, horizontale Reflexionen, irreguläre Reflexionen und Radarschichtflächen (*radar surfaces*). Gemäß der o. g. Nomenklatur wurden die Radarfazies-Definitionen aller Untersuchungsgebiete in die Oberkategorien Rf-A, Rf-B, Rf-C und Rf-D unterteilt. Reflexionen, die einen deutlichen Einfallswinkel aufweisen, sind unter der Radarfazies A zusammengefasst. Die Radarfazies B beinhaltet alle horizontalen Reflexionen. Irreguläre Reflexionen ohne eindeutige Einfallsrichtung sind unter der Radarfazies C erfasst. Die Radarfazies D kennzeichnet Grenzflächen (*radar surfaces)* innerhalb der Radargramme. Die Radarfaziesdefinition der jeweiligen Arbeitsgebiete ist mit einer fortlaufenden Nummerierung gekennzeichnet. Ist die Radarfazies z. B. in Bezug auf die Orientierung der Georadar-Transekte unterschiedlich ausgeprägt, aber dennoch auf die gleiche Herkunft der Reflexionen zurückzuführen, so wird diese durch einen zusätzlichen Kleinbuchstaben (a; b; c; etc.) ergänzt. So sind zum Beispiel Reflexionen, die auf *washover*-Ablagerungen zurückzuführen sind, in küstennormal und küstenparallel verlaufenden Georadar-Profilen mit unterschiedlichen Geometrien ausgebildet (vgl. Kapitel 4.3.1.1); dennoch sind sie aber auf die gleichen geologisch-geomorphologischen Prozesse zurückzuführen.

1. Rf = Abkürzung für Radarfazies

2. Kürzel der Arbeitsgebiete
   - AN = Amrum Nord
   - AO = Amrum Odde
   - AL = Amrum Leuchtturm
   - SS = Süd-Sylt
   - HO = Hörnum Odde
3. Kennzeichnung der Reflexionen in
   - A = einfallende Reflexionen
   - B = horizontale Reflexionen
   - C = irreguläre Reflexionen
   - D = radar surfaces

4. + fortlaufende Nummerierung (1; 2; 3 usw.)

Dem Klassifizierungsschema zufolge handelt es sich bei „Rf-AL-B2“ um eine „Radarfazies“ mit „horizontalen Reflexionen“, die im Arbeitsgebiet „Amrum Leuchtturm“ unter der fortlaufenden Nummer „2“ aufgelistet ist. Die Bezeichnung „Rf-HO-A1“ steht dagegen für eine Radarfazies mit „einfallenden Reflexionen“ im Arbeitsgebiet „Hörnum Odde“ auf Sylt mit der fortlaufenden Nummer „1“.

3.3 Bohrungen und sedimentologische Analysen

Die Kombination von Georadardaten und sedimentologischen Daten ermöglicht eine hochauflösende Stratigraphie des oberflächennahen Untergrundes der Nordseeinseln Sylt und Amrum. Im Süden von Sylt wurden insgesamt 7 Bohrungen (Rammkernsondierungen) bis zu einer Tiefe von 8 Metern unter der Geländeoberfläche abgeteuft. Auf der Insel Amrum wurden 6 Bohrungen (Rammkernsondierungen) bis zu einer Tiefe von 10 Metern unter der Geländeoberfläche abgeteuft. Die Rammkernsondierungen wurden mit einer Kombination aus Benzinschlagkopfbohrer der Firma Wacker (Wackerbohrer), Schlitzsonden und hydraulischem Ziehgerät durchgeführt. In Abhängigkeit von der Eindringteufe kamen unterschiedliche sich mit zunehmender Tiefe verjüngende Schlitzsonden (Ø = 80 mm, Ø = 60 mm, Ø = 30 mm) zum Einsatz. Zusätzliche Pürkhauersondierungen erhöhten die Datendichte in den Untersuchungsgebieten und wurden bis zu einer Tiefe von maximal 3,5 m abgeteuft.

Primäres Ziel der Bohrungen war es, eine Verbindung zwischen der Radarfazies und der entsprechenden Sedimentfazies herzustellen und die Sedimenteigenschaften der Hauptreflektoren zu bestimmen.

Die jeweiligen Bohrpunkte wurden auf Grundlage der definierten Radarfazies gezielt ausgewählt und im Vorfeld mit Hilfe von dGPS Koordinaten eingemessen. Im Bereich ausgewählter Bohrungen auf Sylt sind zusätzlich 3D-Georadarmessungen durchgeführt worden, um räumliche Informationen (Einfallswinkel und Einfallsrichtung) der durchteuften Schichten bzw. Hauptreflektoren zu erhalten.

In Arealen in denen aufgrund der Untergrundbedingungen keine Georadarmessungen möglich waren, wurde ausschließlich auf Bohrungen zurückgegriffen. So konnten zum Beispiel im Gebiet der Risum Marsch im Norden Amrums (siehe Kapitel 7.3.2) aufgrund von Salzwassereinfluss im dortigen Salzwiesenbereich sowie tonhaltiger Sedimente im Untergrund keine Georadardaten gewonnen werden, sodass dort ausschließlich Bohrungen durchgeführt wurden.

Die Feldansprache erfolgte nach den Kriterien der DIN 4022. Dabei wurden Korngröße, Sedimentfarbe, organogener Anteil, Schalenfragmente und Wassergehalt aufgenommen und enthaltene Mollusken und Makroreste bestimmt. Die Abschätzung der Carbonatgehalte im Gelände erfolgte im HCL-Schnelltest mit 10%-iger Salzsäure. Aufgrund der Dominanz von Molluskenschalen- und Schillanteilen in den vorwiegend marinen Sedimenten erwies sich die Carbonatbestimmung jedoch als wenig aussagekräftig.

3.3.1 Laboranalysen

Um eine Verbindung zwischen der Radarfazies und Sedimentfazies herzustellen, richtete sich die Probennahme sowohl nach den Radargrammen als auch nach der Lithologie bzw. den differenzierbaren Sedimenteinheiten. Insgesamt wurden 290 Proben von Sylt und ca. 300 Proben von Amrum entnommen, sodass von nahezu jeder Radarfazies bzw. jedem Sedimenttyp entsprechendes Probenmaterial für anschließende Laboranalysen gesichert wurde. Um die in typischer Weise geringfügigen granulometrischen Variationen feinklastischer Sedimente transparenter zu gestalten, wurden größere Mischproben makroskopisch wechselnder Korngrößengemische vermieden und in sehr engen Abständen von 5 - 10 cm

beprobt. Der enge Probenabstand richtete sich zudem nach der vertikalen Auflösung in den einzelnen Radargrammen (vgl. Kapitel 3.1.3.5). Je nach gewählter Antennenfrequenz und Untersuchungsgebiet lag die vertikale Auflösung der einzelnen Schichten im Georadar im Idealfall zwischen 5 cm und 25 cm.

Granulometrie

Hauptursachen für Georadar-Reflexionen im Küstenbereich sind unterschiedliche elektromagnetische Materialeigenschaften. In klastischen Sedimenten werden diese häufig durch Änderungen der Korngröße, -zusammensetzung, -form, -orientierung und -packung hervorgerufen. In vielen Sedimenten sind Korngröße und Sortierung eine Funktion der primären Ablagerungsstrukturen, sodass GPR-Reflexionen auf primäre sedimentäre Strukturen zurückzuführen sind (Bristow et al. 1996).

Die Korngrößenzusammensetzung und Sortierung klastischer Sedimente, die Art ihrer Schichtung und Lagerung erzeugt unterschiedliche Porositäten und somit ein wechselndes Luft- und Wassergehaltsverhältnis (Baker 1991). Der Wassergehalt im Sediment wird bedingt durch die Porosität und die Korngröße (Bristow et al. 1996) und gilt als einer der Hauptfaktoren für die Änderung der elektromagnetischen Eigenschaften und des dielektrischen Kontrastes, der durch das Georadar aufgezeichnet wird (vgl. Bristow 2009; van Dam 2001, 2012; van Dam et al. 2002). Die Bestimmung der Korngrößenverteilung im Sediment ist demzufolge von primärer Bedeutung und bildet die Basis lithostratigraphischer und lithogenetischer Ansätze bei der Untersuchung klastischer Sedimentationsräume. Daher wurde der Schwerpunkt bei den Laboranalysen auf eine möglichst umfassende Korngrößenbestimmung gelegt. Bedingt durch die enge Beprobung der Feinklastika liegt die Gesamtzahl der durchgeführten Korngrößenbestimmungen bei ca. 600 Analysen.

Zur Bestimmung der Korngrößen (Granulometrie) im Labor der Physischen Geographie der Goethe-Universität in Frankfurt wurde das Prinzip der Nass- und Trockensiebung angewendet. Die Siebfraktionierung erfolgte mit einem Siebsatz aus Edelstahlsieben unterschiedlicher Maschenweite basierend auf der in der Sedimentologie üblichen Phi-Skala der Kornfraktionen. Korngrößen werden in bestimmte Klassen, auch als Fraktionen bezeichnet, eingeteilt. International gebräuchlich ist dabei die Einteilung nach der Phi-Skala, einer linearen Intervallskala, die zu den Millimeterwerten in einem logarithmischen Verhältnis steht. Daraus resultieren die scheinbar unregelmäßigen Intervallklassen auf der Millimeterskala (Abb. 3.26). Ein Vorteil bietet zum einen die Vergleichbarkeit der Ergebnisse mit einer größeren Zahl internationaler Studien in klastischen, küstennahen Sedimentationsräumen sowie die exaktere Aufteilung des Korngrößenspektrums in neun Korngrößenklassen. Auf diese Art wird eine deutlich höher auflösende statistische Auswertbarkeit erreicht.

$$\phi = -\log_2 d$$

d = Durchmesser in [mm]

Vor der eigentlichen Korngrößenanalyse wurden die in den Proben enthaltenen organische Reste (z. B. Wurzelreste, Molluskenschalen) soweit wie möglich mittels Pinzette entfernt, um analyserelevante Beeinflussungen zu vermeiden. Anschließend erfolgten die Bestimmung des Skelettanteils und die Analyse der im Probenmaterial enthaltenen Mollusken.

Die Einwaage zur Korngrößenanalyse betrug standardmäßig 12 g. Das zur Granulometrie angewandte Verfahren umfasste folgende Schritte:

- Trocknen der Proben bei 45° C
- Trockensiebung zur Abtrennung der Korngrößenfraktion > -1 φ (2 mm)
- Dispergierung mit Natriumpyrophosphat (0,4 N $Na_4P_2O_7$)
- Naßsiebung der Unterfraktionen 0 bis 4 φ (1 - 0,0625 mm)
- Pipettemethode nach Köhn für Fraktionen 5 bis 9 φ (0,0313 - 0,00195 mm)

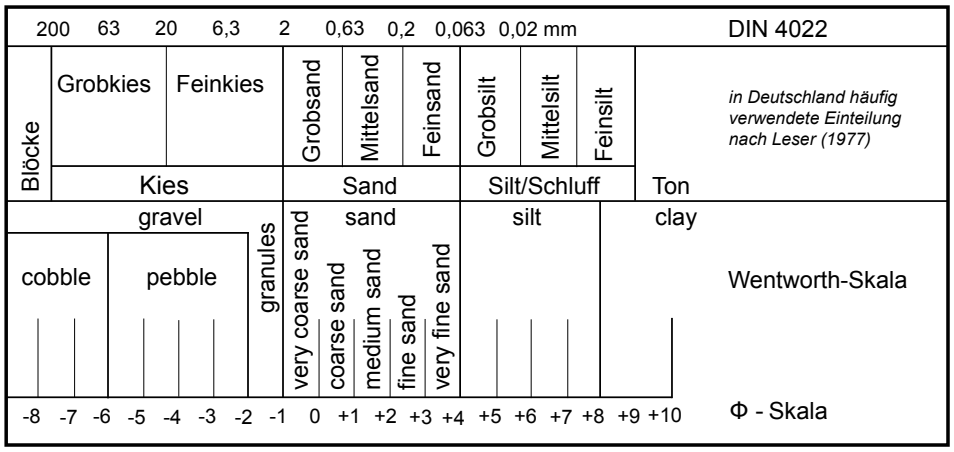


Abb. 3.26: *Vergleich unterschiedlicher Korngrößenskalen. Einteilung nach der DIN 4022, der Wentworth-Skala und der in dieser Arbeit verwendeten Phi-Skala.*

Die abschlämmbaren Fraktionen Ton und Silt (5 bis 9 φ /0,0313 - 0,00195 mm) können aufgrund der geringen Korngröße nicht mit Hilfe der mechanischen Siebanalyse erfasst werden und wurden daher als Suspension über ihre Fall- bzw. Sinkgeschwindigkeit nach der Pipettmethode nach Köhn bestimmt. Die Methodik der Pipettanalyse beruht darauf, dass man durch mehrere Probennahmen mit einer Pipette unmittelbar über dem absedimentierten Bodensatz nach bestimmten Zeiten untersucht, wie sich die Feststoffkonzentration aus einer ursprünglich homogenen Aufschlämmung im Sedimentierzylinder (1000 ml) ändert. Aus der Änderung der Feststoffkonzentration bzw. der Bestimmung des Trockenrückstandes ergibt sich die Mengenverteilung der einzelnen Kornfraktionen (Leser 1977). Die Berechnung der Korngrößen nach der Pipettmethode nach Köhn unterliegt dem Stokes`schen Gesetz und beschreibt die Sedimentationsgeschwindigkeit kugelförmiger Teilchen von definierter Dichte und Durchmesser in Abhängigkeit von der Dichte des jeweiligen Lösungsmittels im natürlichen Schwerefeld der Erde. Um Einzelkörner zu erfassen und Aggregate von Tonmineralen zu verhindern, wurde eine Vorbehandlung mit einem Dispergierungsmittel (0,4 N $Na_4P_2O_7$) durchgeführt.

Die auf diese Weise gewonnenen Kornfraktionen wurden mit der Feinwaage ausgewogen und ermöglichten eine Berechnung des prozentualen Gewichtsanteils und des Fehlers, der die Differenz zwischen der Einwaage und der Summe der Gewichte der Teilfraktionen darstellt. Der Fehler bei der Siebanalyse (Siebfehler bzw. Siebverlust) beträgt nach Leser (1977) in der Regel zwischen 1 % und 3 %. Die Pipettmethode arbeitet zwischen den Korngrößen 0,02 und 0,002 mm mit einem durchschnittlichen Fehler von +/-3 % am genauesten (Leser 1977). Da größere Teilchen schneller sinken und dadurch nicht alle Teilchen mit der Pipettmethode

erfasst werden können, vergrößert sich der Fehler mit dem Durchmesser der Teilchen und kann nach Leser (1977) für Teilchen bis 0,06 mm bis zu +/-6 % betragen. Daraus wird deutlich, warum die Sandfraktionen mit der Siebanalyse ermittelt wurden.

3.3.2 Korngrößenstatistische Auswertung nach Folk & Ward (1957)

Durch Korngrößenanalysen ist es möglich, Sedimente verschiedener Ablagerungsmilieus und Faziestypen zu unterscheiden. Ebenfalls können Rückschlüsse auf die im Ablagerungsmilieu herrschenden Prozesse und Kräfte gezogen werden. Zur Berechnung korngrößenstatistischer Parameter wurde das Programm Gradistat nach Blott & Pye (2001) verwendet. Die Auswertung nach korngrößenstatistischen Parametern erfolgte mit der Methode nach Folk & Ward (1957).

Die **Korngröße** ist das grundlegende Merkmal aller siliziklastischen Sedimentgesteine. Sie ist allgemein definiert als der größte Durchmesser eines Korns. Die mittlere Korngröße (*mean*) beschreibt dabei die durchschnittliche Korngröße der im Labor gemessenen Probe und wird nach der graphischen Methode von Folk & Ward (1957) berechnet und beschrieben durch:

$$M = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + 2\phi_{84}}{3}$$

Aus der Korngrößenverteilung eines Sedimentes lassen sich weitere korngrößenstatistische Parameter wie die Sortierung und die Schiefe ableiten. Die Charakterisierung klastischer Sedimente durch Korngrößenverteilungen und die daraus ableitbaren statistischen Parameter ermöglichen es, mit Hilfe graphischer und rechnerischer Auswertemethoden Einblicke in den Sedimentationsprozess zu gewinnen. So können aus Korngrößenverteilungen Aussagen zur Stratigraphie und Fazies des Ablagerungsraumes abgeleitet werden (Gray & Elliott 2009; Walach 1975). Korngröße und korngrößenstatistische Parameter gelten als Indikatoren für das Transportmedium (Wind, strömendes Wasser, Suspension etc.), den Transportweg, den Transportvorgang (Saltation, Rollen etc.), die Entfernung vom Erosionsraum sowie die Stärke der Strömung während des Transportes und der Akkumulation (Tucker 1985). Sie geben so Auskunft über das Ablagerungsmilieu (Dünen, Strand, Watt etc.), die Gesteinsgenese und die daran beteiligten Prozesse (Tucker 1985).

Die **Sortierung** (*sorting*) ist ein Maß der Gesamtbreite der Korngrößenverteilung und wird nach Folk & Ward (1957) berechnet und beschrieben durch:

$$\phi = \left(\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4}\right) + \left(\frac{\phi_{95} - \phi_{5}}{6{,}6}\right)$$

Je breiter die Korngrößen gestreut sind, desto schlechter ist die Sortierung (Blott & Pye 2001). Im Allgemeinen sind daher grobkörnige und feinkörnige Sedimente wie z. B. Kiese und Tone schlechter sortiert als Sedimente von Sandkorngröße, die in der Regel leichter transportiert und somit durch Wind und Wasser besser aussortiert werden (Tucker 1985).

Die Sortierung wird zudem beeinflusst durch das Ausgangsgestein, die Korngröße, den Transport- und Ablagerungsmechanismus sowie die Transportweite (Friedman et al. 1992, Füchtbauer 1974). Stammt das Sediment beispielsweise von einem Granit ab, wird es in der Regel eine schlechtere Sortierung aufweisen als ein von einem Sandstein erodiertes Sediment (Tucker 1985). Ferner sind Sedimente, die einem langen Transport in Dauer und Weite zum Beispiel durch die Transportmedien Wind und Wasser ausgesetzt waren, im Allgemeinen feinkörniger und besser sortiert als schnell abgelagerte Sturmflutsedimente.

Die **Sortierung** bestimmt letztendlich die Porosität und Permeabilität des Sedimentes und damit seine Fähigkeit Wasser zu speichern. Ein unterschiedlicher sich ändernder Wassergehalt der Sedimentschichten bedingt seinerseits die durch das Georadar aufgezeichneten Reflexionen des Untergrundes (siehe Kapitel 3.2.6.1). Für die graphische Darstellung des Korngrößenspektrums bzw. der Sortierung wurde in dieser Arbeit die Form von Histogrammen gewählt, die durch ihre übersichtliche Verteilung auf Materialgleichheiten bzw. -ungleichheiten schließen lassen.

Sortierung (Φ)	Bezeichnung (deutsch)	Bezeichnung *(engl.)*
< 0,35	sehr gut sortiert	*very well sorted*
0,35 bis 0,50	gut sortiert	*well sorted*
0,50 bis 0,71	mäßig gut sortiert	*moderately well sorted*
0,71 bis 1,0	mäßig sortiert	*moderately sorted*
1,0 bis 2,0	schlecht sortiert	*poorly sorted*
> 2,0	sehr schlecht sortiert	*very poorly sorted*

Schiefe (Φ)	Bezeichnung (deutsch)	Bezeichnung *(engl.)*
< 0,3	stark positive Schiefe	*strongly fine skewed*
0,3 bis 0,1	positive Schiefe	*fine skewed*
0,1 bis - 0,1	beinahe symmetrisch	*nearly symmetrical*
-0,1 bis -0,3	negative Schiefe	*coarse skewed*
> -0,3	stark negative Schiefe	*strongly coarse skewed*

Tabb. 3.3: *Sortierung und Schiefe nach der Phi-Skala.*

Ein weiterer aus der Sortierung abgeleiteter Parameter ist die Schiefe (*skewness*). Sie ist ein Maß für die Symmetrie oder Asymmetrie einer Kornverteilungskurve und wird nach Folk & Ward (1957) berechnet und beschrieben durch:

$$SK = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_{5} + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_{5})}$$

Die Schiefe kommt dadurch zustanden, dass im gröberen oder feinkörnigeren Bereich der Kornverteilung eine größere oder kleinere Zahl von Korngrößenklassen auftreten können (Leser 1977, Tucker 1985). Eine negative Schiefe (*coarse skew*) zeichnet sich dadurch aus, dass in der Kornverteilung mehr gröbere als feinere Kornklassen vorhanden sind. Sind in der Korngrößenverteilung mehr feinere Kornklassen vertreten, so spricht man von einer positiven Schiefe (*fine skew*). Beträgt die Schiefe null, so ist die Kornverteilung symmetrisch d. h. es liegen gleiche Anteile an feinen und groben Korngrößen vor (Friedman et al. 1992).

Die Mehrzahl der Sedimente ist unimodal, d. h. eine Korngrößenklasse dominiert (Tucker 1985). Eine bimodale Korngrößenverteilung bedeutet, dass zwei Korngrößen dominieren. Polymodal verteilte Sedimente weisen keine Dominanz hinsichtlich der Korngröße auf.

3.3.3 Probleme und Grenzen

Geländeuntersuchungen, die sich allein auf Bohrungen stützen, sind häufig mit Nachteilen verbunden. Ein Problem stellt beispielsweise der sog. „Nachfall" in den Bohrkernen dar. Als Nachfall wird das im oberen Abschnitt des Bohrkerns enthaltene Fremdmaterial bezeichnet, dass zumeist aus höheren Profilbereichen stammt und sich oft nur schwer vom ungestörten Bohrgut im übrigen Sedimentkern unterscheiden lässt. Eine Identifikation des Nachfalls wurde weitestgehend durch den Abgleich mit den entsprechenden Georadardaten erreicht. Zur Korrelation wurden in der Regel stark reflektierende Leithorizonte z. B. Bodenhorizonte, Kiesbänke und Schillschichten in der stratigraphischen Abfolge des „angebohrten" Georadar-Profils herangezogen.

Ein weiteres Problem stellt die Verdichtung der Sedimente in den eingebrachten Rammkernsondierungen dar. Diese variiert in der Regel je nach Lithofazies, Schichtenabfolge und Wassergehalt. Die Verdichtung wurde größtenteils ebenfalls mit Hilfe der Georadardaten ermittelt. An Standorten wo nicht auf Daten aus Georadarmessungen zurückgegriffen werden konnte, bestand das Problem jedoch weiterhin und wurde dementsprechend bei der anschließenden Interpretation der Bohrungen berücksichtigt. Vor allem in den durchteuften Torfen in den Untersuchungsgebieten auf Amrum konnte eine starke Komprimierung verzeichnet werden.

3.4 Datierungen

Im folgenden Unterkapitel werden die in dieser Arbeit verwendeten Datierungsmethoden vorgestellt und diskutiert. Die Datierungen basieren auf Probenmaterial der 13 Bohrungen (Rammkernsondierungen) und Pürkhauersondierungen auf Sylt und Amrum und wurden speziell für die vorliegende Arbeit durchgeführt.

Zur Datierung rezenter und holozäner Küstensedimente werden gewöhnlich die Verfahren der Radiokohlenstoffdatierung (^{14}C Datierungen) oder der Optisch-Stimulierte Lumineszenz-Methode (OSL) herangezogen. Da beide Datierungsmethoden gerade im Küstenbereich mit einigen Nachteilen behaftet sind, wurde im Rahmen dieser Arbeit bewusst eine alternative und in den Geowissenschaften noch nicht standardmäßig angewandte Datierungsmethode herangezogen.

Ein Schwerpunkt wurde auf die Datierung von Molluskenschalen mit Hilfe der Aminosäure-Racemisierungs-Methode (AAR) gelegt. Die erfolgreiche Anwendbarkeit der AAR-Datierung für geologisch junge Küstensedimente des Wattenmeeres der Nordsee wurde von Ziehe (2009) bestätigt. Die Aminosäure-Racemisierungs-Datierungen wurden daher von Herrn Dr. Daniel Ziehe am Forschungszentrum ICBM-Terramare (Institut für Chemie und Biologie des Meeres/ Carl von Ossietzky Universität Oldenburg) in Wilhelmshaven und dem Johann Heinrich von Thünen-Institut in Braunschweig durch die in Ziehe (2009) entwickelte Methode durchgeführt. Die Radiokohlenstoff-Datierungen (^{14}C-AMS) wurden durch Beta Analytic Limited in London durchgeführt.

3.4.1 Radiokohlenstoff-Datierung (^{14}C)

Die Radiokohlenstoff-Datierung (^{14}C Datierung) wurde in den späten 40er Jahren von William Libby eingeführt (Burleigh 1981; Geyh 2005a) und basiert auf dem Zerfall des instabilen Isotops ^{14}C zum stabilen ^{14}N mit einer konstanten Rate.

Das Kohlenstoffisotop ^{14}C entsteht, wenn kosmische Strahlung freie Neutronen erzeugt, die mit ^{14}N zum radioaktiven ^{14}C reagieren. Produktion und Zerfall des instabilen ^{14}C-Isotops führen in der Atmosphäre zu einem Gleichgewicht mit den stabilen Kohlenstoffisotopen (Wagner 1995). Über die Photosynthese gelangt ^{14}C und das dominante ^{12}C in alle Pflanzen und über die Nahrungskette in alle Lebewesen. Mit dem Tod des Lebewesens scheidet es aus dem globalen Kohlenstoff-Kreislauf aus, und das Verhältnis zwischen ^{14}C und ^{12}C nimmt durch den Zerfall von ^{14}C ab. Die Halbwertszeit beträgt 5730 +/-40 Jahre (Geyh 2005a, 2000b; Wagner 1995, 1998).

Generell kann man mit einer Isotopen-Datierung einen Zeitbereich, der etwa 10 x der Halbwertszeit entspricht, datieren. Die datierbare Zeitspanne nach der ^{14}C-Methode liegt bei 300 - 60.000 Jahren (Wagner 1995). Für Proben, die jünger als 150 Jahre sind, ist die Radiokohlenstoff-Methode nicht geeignet. Die Datierungsgenauigkeit hängt von der Probengröße, dem Alter und der Messzeit ab (Geyh 2005b). Sie beträgt bei holozänen Proben im besten Fall +/-15 Jahre, normalerweise +/-40 - 50 Jahre und steigt bis zum Maximalalter auf einheitlich +/-4.000 Jahre an (Geyh 2005b).

Voraussetzung für eine ^{14}C-Datierung ist die Verfügbarkeit organischen Materials. In den Untersuchungsgebieten auf Amrum wurden Torfe erbohrt, die mit Hilfe der ^{14}C-Methode datiert wurden. Der aus einer zu datierenden Probe gewonnene Kohlenstoff wird zu CO_2 verbrannt. In einem Müller-Geiger-Zähler wird dann die ^{14}C-Aktivität der Probe gemessen, aus der sich letztendlich das absolute Alter errechnen lässt.

Aufgrund der langen Halbwertszeiten von ^{14}C und sehr geringer ^{14}C-Konzentrationen erfordert die konventionelle ^{14}C-Datierung im Vergleich zur ^{14}C-AMS-Datierung lange Messzeiten und mit ca. 5 g reinem Kohlenstoff verhältnismäßig große Probenmengen. Bei der konventionellen ^{14}C-Datierung wird die Anzahl der Zerfälle von ^{14}C pro Zeiteinheit und die exakte Masse der jeweiligen Probe gemessen. Bei der ^{14}C-AMS (*Accelerated Mass Spectrometry*) hingegen wird mit einem Massenspektrometer direkt der Anteil an ^{14}C-Atomen in einer Kohlenstoffprobe bestimmt. Die empfohlene Mindestmenge für eine präzise ^{14}C-AMS-Datierung ist mit mindestens 1 mg Kohlenstoff wesentlich geringer. Die ^{14}C-AMS-Methode ermöglicht somit eine wesentlich genauere Beprobung (Wagner 1995, 1998).

Gerade bei der Entnahme von Torfproben aus Bohrkernen spielt dies eine wesentliche Rolle. Die Entwicklung von Torfen verläuft zeitlich nicht kontinuierlich (siehe dazu Kapitel 2.2.2.1). So können die Sedimentationsraten innerhalb der Moore deutliche Variationen aufweisen. Ebenso sind Stagnationsphasen in der Moorentwicklung z. B. bedingt durch einen kurzzeitigen Stillstand des Meeresspiegels möglich (vgl. Kapitel 2.2.2.1). Je mehr Probenmaterial aus einer Torfschicht entnommen wird, desto größer ist die Zeitspanne, die durch das entnommene Material abgedeckt wird. Um die verschiedenen Entwicklungsphasen zu erfassen, ist eine relativ enge Datierung der jeweiligen Bohrkerne erforderlich. Ziel der ^{14}C Datierung in dieser Arbeit war es dagegen nicht, Moorwachstumsraten zu berechnen. Daher wurden 4 Torfproben im Abstand von 10 - 25 cm zur ^{14}C-AMS-Datierung ausgewählt. Die Radiokohlenstoffdatierung weist einige methodische Probleme auf. So ist bei der Datierung von pflanzlichen Makroresten im Torf zu beachten, dass Pflanzenwurzeln tiefere bzw. stratigraphisch ältere Schichten

durchwachsen können. Die Datierung dieses Materials ergäbe dann ein zu junges Alter der entsprechenden Schicht. Daher wurde bei der Auswahl des zu datierenden Probenmaterials ausdrücklich darauf geachtet, dass diese nicht mit Wurzel versetzt und dadurch kontaminiert waren.

Man ging zunächst davon aus, dass die ^{14}C-Konzentration in der Atmosphäre während der letzten Jahrtausende konstant gewesen ist. Anhand der Dendrochronologie konnte man jedoch betätigen, dass dies nicht der Fall ist und die ^{14}C-Konzentration im Laufe der Zeit Schwankungen unterworfen war, welche primär auf die sich ändernde Aktivität der Sonne zurückzuführen sind. Dadurch wird die Intensität der auf die Erde auftreffenden kosmischen Strahlung beeinflusst und dementsprechend auch die ^{14}C-Produktion (Farbridge 1983; Wagner 1995).

Weitere Einflüsse sind die Industrialisierung vor etwa 300 Jahren sowie die Atombombentests der letzten 50 Jahre (Geyh 2005b). So wurden seit Mitte des 19. Jahrhunderts mit der wachsenden Industrialisierung große Mengen von ^{14}C-freiem CO_2 durch fossile Brennstoffe (Kohle, Erdöl) freigesetzt und führten zur Verdünnung des ^{14}C-Verhältnisses (Geyh 2005b; Wagner 1995). Die zwischen 1950 und 1964 oberirdisch gezündeten Kernwaffen haben den ^{14}C-Gehalt der Atmosphäre vorübergehend nahezu verdoppelt (Geyh & Schleicher 1990; Wagner 1998).

Mit Hilfe der Dendrochronologie konnte eine Kurve der atmosphärischen ^{14}C-Konzentration der letzten 10000 Jahren erstellt werden, die die Basis für die Kalibrierung der gemessenen ^{14}C-Alter darstellt. Die Kalibration von ^{14}C-Altern ist Voraussetzung für die Interpretation der Messdaten im Sinne einer vergleichenden Altersangabe in Kalenderjahren (Bartlein et al. 1995). Alle Daten wurden daher unter Verwendung des Kalibrationsdatensatzes IntCal09 kalibriert.

Da die Kalibrationskurve des ^{14}C-Gehaltes Schwankungen unterworfen ist und zudem bei den konventionellen Altern ein Fehler bzw. eine gewisse Abweichung mit einbezogen werden muss, ergibt die Kalibrierung häufig eine Altersspanne mit unterschiedlichen Wahrscheinlichkeiten, die den Datierungen von Amrum beigefügt ist (siehe Kapitel 7.3.2.1).

Probleme bereitet in marinen Sedimentationsräumen der marine Reservoireffekt, der die Verlässlichkeit von ^{14}C-Datierung deutlich mindert (Geyh 2005a, 2005b; Lee 1981; Wagner 1995). Unter Reservoireffekt versteht man unterschiedliche isotopische Zusammensetzungen des Kohlenstoffs in den Reservoiren (Geyh 2005b; Wagner 1995, 1998). Reservoireffekte können das ^{14}C-Alter von Proben verändern. So verarmt z. B. altes Tiefenwasser der Ozeane, das längere Zeit nicht im Gasaustausch mit der Atmosphäre stand, an ^{14}C und erhöht damit das ^{14}C-Alter des daraus abgeleiteten Probenmaterials (Olsson 1979; Wagner 1995, 1998). Diese Altersdifferenz wird mariner Reservoireffekt genannt. Es wird eine Reservoirkorrektur notwendig, die bei mäßig tiefen Schelfbereichen wie der südlichen Nordsee bei bis zu 400 Jahren liegt (Geyh 2005b). Ozeanwasser in den Schelfgebieten hat nach Stuiver et al. (1998) eine mittlere Verweilzeit von 400 - 600 Jahren. Eine genaue Bestimmung der Reservoirkorrektur speziell für biogene Karbonate aus dem Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer erfolgte bisher allerdings nicht. Durch die von Ziehe (2009) durchgeführte Reservoirkorrektur konnte nachgewiesen werden, dass der Reservoireffekt der südlichen Nordsee zwischen den Ostfriesischen Inseln Borkum, Langeoog und Mellum bei mindestens 465 +/-148 Jahren liegt. Heier-Nielsen et al. (1995) geben eine Reservoirkorrektur von 377 +/-16 Jahren für die Nordsee bei Dänemark an. Bondevik et al. (1999) beziffern die Reservoirkorrektur auf 380 +/-32 Jahre für Norwegen. Untersuchungen von Mangerud et al. (2006) gehen von einer Reservoirkorrektur von 380 +/-30 bzw. 360 +/-30 Jahren für den Nordatlantik aus.

Demzufolge bietet sich eine ^{14}C-Datierung an Schalenmaterial mariner Organismen wie beispielsweise Bivalven oder Gastropoden nur in eingeschränktem Maße an. Ein deutlicher Nachteil der Radiokohlenstoff-Methode ist somit die Tatsache, dass geologisch sehr junge Sedimente nicht datiert werden können. Da bereits von Anfang an ein sehr junges Alter der zu datierenden Sedimente in den Untersuchungsgebieten im Bereich der Nehrungshaken von Sylt und Amrum angenommen wurde, musste nach einer alternativen und erfolgsversprechenden Datierungsmethode gesucht werden.

3.4.2 Aminosäure-Racemisierungs-Methode (AAR)

Eine Alternative zur Datierung junger Sedimente stellt die Aminosäure-Racemisierungs-Methode (AAR) dar, die nicht mit dem Nachteil des marinen Reservoireffektes behaftet ist. Da die AAR-Methode nicht zu den Standardmethoden innerhalb der Geowissenschaften zählt, wird sie an dieser Stelle in ausführliche Weise erläutert und ihre Anwendbarkeit auf holozäne Küstensedimente eingehend diskutiert.

Die AAR-Methode zählt zu den chemischen Datierungsmethoden, die prinzipiell darauf basieren, dass bestimmte chemische Reaktionen mit einer annähernd konstanten Reaktionsrate ablaufen (Geyh 2005b). Das Alter wird durch das Verhältnis der Anfangs- und Endkonzentration der an der Reaktion beteiligten Stoffe bestimmt (Geyh & Schleicher 1990).

Die AAR-Methode beruht auf der Bestimmung von Aminosäure-D/L-Verhältnissen in den organischen Matrices biogener Carbonate (Müller 1992; Wagner 1995, 1998). Je nach verwendeter Aminosäure können Zeiträume von rezent bis mehreren Millionen Jahren erfasst werden (Ziehe 2009). Die Anwendbarkeit der AAR-Methode für geologisch sehr junge Ablagerungsräume wurde von Ziehe (2009) am Beispiel unterschiedlicher Standorte im Schleswig-Holsteinischen und Niedersächsischen Wattenmeer nachgewiesen.

Die Aminosäure-Racemisierungs-Methode dient der absoluten Altersbestimmung und nutzt dabei die optische Aktivität von Aminosäuren aus. Aminosäuren sind die Bausteine der Proteine. Proteine spielen eine aktive Rolle bei der Biomineralisation von organogenen Hartteilen lebender Organismen (Wagner 1995, 1998). Die AAR-Datierung beruht darauf, dass die im lebenden Gewebe vorhandenen linksdrehenden L-Aminosäuren nach dem Absterben des Organismus bzw. nach dem Einbau in biogene Minerale durch Umlagerung allmählich in die rechtsdrehende D-Form übergehen (Demarchi et al. 2011; Geyh & Schleicher 1990; Goodfriend 1987a; Murray-Wallace & Belperio 1994). Die Umlagerung setzt ein, sobald die Proteine nicht mehr aktiv an der Gesamtheit der stofflichen Umsetzungen, d. h. dem Metabolismus des Organismus beteiligt sind (Demarchi et al. 2011; Müller 1992; Wagner 1995, 1998).

Der Umlagerungsprozess von der biogenen L- in die geogene D-Form, Racemisierung genannt, ist ausschließlich zeit- und temperaturabhängig und verläuft bis zur Einstellung eines Gleichgewichts bei dem etwa gleiche Mengen L- und D-Form vorliegen (Belluomini & Delitala 1987; Hendy et al. 2012; Huntley et al. 2012; Wagner 1995, 1998; Ziehe 2009). Ist die Geschwindigkeit der Racemisierung bekannt, so lässt das Verhältnis der Aminosäure-Formen im abgestorbenen Organismus Rückschlüsse auf seinen Todeszeitpunkt zu (Demarchi et al. 2011).

Ein großer Vorteil der AAR-Methode im Vergleich zur Radiokohlenstoff-Datierung ist der analytisch erfassbare Zeitraum (Goodfriend 1987b; Müller 1992; Wehmiller 2012, Wagner 1995).

Der Altersbereich dieser Methode erstreckt sich von wenigen Jahrzehnten für D/L-Asparaginsäure bis zu mehreren Jahrmillionen für D-allo/L-Isoleucin (Brown 1985). Die datierbare Zeitspanne ist somit abhängig von der untersuchten Aminosäure. So gehört Asparaginsäure (Asp) zu den am schnellsten racemisierenden Aminosäuren und ermöglicht eine Datierung geologisch sehr junger Zeiträume. Glutaminsäure (Glu) hingegen eignet sich eher für weiter zurückliegende Abschnitte. Die AAR-Methode ermöglicht so die Datierung von Proben, die sich dem Zeitraum der ^{14}C-Datierung entziehen (1000 - 40000 J. v. h.). Die Methode ist besonders geeignet, um in geologischer Zeitskala sehr junge und dynamische Ablagerungsräume zu erfassen (Belluomini & Delitala 1987; Goodfriend & Rollins 1998) und wurde aus diesem Grunde als Datierungsmethode für junge Küstensedimente der Untersuchungsgebiete auf Sylt und Amrum gewählt.

Die AAR-Methode eignet sich zur Datierung von organischem Material, in denen Proteine konserviert sind. Goodfriend (1992) konnte die Eignung der Datierung mit D/L-Asparaginsäure am Beispiel von jungen Schneckenschalen (<350 J.v.h.) zeigen. Dieser Altersbereich kann von der ^{14}C-Datierung wegen des Reservoireffektes der Ozeane (ca. 400 Jahre) nicht mehr erfasst werden (Keir 1984; Lee 1981). Demarchi et al. (2011) nutzten die AAR-Methode zur Altersbestimmung holozäner Muschelhaufen von Nord Schottland und vom südlichen Roten Meer. Ziehe (2009) datierte zahlreiche Muscheln der Spezies Herzmuschel (*Cerastoderma edule*), Sandklaffmuschel *(Mya arenaria*), Miesmuschel (*Mytilus edulis*), Pfeffermuschel (*Scrobicularia plana*) von unterschiedlichen Standorten (Hallig Hooge, Borkum, Kachelotplate, Langeoog, Spiekeroog, Mellum) und bestätigt durch seine Arbeit die Anwendbarkeit der AAR-Methode für geologisch sehr junge Sedimentationsräume im Wattenmeer der Nordsee.

Ein weiterer Vorteil der AAR-Methode besteht darin, dass zur Datierung nur ca. 5 g datierbares Material erforderlich sind (Belluomini & Delitala 1987). Für einzelne Proben von Sylt wurde sogar eine AAR-Datierung mit einer Einwaage von unter 200 mg erfolgreich durchgeführt. Somit eignet sich die Methode besonders für biogenes Material, das durch Bohrungen gewonnen wurde und dem Durchmesser des Bohrstocks entsprechend in der Regel mengenmäßig weniger ist als Material, das direkt aus einem Aufschluss gewonnen werden kann.

Bei der Beurteilung der Verlässlichkeit von Datierungen basierend auf der AAR-Methode sind Änderungen der Umgebungstemperatur (Geyh & Schleicher 1990; Silfer et al. 1990) und die Möglichkeit von Umlagerungen allerdings als kritische Faktoren zu betrachten (Goodfriend & Stanley 1996). Geyh (2005b) geht daher vor einer Präzision von höchstens +/-25 % aus.

Wie bei allen chemischen Reaktionen ist die Geschwindigkeit, mit der die Racemisierung abläuft, abhängig von der Umgebungstemperatur. Nach der Arrhenius-Beziehung wächst der Reaktionsgeschwindigkeitskoeffizient mit der Temperatur (Wagner 1995). Die erfolgreiche Anwendung der Aminosäure-Datierung setzt daher Kenntnisse über die jeweilige Temperaturgeschichte voraus. Eine bedeutende Klimaänderung in der Zeitspanne, in der das zu datierende Objekt im Sediment lag, kann daher zu erheblichen Fehlern führen. Ein Temperaturunterschied von 1°C hat gemäß Goodfriend et al. (1995) eine Abweichung von ca. 19 % (Asparaginsäure in biogenen Carbonaten) bei der Racemisierungsrate zur Folge.

Gemäß der Klimavariabilität des Holozäns wurden bei den Messungen Temperaturschwankungen von +/- 2° C berücksichtigt (vgl. Anhang Tab. A-1). Demzufolge wurde für die Jahresdurchschnittstemperatur eine Temperaturspanne von 8,5 °C bis 12,5 °C (bzw. 5 Altersszenarien auf der Basis des L/D-Asp Verhältnis) angegeben. Es ist jedoch anzunehmen, dass die Wassertemperatur im datierten Zeitraum des Holozäns eine geringere Abweichung

vom Mittelwert zeigt als die Lufttemperatur. Für die Miesmuschel (*Mytilus edulis*) wurde aufgrund ihrer Lebensweise und Schaleneigenschaften (s.u.) eine erhöhte Ausgangstemperatur angegeben. Weitere Faktoren, welche die Racemisierungsrate von Aminosäuren in biogenen Carbonaten beeinflussen können, werden u. a. von Smith et al. (1978) und Brown (1985) diskutiert.

Abb. 3.27: *Zur AAR-Datierung wurden folgende Spezies herangezogenen (von links nach rechts): Herzmuschel (Cerastoderma edule), Sandklaffmuschel (Mya arenaria), Miesmuschel (Mytilus edulis) und Pfeffermuschel (Scrobicularia plana).*

Die Wasserkonzentration in unmittelbarer Umgebung des Schalenmaterials kann dabei für das Wattenmeer als gesättigt angesehen werden. Nebenbei wird der pH-Wert als konstant ~8 angenommen und sollte sich auch im anoxischen Milieu nicht signifikant ändern. Zum Bindungszustand der Aminosäuren lässt sich festhalten, dass die Anzahl der frei vorhandenen Aminosäuren mit zunehmendem Alter ansteigt, die Proteine in der Carbonatmatrix allerdings relativ lange erhalten bleiben (Penkman et al. 2008). Indes können Hydrolyseprozesse zur Bildung von freien Aminosäuren führen, die durch Auswaschung aus der Carbonatmatrix herausgelöst werden und somit zur Abnahme des Proteingehalts mit zunehmendem Alter führen (Kaiser & Benner 2005). Pedersen et al. (2001) berichten des Weiteren von einem möglichen bakteriellen Einfluss auf die Racemisierung, der allerdings zu vernachlässigen ist. Somit lässt sich zusammenfassend festhalten, dass die Temperatur der entscheidende Faktor bei der Datierung mit der AAR-Methode ist.

Oberflächenfunde sind aufgrund der starken täglichen und jahreszeitlichen Temperaturschwankungen zu verwerfen. Die Proben wurden nach Empfehlungen von Wagner (1995) aus einer Tiefe von mindestens 1 m genommen, da sich in dieser Tiefe die Temperatur jahreszeitlich nicht mehr ändert (Geyh 2005b). Ferner dürfen ausschließlich Proben gleicher Organismen miteinander verglichen werden, da die Proteine, auf denen das Schalenkarbonat abgelagert wird, von Art zu Art unterschiedlich sind (Ziehe 2009).

Die zur Datierung herangezogenen Spezies (Abb. 3.27) sind:

- Herzmuschel (*Cerastoderma edule*)
- Sandklaffmuschel *(Mya arenaria)*
- Miesmuschel (*Mytilus edulis*)
- Pfeffermuschel (*Scrobicularia plana*)

Die Herzmuschel (*Cerastoderma edule*), die Sandklaffmuschel (*Mya arenaria*) und die Pfeffermuschel (*Scrobicularia plana*) leben endobenthonisch im Gezeitenbereich des Wattenmeeres (Ehlers 2008; Quedens 1998). Da *Mytilus edulis* vorwiegend im Eulitoral anzutreffen ist und epibenthonisch lebt, ist sie beim Trockenfallen des Watts einer wesentlich stärkeren Sonneneinstrahlung ausgesetzt.

Die Miesmuschel (*Mytilus edulis*) verfügt über Byssusfäden die ihr ein anheften auf Hartböden oder eine Verankerung in Miesmuschelbänken des küstennahen Gezeitenbereichs ermöglicht (Campbell 1997). Im Laufe der Zeit werden weitere Muschelschalen in das Geflecht aus Byssusfäden eingebunden, um einen Schutz vor dem Abdriften zu gewährleisten. Bis zur Sedimentation zu einem späteren Zeitpunkt bleiben lebende und bereits abgestorbene Muschelschalen somit für einen längeren Zeitraum an der Sedimentoberfläche. Das hat zur Folge, dass sich die dunkle, blauschwarze Schale der Miesmuschel wesentlich schneller und intensiver aufheizt als vergleichbare helle Schalen anderer Spezies. Die Wärmeabsorption ist somit bedeutend höher. Durch die massive direkte Sonneneinstrahlung bei Ebbe wird die chemisch induzierte Racemisierung der im lebenden Gewebe vorhandenen L-Aminosäuren möglicherweise schon zu Lebzeiten vorangetrieben. Nach dem Absterben des Organismus erfahren die L-Aminosäuren der Miesmuschel, besonders bei einer längeren Verweilzeit an der Sedimentoberfläche, sicherlich auch eine schnellere Umlagerung in die D-Form, als wenn sie bereits in das Sediment eingetragen worden wären.

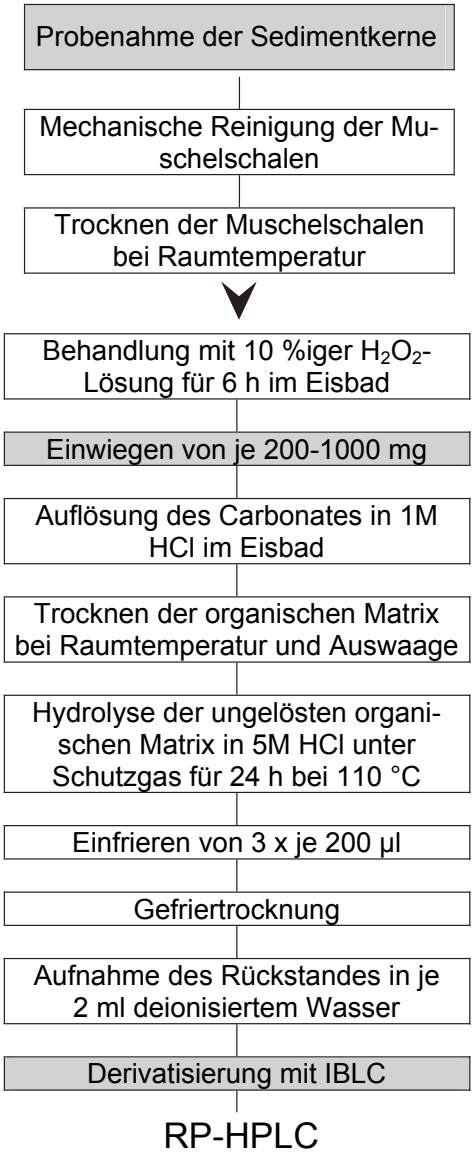


Abb. 3.28: *Vereinfachtes Schema der Probenaufbereitung für die in dieser Arbeit durchgeführten AAR-Datierungen. Quelle: verändert nach Ziehe (2009: 40).*

Aufgrund der Lebensweise der Miesmuschel, wurde die Jahresumgebungstemperatur, die schließlich zum vollständigen Lösen der Arrhenius-Gleichung benötigt wird, bewusst um 2°C höher als die ermittelte Durchschnittstemperatur des Wassers gewählt, folglich wurden 12,5°C (Tab. A-1 im Anhang) eingesetzt (Ziehe 2005). Eine Abweichung der Jahresdurchschnittstemperatur um ein Grad nach unten hätte eine geringere Racemisierungsrate von kAsp = 1,5114 x 10-4/a zur Folge. Demzufolge wäre das berechnete Alter für *Mytilus edulis* zu hoch, wenn die tatsächliche Umgebungstemperatur in der Zeitspanne wärmer gewesen wäre, in der das zu datierende Objekt im Boden lag. Eine Abweichung von 23 % resultiert. Andersherum gesehen wäre das berechnete Alter zu jung, wenn die Umgebungstemperatur während der zu datierenden Zeitspanne niedriger gewesen wäre. Aufgrund der beschriebenen Problematik sind die Altersbestimmungen von *Mytilus edulis* eventuell mit einem größeren Fehler behaftet (vgl. Ziehe 2005).

Die Molluskenschale besteht aus einzelnen Schichten. Unter dem Periostracum liegen Schichten aus $CaCO_3$ und organischer Substanz. Das Periostracum wird von einer Drüsenzone des Mantelrandes ausgeschieden, die mineralische Substanz vom gesamten Mantel. Innerhalb

der Schale können verschiedene Schichten unterschiedlicher Substanz auftreten, die sowohl aus Aragonit als aus Calcit bestehen. *Cerastoderma edule*, *Mya arenaria* und *Scrobicularia plana* besitzen eine Schale mit Kreuzlamellen-Struktur und unterscheiden sich so von der Perlmutt-Struktur von *Mytilus edulis*. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurden in den Abbildungen für die jeweiligen Spezies die unten genannten Abkürzungen verwendet.

- *Cerastoderma edule* = *C. e.*
- *Mya arenaria* = *M. a.*
- *Mytilus edulis* = *M. e.*
- *Scrobicularia plana* = *S. P.*

Die Probenaufbereitung wurde durch Herrn Dr. Daniel Ziehe nach dem in Ziehe (2009: 40) veröffentlichten Schema (Abb. 3.28) durchgeführt und im Folgenden kurz erläutert. Das aus den Sedimentkernen gewonnene Schalenmaterial wird dabei zuerst mechanisch mit einer Messingdrahtbürste gereinigt und bei Raumtemperatur getrocknet. Vor der flüssigchromatographischen Analyse muss das Probenmaterial umfangreichen Reinigungsschritten unterzogen werden, um die Kontaminationsgefahr zu minimieren. So werden die Schalen sechs Stunden im Eisbad mit 10%iger Wasserstoffperoxid-Lösung behandelt. Anschließend werden die Muschelklappen mit deionisiertem Wasser gespült, bei Raumtemperatur getrocknet und zerbrochen, sodass ca. 200 mg (für *Mytilus edulis*) bzw. ca. 1000 mg (für *Cerastoderma edule, Mya arenaria und Scrobicularia plana*) Schalenmaterial eingewogen werden kann. Es wird nach Möglichkeit jeweils der äußere Rand (Ventralrand) der Schale, soweit beim Schalenmaterial für die Altersbestimmung überhaupt noch vorhanden, genutzt. Nach dem Zerkleinern wird das gereinigte abgewogene Material jeweils in ein 10 ml-Becherglas überführt. Im Anschluss daran wird das Schalenmaterial im Eisbad in einem 10 ml-Becherglas durch Zugabe von 2 ml 1M HCl entcarbonisiert. Danach wird die ungelöste organische Matrix 24 Stunden bei 110 °C im Trockenschrank durch die Zugabe von 1 ml 5M HCl hydrolysiert.

Es werden 3 x je 200 µl Hydrolysat entnommen. Anschließend wird das gefrorene Hydrolysat in der Gefriertrocknung zur Trockene eingeengt. Nach der Gefriertrocknung wird der Rückstand in 2 ml deionisiertem Wasser aufgenommen, verschlossen und bis zur Bestimmung der D/L-Asparaginsäureverhältnisse mittels RP-HPLC bei -18 °C gelagert. Für die AAR-Datierungen auf Sylt und Amrum wurde die Asparaginsäure (Asp) herangezogen, die aufgrund ihrer schnellen Racemisierung die Datierung geologisch junger Zeiträume ermöglicht. Zur Analyse und Bestimmung des D/L-Asparaginsäureverhältnisse der aufgearbeiteten Proben wurde eine HPLC-Anlage mit vollautomatischem Autosampler, Niederdruckgradientensystem und Vorsäulen-derivatisierung verwendet. Die Verhältnisbestimmung von D/L-Asparagin- und D/L-Glutaminsäure benötigt keine Quantifizierung. Da die Derivate der D-und L-Asparaginsäure die gleiche Fluoreszenzintensität besitzen, können sie direkt zueinander in Relation gesetzt werden (vgl. Ziehe 2009).

Auf Sylt wurden mit Hilfe der AAR-Methode vorwiegend Schalenreste aus Schilllagen datiert. Die Schalenreste aus den Bohrkernen wurden somit zum größten Teil nicht „in situ“ abgelagert. Die Muschelproben aus den Untersuchungsgebieten der Insel Amrum repräsentieren größtenteils eine „in situ“ Lebensgemeinschaft des küstennahen Watt- und Strandbereichs bestehend aus intakten Muschelschalen und ganzen Schalenklappen. Lediglich in zwei Bohrungen im Bereich des nördlichen Nehrungshakens wurden Schilllagen datiert. Die datierten Alter werden in Jahren vor heute (J. v. h.) angegeben. Für die Proben von Sylt bezieht sich dies auf das Jahr 2011 und für die Proben von Amrum auf das Jahr 2012. Ungenauigkeiten bei der Eingrenzung der

Zeitspanne der datierten Schicht wurden durch mehrmalige Messungen minimiert. So wurde jede Probe insgesamt drei Mal gemessen. Aus den Messergebnissen wurde anschließend ein Mittelwert gebildet. Das L/D-Asp-Verhältnis sowie die berechneten AAR-Alter sind dem Anhang (Tab. A-1) dieser Arbeit zu entnehmen.

3.5 Zusammenfassung

Die in dieser Arbeit verwendeten Methoden sind in einem *Workflow* in Abbildung 3.29 zusammengefasst. Ziel ist es am Ende ein stratigraphisches Modell des oberflächennahen Untergrundes der jeweiligen Arbeitsgebiete zu erhalten. Anhand des Modells sollen Aussagen zur Entstehung, dem Aufbau und der internen sedimentären Struktur von Nehrungshaken und Barriereinsel-Systemen getroffen werden.

Der erarbeitete *Workflow* basiert auf einer Methodenkombination aus Georadarmessungen, topographischen Messungen, Bohrungen, sedimentologischen Laboranalysen und Datierungen. Wie aus Abbildung 3.29 ersichtlich, baut die Reihenfolge des *Workflow* auf vorangegangenen Arbeitsschritten auf, die das jeweilige Ergebnis damit nachhaltig beeinflussen. Gleichzeitig zu den Georadarmessungen (GPR) wurde im Gelände die Topographie mittels eines differentiellen GPS (dGPS) vermessen, um die Georadardaten hinsichtlich ihrer räumlichen Position einzuordnen und die Oberfläche der Profile an die Topographie des Geländes anzupassen. Das differentielle GPS-System bietet im Vergleich zu einfachen GPS-Systemen eine wesentlich höhere Auflösung und ist daher gerade für die vertikale Korrektur der GPR-Daten unerlässlich. Die Georadardatenaufnahme erfolgte in unterschiedlichen Survey Designs und Survey Geometrien (Kapitel 3.2.3). Insgesamt wurden in den Arbeitsgebieten auf den Inseln Sylt und Amrum 180 Georadar-Profile von 54 km Länge gemessen.

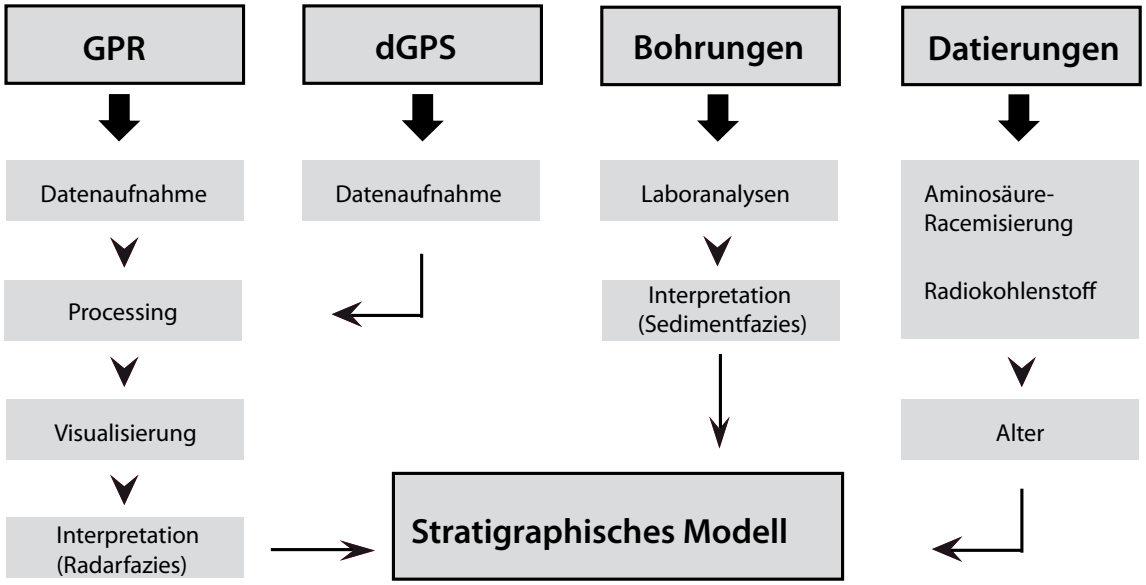


Abb. 3.29: *Methodischer Arbeitsablauf aus Georadarmessungen (GPR), topograpischer Geländevermessung (dGPS), Bohrungen, sedimentologischen Laboranalysen und Datierungen. Ziel der Methodenkombination ist die Entwicklung eines stratigrapischen Modells des oberflächennahen Untergrundes der Nehrungshaken und Untersuchungsgebiete auf den Inseln Sylt und Amrum.*

Im Anschluss an die Messungen erfolgte das *Processing* der im Gelände aufgenommenen Georadar- und topograpischen Daten mit Hilfe spezieller Software (Kapitel 3.2.5). Die Bearbeitung der Georadardaten ist als ein sehr zeitintensiver Hauptarbeitschritt anzusehen, der die wesentliche Grundlage für die nachfolgende Interpretation darstellt.

Die Visualisierung der Georadardaten wurde unter Anwendung einer Vektorgrafik Software ermöglicht. Die Interpretation der Georadardaten erfolgt auf der Basis der Radarstratigraphie, einer Interpretationstechnik, die in ihren Grundzügen auf der Seismischen Stratigraphie beruht (Kapitel 3.2.6.2). Diese geht von sedimentären Sequenzen aus, die in eine Hierarchie der Sedimentationseinheiten unterteilt werden. Der erste Schritt hin zur Interpretation von Radargramme ist die Definition einer Radarfazies und damit der Klassifizierung typischer in einem bestimmten Gebiet wiederkehrender Reflexionsmuster. Die Radarfazies Definitionen in dieser Arbeit basieren auf allen in den jeweiligen Untersuchungsgebieten gemessenen zwei und dreidimensionalen Georadar-Profilen.

Durch die Radarfazies-Definition ist es möglich, die Radarprofile in stratigraphischen Einheiten zu differenzieren. Um ein stratigraphisches Modell zu generieren, ist es jedoch erforderlich die durch das Georadar definierten Einheiten hinsichtlich ihrer Sedimenteigenschaften zu untersuchen und somit in Sedimentationsräume zu unterteilen. Primäres Ziel der Bohrungen ist es demzufolge eine Verbindung zwischen der Radarfazies und der entsprechende Sedimentfazies herzustellen und die Sedimenteigenschaften der Hauptreflektoren zu bestimmen. Die Bohrpunkte wurden daher auf Grundlage der definierten Radarfazies gezielt ausgewählt und mit Hilfe von dGPS-Koordinaten eingemessen. Darüber hinaus lieferten Bohrungen wichtige sedimentologische Informationen derjenigen Gebiete, die aufgrund ihrer Untergrundeigenschaften keine Georadarmessungen ermöglichten.

Hauptursachen für Georadar-Reflexionen im Küstenbereich sind unterschiedliche elektromagnetische Materialeigenschaften. In klastischen Sedimenten werden diese häufig durch Änderungen der Korngröße, -zusammensetzung, -form, -orientierung und -packung hervorgerufen. In vielen Sedimenten sind Korngröße und Sortierung eine Funktion der primären Ablagerungsstrukturen, sodass GPR-Reflexionen auf primäre sedimentäre Strukturen zurückzuführen sind. Der Schwerpunkt der Laboranalysen wurde daher auf eine umfassende Korngrößenbestimmung gelegt (Kapitel 3.3.1).

Die Kombination von Georadardaten und sedimentologischen Daten aus Bohrungen ermöglicht eine hochauflösende Stratigraphie des oberflächennahen Untergrundes und einen relativen Altersbezug der abgelagerten Sedimentationseinheiten. Durch zusätzliche Datierungen (AAR und ^{14}C) des aus den Bohrungen gewonnenen Sedimentinventars konnte das absolute Alter einzelner Schichten bestimmt und auf diese Weise das stratigraphische Modell hinsichtlich seines absoluten Alters eingeordnet werden (Kapitel 3.4).

Kapitel 4

Geologie und Stratigraphie des südlichen Nehrungshakens von Sylt

Abstract

Barriers comprise approximately 15 % of the world's coastlines and are formed due to the combined action of wind, waves, and longshore currents. Barrier islands, spits and sandbars are geologically young, highly dynamic and represent a complex coastal system that includes a number of different but closely related sedimentary depositional environments and geomorphological elements of varying origin, genesis and evolution.

In this study ground-penetrating radar (GPR) data, sedimentological data, amino acid racemisation datings (AAR) of shells were combined to reveal the sedimentary structure and architecture of the southern barrier spit of Sylt. Based on these data, different sedimentary models have been generated which describes the inter-action between extreme events, coastal processes and sedimentary development and contains the major episodes of barrier island evolution.

As a first step a comprehensive radar facies analysis has been done for Southern Sylt that describes the typical reflection patterns of the two study areas of the southern spit end of Hörnum and the so called spit add on zone next to the village of Rantum.

Based on these data, different sedimentary models have been generated which describes the inter-action between extreme events, coastal processes and sedimentary development and contains the major episodes of barrier island evolution.

The first model of Sylt demonstrates a barrier spit accretion through southerly directed progradation. Eroded sediment was transported along the west coast of Sylt by longshore drift and was added to the southern spit-end. Growth and progradation of the southern spit-end has forced a southward directed tidal-inlet migration of the Hörnum tidal inlet. Progradation and barrier spit accretion were also interrupted by severe storm surges. Storm surge generated erosion unconformities in a foreshore to shoreface environment redraw old spit-end positions that represent stages of barrier spit progradation. Spit enlargement increased when the time interval between storm surges was long and the delivery rate of sand from longshore drift was high. Annual winter storms also caused inundation of the barrier spit-end and produced elongate washover channels formed during numerous erosional overwash processes.

In this study Amino acid racemisation (AAR) was used as a tool for dating Holocene barrier islands sediments. AAR helps to define a chronological order and allows setting up a barrier island stratigraphy of Southern Sylt. Based on these dating the model of barrier spit accretion has been refined. AAR provided high temporal resolution and has been used for dating stages of barrier spit accretion. These time lines are marked as storm surge generated erosion unconformities in the stratigraphic profile. Individual shells and shell fragments of Cerastoderma edule, Mya arenaria, Mytilus edulis and Scrobicularia plana have been accumulated by short-term storm events as shell layers at the erosion unconformities and have been dated by AAR. Time lines reveal that the barrier spit accretion occurred episodically, depending on the provided rate of sand delivery and are going to be younger by approaching to the south. The time lines have been verified and correlated by historic maps and sea charts. As a result, spit enlargement increased significant during the Middle Ages (1593 - 1794) and was coupled with several intensive storm surges in this period.

The second model is concerned with the spit add-on zone where the barrier spit is attached to the central island moraine core and shows a landward migration through barrier rollover affected by an interplay of barrier retreat and washover flooding associated with accumulation of sediment in a backbarrier environment as a result of several storm surges. With the exception of the uppermost dune facies the spit add-on zone reveals a transgressive coarsening upward sequence starting with sandy mud flat deposits at the bottom which turn into coarser sandy tidal flat deposits toward the top. Sandy tidal flat deposits are overlain by washover sheet and washover fan deposits. Storm surge erosion, washover flooding and accumulation caused barrier retreat but did not lead to the totally destruction of the island. Rather, the island was rebuild and shifting eastward by rollover in a natural way.

Today, the situation is completely different. Infrastructure, settlement and tourism require a permanent conservation of the status quo. Coastal protection elements as well as recurring beach nourishments help to preserve the today's position of the southern barrier spit. In this way, the natural barrier rollover process as well as the erosion of the west coast is mainly prevented. As a consequence of this lack of eroded sediment, the spit end will receive only little sediment by longshore drift in the future and will be more and more vulnerable.

The central part of the southern barrier spit takes up a special case concerning the geomorphological development. Next to the location of Puan Klent/Thörnhörn an underlying older barrier spit has been detected in the subsurface. This fossil barrier spit show a different direction of progradation is overlain by a sequence of tidal flat deposits of the backbarrier area. In this chapter two theories of the origin of this divergent fossil barrier spit are presented.

The study indicates that GPR and sedimentological data make it possible to reveal the internal structure of barrier islands as well as to figure out and understand the forming coastal processes. Dating results show that AAR provides useful results of high accuracy for dating stages of barrier spit progradation. In this way new insights into the sedimentary architecture ands geological history of the southern barrier island spit of Sylt has been gained.

A barrier island stratigraphy for the spit-end, the spit add-on zone and the central part of the southern barrier spit of Sylt has been set up. GPR data as well as cores taken from both end of the southern spit indicate distinctly different stratigraphic sections and sequences. Concisely, Southern Sylt includes a trangressive barrier add-on zone and a progradational barrier spit-end. The results make it clear that the development of the southern barrier spit of Sylt is much more complex than previously supposed, and it is not only characterized by simple spit attachment on a moraine core.

Kapitel 4 basiert auf den Teilpublikationen Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2013): Barrier rollover and spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65 (1): 600 – 605.

Tillmann, T. (*accepted)*: Geomorphology and internal sedimentary structure of a landward migrating barrier spit (Southern Sylt/ German Bight): Insights from GPR surveys. In: Randazzo, G., Cooper, J.A.G., Jackson, D.W.T. [eds.]: Sand and gravel spits. – Springer, Coastal Research Library.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (*2014*): Barrier spit accretion model of Southern Sylt/ German North Sea: Insights from ground-penetrating radar surveys. – *Zeitschrift für Geomorphologie,* 58(3): 137 - 161.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011): Facies and Development of a Holocene Barrier Spit (Southern Sylt/ German North Sea). - *Proceedings of the 6th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar* (IWAGPR 2011 June 22–24, 2011, Aachen, Germany): pp. 188 - 194. (ISBN: 978-1-4577-0333-7)

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011): Genese eines Strandhakens am Beispiel der Hörnum-Odde (Süd-Sylt): Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes durch die Kombination von geophysikalischen und sedimentologischen Methoden. In: Karius, V., Hadler, H., Deicke, M., Von Eynatten, H., Brückner, H., Vött, A. [eds.]: Dynamische Küsten – Grundlagen, Zusammenhänge und Auswirkungen im Spiegel angewandter Küstenforschung. – *Coastline Reports 17:* pp. 177 – 190.

Tillmann, T. & Ziehe, D. (*in prep*): Amino acid racemization analysis (AAR) as a tool for dating Holocene barrier island spit accretion: Examples of Southern Sylt (North Sea/German Bight). - *Quaternary International.*

Tillmann, T. & Ziehe, D. (2014): Aminostratigraphy of a Holocene barrier island (Sylt/Southern North Sea). In: Koinig, K.A., Starnberger, R., Spötl, C. (Hrsg.): DEUQUA 2014, 37. Hauptversammlung der deutschen Quartärvereinigung Innsbruck 2014, 24. - 29. September, Abstractband: p. 138. [ISBN 978-3-902936-50-9]

Tillmann, T. & Ziehe, D. (2014): Amino acid racemization analysis (AAR) as a successful tool for dating Holocene coastal sediments: Stratigraphy of a barrier island spit (Southern Sylt/North Sea). EGU Geophysical Research Abstracts Vol. 16: 45.

Tillmann, T. & Ziehe, D. (2014): Aminostratigraphy of a Holocene barrier island spit (Sylt/North Sea). In: Röhling, H.-G. & Zulauf, G. (Hrsg.): GeoFrankfurt2014 – Dynamik des Systems Erde / Earth Systems Dynamics, Abstract Volume, Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften e.V., Heft 85 (2014), 644 pp, Hannover. [ISBN: 978-3-510-49234-2]

4.1 Einleitung

Nehrungshaken, geformt durch eine Kombination aus Wind, Wellen, Strömung und Küstenlängstransport gelten als morphologisch hoch aktive Küstenbereiche und variieren häufig in Ursprung, Genese und Entwicklung. Bisherige Untersuchungen zur Stratigraphie dieser dynamischen Sedimentationsräume basieren häufig allein auf Bohrungen. Daher sind die interne sedimentologische Struktur und die Prozesse, die zur Entwicklung von Nehrungshaken geführt haben, oftmals unzureichend untersucht.

Ziel der folgenden Studie ist es, anhand hochauflösender Georadarmessungen (GPR) und sedimentologischer Daten aus Bohrungen die Entstehung und interne sedimentäre Architektur des südlichen Nehrungshakens von Sylt zu rekonstruieren und mit Hilfe von Datierungen in einen zeitlichen Rahmen einzuordnen.

Zu Beginn wird in Kapitel 4.1.2 der bisherige Forschungsstand zur Geologie und Geomorphologie des südlichen Nehrungshakens von Sylt zusammengefasst. Anschließend wird in Kapitel 4.2.4 auf der Grundlage historischer Land- und Seekarten die Ausdehnung des südlichen Nehrungshakens diskutiert.

In Kapitel 4.3.1 wird zunächst die Entwicklung der äußersten Südspitze der Insel Sylt, der sogenannten Hörnum Odde dargestellt. Die Basis der nachstehenden Untersuchungen bietet eine detaillierte Radarstratigraphie. Aufgrund der Ähnlichkeit der Stratigraphie und der am geologischen Aufbau beteiligten Prozesse wird das sich im Norden an die Ortschaft Hörnum anschließende Untersuchungsgebiet Hörnum Steintal ebenfalls mit einbezogen. Der Inhalt des Kapitels basiert größtenteils auf den Arbeiten von Tillmann & Wunderlich (2011a, 2011b, 2014) sowie zum Teil auf Tillmann & Wunderlich (2013). In Kapitel 4.3.3 wird der Versuch einer zeitlichen Einordnung der am Aufbau der südlichen Inselspitze beteiligten Prozesse unternommen.

Das Kapitel 4.3.4 fasst die Stratigraphie der Ansatzzone des südlichen Nehrungshakens an den zentralen Inselgeestkern zusammen und gibt einen Einblick in den geologischen Aufbau des Nehrungshakens von Rantum im Norden bis Hörnum im Süden. Inhalte von Kapitel 4.3.4 wurden vorab in Tillmann & Wunderlich (2013) publiziert. In Kapitel 4.3.5 wird der mittlere Teil des Nehrungshakens bei Puan Klent gesondert betrachtet. Zusammenfassend wird in Kapitel 4.4 der Aufbau und die Genese von Süd-Sylt diskutiert und mit bisherigen Untersuchungen verglichen.

Eine Methodenkombination aus Georadarmessungen, Bohrungen und sedimentologischen Laboranalysen ermöglicht eine hochauflösende Stratigraphie des oberflächennahen Untergrundes sowie die Identifizierung, Abgrenzung und Klassifizierung geologischer und küstenmorphologischer Strukturen. Auf dieser Grundlage wurden für den südlichen Nehrungshaken der Insel Sylt stratigraphische Modelle entwickelt, die die geologische und geomorphologische Entwicklung mit den daran beteiligten Prozessen zusammenfassen.

4.1.1 Die Untersuchungsgebiete Hörnum Odde (HO) und Süd-Sylt (SS)

Die Insel Sylt in der südlichen Nordsee (Deutsche Bucht) ist der Festlandsküste Schleswig-Holsteins vorgelagert und zählt mit den Nachbarinseln Föhr und Amrum zu den Nordfriesischen Geestkerninseln. Mit den Inseln Amrum, Fanø, Mandø, Rømø und den Nordfriesischen Außensänden Süderoogsand, Japsand und Norderoogsand bildet sie die westliche Außengrenze des Wattenmeeres (vgl. Abb. 2.1).

Mit einem Tidenhub von 206 cm im südlichen Hörnum und 181 cm bei List im Norden der Insel liegt Sylt im niedrigen Mesotidal (Hayes 1997). Nach Hundt (1957) überwiegen nach Häufigkeit und Stärke Winde aus den Sektoren W, NW und SW, die infolge von Sturmfluten hohe Wasserstände, Seegang und erhebliche Brandungsenergien im Bereich der Sylter Westküste erzeugen können (Dette 1977; Lamprecht 1957).

Gemäß der in Kapitel 2.1 angeführten Definition kann Sylt als küstenparallele Barriereinsel mit zentralem pleistozänen Geestkern angesprochen werden, die vom Festland durch rückseitige Watten und Marschen getrennt ist (Davis 1994). Vereinfacht besteht Sylt geologisch aus einem zentralen Kern aus saaleeiszeitlichen und vereinzelt auch aufgearbeiteten tertiären Sedimenten, an dem im Norden und Süden jeweils ein holozäner Nehrungshaken ansetzt, welcher rezent von weitläufigen Dünengebieten bedeckt ist (Dietz & Heck 1952).

Barriereinseln, die an ihrem einen Ende dem Ursprungsgebiet ihrer Sedimente angelagert sind und ihr anderes Ende in das offene Gewässer vorbauen, werden auch als „*barrier spits*" bezeichnet (Leatherman 1988). „*Barrier spit*" lässt sich ins Deutsche auch mit dem Begriff „Nehrungshaken" übersetzen. Dabei wird das Wachstum der Nehrungshaken primär durch den Küstenlängstransport von Sediment aus dem Ursprungsgebiet induziert (Cooper 2012; Otvos 2012; Uda 2005; Trenhaile 1997). So haben die aus dem zentralen pleistozänen Inselgeestkern und weiteren Endmoränenrelikten stammenden und durch ansteigenden Meeresspiegel aufgearbeiteten Materialmengen den Hauptbeitrag für den postglazialen Aufbau des südlichen und nördlichen Sylter Nehrungshakens geliefert (Ahrendt 1994, 2007). Im Lee der beiden Nehrungshaken und Geestkerne entwickelten sich aufgrund reduzierter Strömungsgeschwindigkeiten Marschgebiete (Dietz & Heck 1952). Durch die von Newig (1995) veröffentlichte „Mehrkern-Hypothese" lässt sich die Entwicklung des südlichen Sylter Nehrungshakens jedoch nicht mehr als einfaches „Kliff-Haken-Ensemble" beschreiben. Newig (1995) geht von weiteren existierenden Geestkernen bei Rantum und Puan Klent im Bereich des südlichen Nehrungshakens aus, deren genaue Position und Ausdehnung bis dato nicht bekannt sind. Weitestgehend unbekannt sind auch die geologischen und geomorphologischen Prozesse, die zum Aufbau des südlichen Nehrungshakens geführt haben. Informationen zum Aufbau und Untergrund des Nehrungshakens stützen sich bislang ausschließlich auf Bohrungen.

Die Untersuchungsgebiete befinden sich auf dem südlichen Nehrungshaken von Sylt, der bei Westerland-Süderende an den zentralen Inselgeestkern ansetzt und sich im geraden Verlauf mit einer Länge von etwa 19 km nach Süden über Rantum, Puan Klent und Hörnum bis zur Südspitze der Hörnum Odde hinzieht (Abb. 2.1). Der Begriff „Odde" stammt aus dem Friesischen und bezeichnet eine ins Meer ragende Landspitze (Mechlenburg 1997; Wilts 2011).

Das Untersuchungsgebiet Hörnum Odde (HO) umfasst sowohl die eigentliche, seit 1972 unter Naturschutz stehende südliche Sylter Inselspitze (Hörnum Odde) als auch das sich nördlich daran anschließende Hörnumer Steintal im Nordwesten der Ortschaft Hörnum (Abb. 4.1).

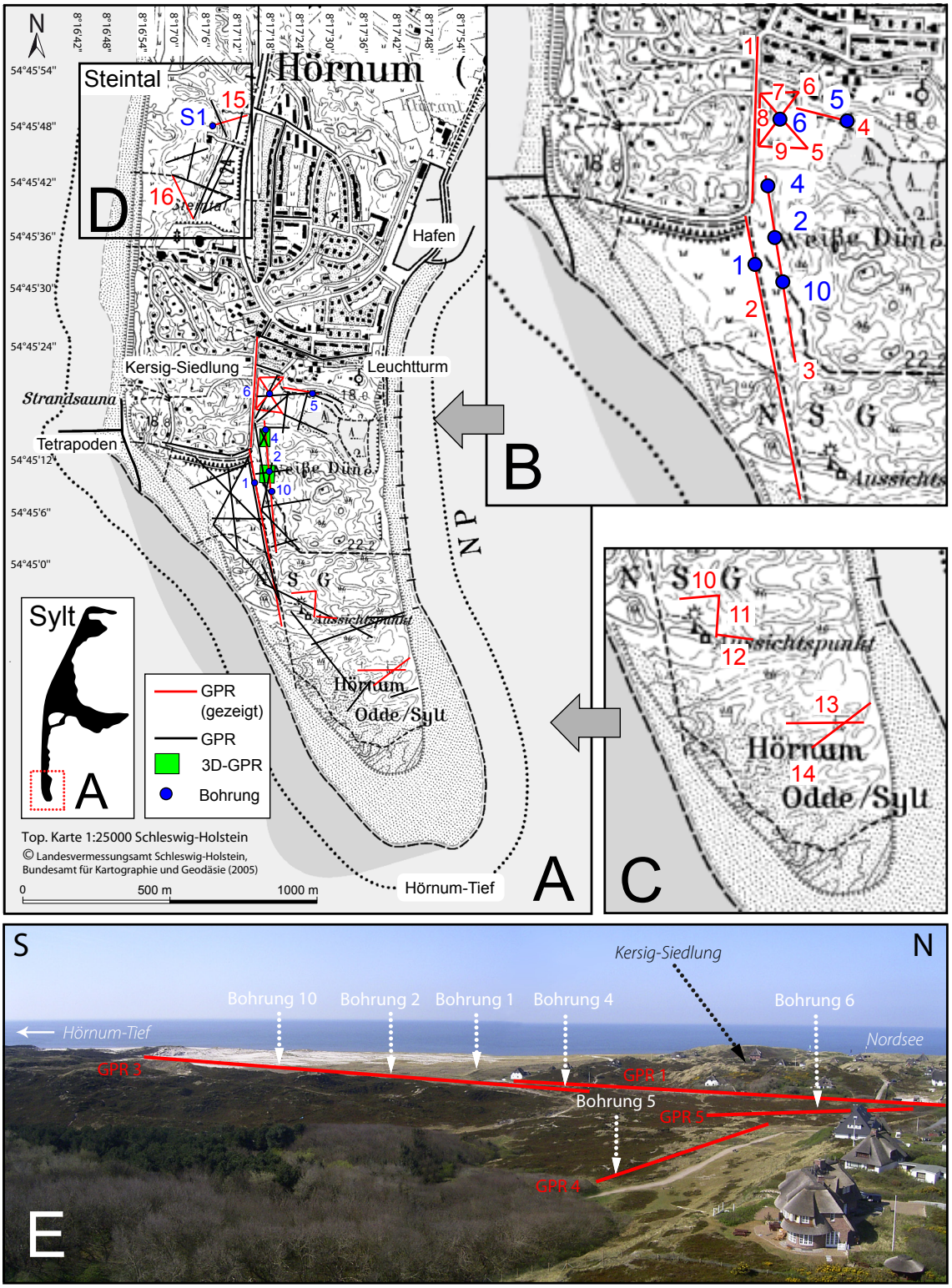


Abb. 4.1: *Bild A: Kartenausschnitt mit Lage der GPR-Profile und Bohrungen im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde/Sylt. Bild B und Bild C: Vergrößerte Kartenausschnitte mit den im Text thematisierten GPR-Profilen und Bohrungen. D: Position der GPR-Profile und Bohrungen im Steintal. E: Panoramabild mit Postion der GPR-Profile und Bohrungen. Quelle: erweitert nach* Tillmann & Wunderlich *(2011b).*

Die Untersuchungsgebiete nördlich des Hörnumer Steintals werden im Folgenden gesondert angesprochen, da sich die gewonnenen Daten deutlich von denen im Bereich der südlichen Inselspitze aufgenommenen Georadar-Profilen und Bohrungen unterscheiden. Als Untersuchungsgebiet Süd-Sylt (SS) wird der gesamte südliche Nehrungshaken südlich der Ortschaft Rantum (54° 50' 40" Nord) und nördlich der Ortslage von Hörnum (54° 46' 10" Nord) zusammengefasst (siehe Abb. 4.1 und Abb. 4.46). Das Untersuchungsgebiet Süd-Sylt umfasst damit die Teilareale Rantum Baakdeel, Puan Klent/Thörnhörn und Möskental, die sich alle im Naturschutzgebiet Rantumer Dünen/Sylt befinden (Abb. 4.46).

Archäologische Befunde und zahlreiche Grabhügel (z. B. Denghoog, Tipkenhoog) belegen, dass die Sylter Geest seit dem Neolithikum ein bevorzugtes Siedlungsgebiet des Menschen darstellt (vgl. Christophersen 2002; Harck 1974; Kersten 1967; Reichstein 2005). Während für den nördlichen Sylter Nehrungshaken mit Münzfunden aus der Zeit um 1000 - 1020 n. Chr. direkte archäologische Hinweise auf eine Besiedlung gibt, fehlen solche Spuren im Bereich des südlichen Sylter Nehrungshakens weitestgehend (vgl. auch Kapitel 2.3).

Lediglich aus dem Raum Rantum sind Funde von Stein- und Bronzezeitlichen Gräber bekannt. So wurden südlich der Westerländer Geest nach Sturmfluten 1973/1974 im Strandbereich zwei Steingräber aus dem Neolithikum freigelegt (Harck 1974). Infolge fortschreitender Sturmfluterosion im Jahre 1981 wurden zudem am Weststrand bei Rantum ein freigelegter Grabhügel (Wirkshoog) aus der älteren Bronzezeit entdeckt (Newig 2001), der ein damaliges Siedeln auf der Geest und damit die südliche Ausdehnung des Geestkerns bis Rantum bestätigt. Ferner werden unter den Dünen südlich von Rantum Reste der sog. Rathsburg vermutet (Hinz 1968). Diese wurde Mitte des 18. Jahrhunderts von den ostwärts wandernden Dünen des südlichen Nehrungshakens begraben und befindet sich heute im Bereich des Dünentals Baakdeel (Kersten 1967). Zudem wurden am Weststrand vor dem Burgtal vereinzelt „Brunnenringe" freigelegt (Dietz & Heck 1952). Alter und genaue Position der Rantum-Burg wurden jedoch nie definiert und können daher nicht zur zeitlichen Einordnung der Entstehung des südlichen Nehrungshakens herangezogen werden. Nach Vermutungen von Harck (1974: 71) basierend auf Funden intakter Steingwerkzeuge war die „diluviale Oberfläche" südlich des Westerländer Geestkerns bis Puan Klent im Neolithikum zum Teil begehbar und durch eine „[…] westlich vorgelagerte an die heute abgetragenen Altmoränen anschließende Landzunge vor Überflutungen geschützt". Südlich von Puan Klent wurden ausschließlich abgerollte und von der Brandung aufgearbeitete Artefakte und Steinwerkzeuge nachgewiesen. Diese sind erst durch den Küstenlängstransport bis zum Hörnumer Steintal und der nördlichen Hörnum Odde transportiert worden. Nach den archäologischen Befunden von Harck (1974) zu urteilen, ist der Inselteil südlich von Puan Klent im Neolithikum noch nicht vorhanden gewesen. Archäologische Befunde südlich von Rantum oder aus dem Inneren der Hörnumer Halbinsel liegen nicht vor. Das südliche Hörnum gilt als einziger Ort der Insel Sylt der keine archäologischen Befunde aufweist und in historischen Aufzeichnungen vermehrt erst ab 1901 erwähnt wird.

Im Naturschutzgebiet der Hörnum Odde überwiegen aneinandergereihte Strandwalldünen (Newig 1995), die aufgrund der abgerundeten Form der Hörnumer Südspitze eine entsprechend konkav gebogene Form besitzen und von West nach Ost streichen. Hinsichtlich des Sukzessionsstadiums der Dünenvegetation dominieren im Bereich der Odde Weiß- und Graudünen. Aktuelle Vor- bzw. Primärdünen sind nur zwischen Sandfangzäunen und ansatzweise in den Sommermonaten im Bereich der äußerten Oddespitze im Lee von Strandgut erkennbar. Die Dünen der Hörnum Odde sind verhältnismäßig jungen Alters. Aufnahmen kurz nach dem Bau des Hörnumer Leuchtturmes 1907 lassen erkennen, dass die

Dünen in Hörnum zu diesem Zeitpunkt noch unverfestigte Wanderdünen waren (Matthiesen 2001). Charakteristisch für die Weißdünengebiete des südlichen Sylter Nehrungshakens ist der Strandhafer (*Ammophila arenaria*), der auf Sylt seit 1788 (Ehlers 1990) durch biotechnische Küstenschutzmaßnahmen systematisch angepflanzt wird. Große auf künstliche Weise angelegte Weißdünenareale finden sich im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde auf den Flächen der Sandersatzmaßnahmen und Dünenverwallungen.

Die dichte und hohe Strandhafervegetation auf den künstlichen Vorspülkörpern führte während Georadarmessungen gelegentlich dazu, dass die Georadarantenne den Bodenkontakt verlor. Die dadurch erzeugten Artefakte (z. B. Spikes) konnten jedoch während des Processings größtenteils aus den Georadar-Rohdaten entfernt werden. Der innere Bereich der Hörnum Odde, mit Außnahme des künstlich angelegten Wäldchens nahe des Leuchtturms, wird von Grau- und Braundünengebiete eingenommen.

Die sich weiter nördlich an die Hörnum Odde anschließenden Untersuchungsgebiete Hörnum Steintal und Süd-Sylt (SS) bestehen bis auf den Randbereich der Vordünenkette ausschließlich aus Grau- und Braundünenbereichen mit ausgeprägter Podsol-Bodenbildung und dominierender Heidevegetation z. B. Krähenbeerenheide (*Empertrum nigrum*), Besenheide (*Calluna vulgaris*) und Glockenheide *(Erica tetralix*). Es treten außerdem vereinzelt Silbergras (*Carynephorus canescens*), Kriechweide (*Salix repens*) und Kamtschatka-Rose (*Rosa rugosa*) auf. In den durch Deflation partiell bis zum Kapillarsaum des Grundwasserspiegels ausgeblasen sekundären Dünentälern (vgl. Kapitel 2.2.2.4) des südlichen Nehrungshakens waren während der Geländekampagnen im Oktober 2008, im Juni 2009 und im April 2010 teilweise stehende Gewässer gegenwärtig, welche die Georadarmessungen erheblich einschränkten. Davon betroffen waren insbesondere die Gebiete Hörnum Steintal, Rantum Baakdeel, Rantum Wassertal, Puan Klent/Thörnhörn sowie die Dünengebiete Möskental/Neue Wasserkuhle nördlich von Hörnum.

Küstenabschnitte, die durch ein Dünenkliff begrenzt werden, sind in den Untersuchungsgebieten an der Westküste als vorwiegend vegetationsfreie, steile, dem natürlichen Hangneigungswinkel von trockenem Sand (33°-35°) entsprechende Abbruchkanten im Bereich der Rand- und Hauptdüne (Weiß- und Graudüne) gekennzeichnet. An der Westküste zwischen Rantum und Hörnum besteht ein Unterschied in der Ausprägung der Dünenkliffküste zwischen Sommer und Winter. Während das Dünenkliff im Winter aus durchgehend steilen, fast senkrechten Hängen und durchfeuchtetem Sand besteht, hat sich in den darauf folgenden Sommermonaten das Profil unter trockenem Sand verflacht (Tillmann 2007). Bereits im Frühjahr lässt sich am Klifffuß eine Halde erkennen. Ferner ist den Dünenkliffs der Westküste im Sommer meist das Depot der aktuellen Sandvorspülung vorgelagert. Die rückwärtigen Grau- und Braundünenbereiche werden zum Wattenmeer teilweise ebenfalls durch ein Dünenkliff begrenzt (Tillmann 2006, 2007). In strömungsberuhigten Küstenabschnitten z. B. südlich von Rantum und südlich von Puan Klent konnten sich rezent Salzwiesen ausbilden (Tillmann 2006, 2007). Die südliche Oddespitze wird während Sturmfluten meist flächenhaft überspült. Erkennbar ist dies durch auf dem Strand der Oddespitze abgelagertes Treibgut (Teek) und Muschelschill. Anhand der lobenförmigen Anordnung des Treibgutes im überspülten Dünenbereich lassen sich sog. Teekgrenzen (Treibselmarkierungen) definieren, bis zu welchen die Wassermassen vorgedrungen sind. Seitlich erodierte und solitär hintereinander stehende Strandhaferhorste in diesem Teil der Odde zeugen von vor der Sturmflutsaison bestandenen Primärdünen. Die leicht stromlinienförmige Form der einzelnen Horste und deren Aneinanderreihung deuten auf eine mehrfache Überspülung der Oddespitze von West nach Ost hin.

Die Funktionsweise dieser flächenhaften Überspülung der Oddespitze kommt der eines *overwash*-Prozesses (Leatherman 1981, 1988; Schwartz 1975) nahe. Die rezente *overwash*-Dynamik im Bereich der Hörnum Odde ist Bestandteil dieser Arbeit und wird in Kapitel 5 eingehend thematisiert.

4.1.2 Bisheriger Forschungsstand zur Geologie und Geomorphologie des südlichen Nehrungshakens

Eine aktuelle Auflage einer großmaßstäbigen geologischen Karte der Insel Sylt existiert nicht. Grundlage der geologischen Karte der Insel Sylt im Maßstab 1:25000 stellen die in Dietz & Heck (1952: 89 - 104) verzeichneten Bohrungen dar.

Nach bisherigen Meinungen liegt der südliche Sylter Nehrungshaken z. T. auf ehemaligem Marschenboden (Dietz & Heck 1952). Nach Angaben von Chronisten befand sich an der Westküste Sylts ehemals fruchtbares Marschen- und Weideland (Schmidt-Petersen 1929), das sich in strömungsberuhigtem Milieu im Lee einer schützenden Insel oder Barre ablagern konnte (Ahrendt & Thiede 2002). Als Zeugnis dieser ehemaligen Landoberfläche werden die nach Sturmfluten an den Hörnumer Westrand angespülten Kleigerölle, die dem anstehenden Seegrund in 900 m Entfernung (vgl. Ahrendt & Thiede 2002; Gripp 1986; Hoffmann 1974a) entstammen, angeführt. Jessel (1986 zit. n. Newig 1995: 134; Ahrendt & Thiede 2002: 76) konnte während starken Abbrüchen vor Rantum durch Sturmfluten solche „bindigen Ablagerungen" auch im Strandbereich feststellen. Schon die in Dietz & Heck (1952) verzeichneten Bohrungen nahe Rantum zeigten in 3,00 m - 3,80 m Bohrtiefe Klei anstehend.

Auch im Strandbereich südlich der Hörnumer Kersig-Siedlung an Position ^{60}698,5 Gauß-Krüger-Hochwert (Newig 1995: 134) wurde in +/-0 m NN bis -1,5 m NN (Ahrendt & Thiede 2002: 76; Gripp 1968: 98; Meier 1987: 15) eine als Kleihorizont interpretierte Schicht angetroffen. Nach Annahmen von Ahrendt (1994) und Ahrendt & Thiede (2002: 76) kamen „[…] nördlich der Ortslage Hörnum im Schutze einer damals vorhandenen Barre oder Insel in einem Tiefenbereich von -1,5 m NN typische Wattsedimente aus Klei und Feinsandlagen zur Ablagerung".

Jessel (1986 zit. n. Ahrendt 1994) erbohrte im Strandbereich der Hörnum Odde zwischen -0,8 m NN und -1,7 m NN eine geringmächtige „Kleiauflage". Diese Schicht fand Jessel (1986 zit. n. Ahrendt 1994) auch südlich des Hörnumer Unterfeuers auf 200 m Länge und 30 m Breite.

Ahrend & Thiede (2002) verweisen im Bereich der südlichen Oddespitze zudem auf das Vorkommen einer dünnen, unter Süßwasserbedingungen entstandenen Mudde, im Tiefenniveau von -0,85 m NN inmitten einer Serie mariner schillführender Sande. Die angesprochene Süßwassermudde wird von Ahrendt (1994) als Bildung eines Dünentals gedeutet, das nach erneutem Ansteigen des Meeresspiegels währen der Dünkirchen Transgression überflutet wurde.

Auch Hoffmann (1974b: 66) beobachtete „Marschenklei" während eines extremen Niedrigwassers im Jahre 1968 auf Höhe des Campingplatzes (Gauß-Krüger-Hochwert ^{60}71000) in Hörnum ca. 300 m nördlich des Untersuchungsgebietes Hörnum Steintal. Entgegengesetzter Meinung war Gripp (1968), der aufgrund durchgeführter Bohrungen südlich des Hörnumer Möskentals (Gauß-Krüger-Hochwert ca. ^{60}72460), ein Vorkommen von Marschenklei ausschloss. Hoffmann (1974b) erklärte das Fehlen von Marschenklei im Möskental damit, dass die Dünen in diesem Bereich schon erheblich über die östliche Marschkante hinweg gewandert sind.

Hoffmann (1974b) vermerkt ebenfalls, dass der mittlere Teil des südlichen Nehrungshakens seine heutige Existenz nur der Tatsache verdankt, dass die Dünen nach Osten bis ins rückwärtige Watt gewandert sind. Auf der Grundlage bisheriger Veröffentlichungen (vgl. Ahrendt 1994; Hoffmann 1974b) wird angenommen, dass der gesamte südliche Teil der Hörnumer Halbinsel im Schutze einer ehemaligen westlich vorgelagerten Erhebung gelegen hat, von der Dünen nach Osten in die Wattflächen wanderten.

Die Oberfläche der Geest unter dem südlichen Nehrungshaken befindet sich nach Hoffmann (1974b) im Allgemeinen zwischen 0 m NN und -7 m NN und fällt nicht gleichmäßig nach Süden ab, sondern schwankt in der Höhenlage. Demnach fällt der zentrale Westerländer Geeskern bis Rantum auf ein Niveau von ca. -1 m NN ab (Ahrendt & Thiede 2002). Bei Rantum-Inge wurde durch Hoffmann (1980) noch eine Erhebung dieses Geestkerns bis auf 0 m NN beobachtet. Im mittleren Teil des südlichen Nehrungshakens reicht der alte Inselgeestkern noch bis auf -4 m NN herauf, wo er von postglazialen marinen Sanden überlagert wird (Ahrendt & Thiede 2002). Die Basis des Holozäns liegt unter der Ortschaft Hörnum bei -20 m NN (Ahrendt 1992), unter der Hörnum Odde bei -21 m NN (Dietz & Heck 1952) und unter der Oddespitze ganz im Süden bei -27 m NN (Ahrendt & Thiede 2002).

Nach Hoffmann (1974b) besteht das Holozän des südlichen Nehrungshakens aus einer Dreigliederung von tonigen Watt- und Marschsedimenten (Klei und Torf) im Norden Rantums, feinkörnigen Wattsanden im mittleren Bereich und mittleren- bis grobkörnigen Hakensedimenten südlich der Ortschaft Hörnum. Die überwiegend tonigen Schichten zwischen dem Westerländer Geestkern und der Ortschaft Rantum werden im Norden von Torfen unterlagert und deuten allgemein auf ruhige Sedimentationsbedingungen hin (Gripp 1986; Hoffmann 1974b). Hoffmann (1974b) geht davon aus, dass sich zwischen dem zentralen Westerländer Geestkern im Norden und einer Geestaufragung bei Rantum im Süden eine Marsch ausbildete, die im Westen durch einen ehemaligen Strandhaken vor der mit fortschreitender Transgression erhöhten Erosion geschützt wurde. Die unterlagernden Torfe deuten an dieser Stelle möglicherweise auf ein Geestrandmoor hin. Die holozänen Sedimente des mittleren Teils des südlichen Sylter Nehrungshakens bestehen überwiegend aus feinsandigen Sandwattablagerungen (Hoffmann 1974b). Die schlecht sortierten mittel- bis grobkörnigen Sedimente des ehemaligen Strandhakens wurden von Hoffmann (1974b) ausschließlich südlich der Ortschaft Hörnum angetroffen. Über das Alter der holozänen Sedimente des südlichen Sylter Nehrungshakens macht Hoffmann (1974b) keine Aussagen.

4.2 Methoden

Die geomorphologische Entstehung, der geologische Aufbau und die interne sedimentologische Struktur des südlichen Nehrungshakens der Insel Sylt wurde anhand der gewählten Methodenkombination aus Georadarmessungen, Bohrungen (Rammkernsondierungen, Pürkhauersondierungen), sedimentologischen Laboranalysen und AAR-Datierungen untersucht. Einzelheiten zur Methodik sind den Kapiteln 3.1 - 3.3 zu entnehmen. Die Ausdehnung der südlichen Inselspitze wurde durch den Vergleich und die Interpretation von historischen Land- und Seekarten analysiert.

4.2.1 Georadar (GPR)

Ausführliche Informationen zu den theoretischen Hintergründen sowie dem Funktionsprinzip der Georadarmethode finden sich in Kapitel 3.1. Die in diesem Kapitel präsentierten Georadarmessungen wurden mit einem Georadarsystem SIR 2000 der Firma Geophysical Survey Systems Inc. (GSSI SIR-2000) in Kombination mit den Antennenfrequenzen 100 MHz, 200 MHz und 400 MHz durchgeführt. Die Antennenfrequenz beeinflusst sowohl die Auflösung der GPR-Daten als auch die maximale Erkundungstiefe. Im Allgemeinen ist die zu erwartende maximale Erkundungstiefe umso größer, je niedriger die gewählte Antennenfrequenz ist (Jol & Bristow 2003; Jol et al. 2002). Höhere Antennenfrequenzen verbessern die Auflösung, erreichen aber i. d. R. aufgrund erhöhter Signaldämpfung von höheren Frequenzen nur eine geringere Erkundungstiefe (Blindow et al. 2005; Neal 2004). Die Wahl der für die Untersuchungsgebiete geeigneten Georadarantennen stellt einen Kompromiss zwischen Auflösung und Erkundungstiefe dar und beruht auf zahlreichen Testmessungen (siehe Kapitel 3.2). Durch Georadarmessungen mit einer 100 MHz Antenne wurden maximale Erkundungstiefen von ca. 17 - 18 m erreicht. Vor allem in Tiefen bis zu 10 Metern wurde mittels einer 200 MHz und einer 400 MHz Antenne eine für die Fragestellung geeignete Auflösung erreicht (vgl. Abb. 3.4).

Insgesamt wurden in den Untersuchungsgebieten im Süden der Insel Sylt Georadar-Profile mit einer Gesamtlänge von ca. 40 km gemessen. Die Längen der einzelnen GPR-Transekte variieren von 30 m bis 5 km. Die GPR-Profile wurden in einem 2-dimensionalen, 2,5-dimensionalen und 3-dimensionalen Survey Design angeordnet. Einzelheiten zum Survey Design und der Survey Geometrie finden sich in Kapitel 3.2.3. Die zweidimensionalen Georadarmessungen erfolgten entlang von möglichst langen Transekten in unterschiedlichen Richtungen. Überschneidungen der zweidimensionalen Transekte an Kreuzungspunkten erlaubt eine pseudodreidimensionale Darstellung. Zusätzlich wurden dreidimensionale GPR-Messungen durchgeführt, die eine detaillierte räumliche Dateninterpretation ermöglichten, sich aber aufgrund des enormen Zeitaufwandes ausschließlich für kleine Flächen eigneten. Dreidimensionale Georadar-Profilgitter wurden im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde auf zwei Flächen von 15 m x 50 m und 30 m x 50 m aufgenommen. Die einzelnen GPR Transekte wurden in einem Abstand von 0,5 m gemessen und im Rahmen des Processings zu einem 3-D Georadar-Profil zusammengefügt und räumlich interpretiert.

Die Bearbeitung der GPR-Rohdaten erfolgte mit der Software „Reflex-Win“ (Version 5.6) der Firma „Sandmeier Scientific Software, Karlsruhe“. Für die in diesem Kapitel dargestellten Radargramme wurde ein Bearbeitungsverfahren aus *offset*-Korrektur, *dewow*-Filter, Bandpassfilter und *background removal*-Filter standardmäßig angewendet. In den durch externe Störquellen beeinflussten Radargrammen nahe der LORAN-Seefunkstation bei Rantum (54°48’36” Nord, 8°17’41” Ost) und der Wellenradaranlagen am Aussichtspunkt der Hörnum Odde (54°44’55” Nord, 8°17’26” Ost) sowie an der Westküste im Naturschutzgebiet Rantumer Dünen Sylt (54°47’31” Nord, 8°17’03” Ost) wurden unter Anwendung des *notch*-Filters die definierten Störfrequenzen und Artefakte eliminiert (Kapitel 3.2.5.2).

Anhand der Gain-Funktion (*automatic gain control, energy decay*) konnte die mit zunehmender Tiefe stärker werdende Signalabschwächung kompensiert werden. Unter Verwendung des Migrations-Algorithmus nach Stolt (1978) wurden die Reflexionen in ihre tatsächliche Geometrie und Lage zurückgerechnet. Details und Funktionsweisen der angewandten Filter und Bearbeitungsschritte finden sich in Kapitel 3.2.5.

Die Transekte der GPR-Profile des südlichen Nehrungshakens von Sylt wurden bevorzugt auf ebenem Gelände und in den flachen Bereichen der Dünentäler gemessen. Dennoch führen auch schon geringe topographische Höhenunterschiede entlang der Georadar-Transekten zu Verzerrungen im Radargramm (z. B. Fisher et al. 1996; Jol & Bristow 2003; Lindhorst 2008, Tillmann & Wunderlich 2012) und wurden daher im unmittelbaren Anschluss an die Georadarmessungen mit Hilfe eines differentiellen GPS Systems (Ashtech ProMark 2 und Topcon GPS G3) erfasst, um eine verlässliche Interpretation zu gewährleisten.

Die Geschwindigkeit der elektromagnetischen Welle ist abhängig von den elektromagnetischen Materialeigenschaften des Untergrundes. Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten in den Radargrammen der Untersuchungsgebiete wurden mit Hilfe von Diffraktionshyperbeln, CMP-Messungen und korrelierenden Bohrungen ermittelt und in einem Geschwindigkeitsmodell zusammengefasst, das die Grundlage für die anschließende Migration und Tiefenbestimmung darstellte (vgl. Kapitel 3.2.5.5). In einigen GPR-Profilen aus dem Süden Sylts konnte die Lage des Grundwasserspiegels als durchgehender horizontaler Reflektor starker Amplitude definiert und durch Bohrungen bestätigt werden. Demgemäß setzen sich die GPR-Profile hinsichtlich ihrer Materialeigenschaften im unteren Teil aus wassergesättigten und im oberen Teil aus wasserungesättigten Sanden zusammen. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit innerhalb wassergesättigter Sande beträgt in den Untersuchungsgebieten auf Sylt 0,05 m/ns - 0,09 m/ns. Ungesättigte Dünensande oberhalb des Grundwasserspiegels weisen durchschnittliche Geschwindigkeiten zwischen 0,09 m/ns und 0,14 m/ns auf. Dementsprechend wurde für die gezeigten Radargramme ein zweigeteilter Maßstab berechnet.

Im Anschluss an das Processing der GPR-Rohdaten erfolgen die Auswertung mit einer Klassifizierung der Reflexionseinheiten, die anschließende Definition einer Radarfazies sowie die Aufstellung einer ausführlichen Radarstratigraphie, die zugleich die Basis der sich anschließenden Kapitel 4.3.2 bis 4.3.5 darstellt. Ausführliche Informationen zur Methode der Radarstratigraphie sind dem Kapitel 3.2.6.2 zu entnehmen. Durch die Definition einer Radarfazies ist es möglich, die Radargramme in ihre stratigraphischen Einheiten zu unterteilen und somit in eine relative chronologische Reihenfolge einzuordnen.

4.2.2 Bohrungen und sedimentologische Laboranalysen

In den Untersuchungsgebieten Hörnum Odde und Hörnum Steintal wurden insgesamt 7 Rammkernbohrungen bis in eine maximale Tiefe von 8 m unter der Geländeoberfäche abgeteuft. Die Rammkernsondierungen wurden mit einer Kombination aus Benzinschlagkopfbohrer (Wackerbohrer), Schlitzsonden und hydraulischem Ziehgerät durchgeführt. In Abhängigkeit von der Eindringteufe kamen unterschiedliche, sich mit zunehmender Tiefe verjüngende Schlitzsonden (Ø = 80 mm, Ø = 60 mm, Ø = 30 mm) zum Einsatz. Zusätzlich wurden in den Untersuchungsgebieten auf Sylt 32 Pürkhauersondierungen bis zu einer Tiefe von maximal 3,5 m durchgeführt.

Die Bohrpunkte sind auf Grundlage der Radarfazies gezielt ausgewählt und mittels dGPS eingemessen worden. Im Bereich der Bohrungen B2 und B4 (Abb. 4.1 Bild B) wurden zusätzlich 3D-Georadarmessungen durchgeführt, um räumliche Informationen der durchteuften Schichten bzw. Hauptreflektoren zu erhalten. Die Probenentnahme richtete sich nach den Radargrammen und der Lithologie bzw. den differenzierbaren Sedimenteinheiten.

Insgesamt wurden 290 Proben entnommen, sodass von jeder Radar- bzw. Sedimentfazies entsprechendes Probenmaterial gesichert und anschließend im Labor mittels Nass- und Trockensiebung granulometrisch bestimmt werden konnte. Zur Berechnung korngrößenstatistischer Parameter wurde das Programm Gradistat nach Blott & Pye (2001) verwendet. Die Auswertung nach korngrößenstatistischen Parametern erfolgte mit der Methode nach Folk & Ward (1957). Einzelheiten zur Auswertung und Laboranalytik sind Bestandteile von Kapitel 3.3.

4.2.3 Datierungen

Zur zeitlichen Einordnung der Sedimente und der am Aufbau des südlichen Nehrungshakens beteiligten Prozesse wurden Aminosäure-Racemisierungs-Datierungen (AAR) herangezogen. Die AAR-Datierungen wurden im Jahre 2011 von Herrn Dr. Daniel Ziehe am Forschungszentrum Terramare in Wilhelmshaven durch die in Ziehe (2009) entwickelte Methode durchgeführt. Die AAR-Datierung beruht auf der Bestimmung von Aminosäure-D/L-Verhältnissen in den organischen Matrices biogener Carbonate (vgl. Demarchi et al. 2011; Goodfriend 1987a; Murray-Wallace & Belperio 1994; Müller 1992; Ziehe 2009). Die Anwendbarkeit der AAR-Methode für geologisch sehr junge Ablagerungsräume wurde von Ziehe (2009) am Beispiel unterschiedlicher Standorte im Wattenmeer nachgewiesen. Die zur Datierung der Proben von Sylt herangezogenen Spezies waren die Herzmuschel (*Cerastoderma edule*), die Sandklaffmuschel *(Mya arenaria), die* Miesmuschel (*Mytilus edulis*) und die Pfeffermuschel (*Scrobicularia plana*).

Leider fehlten in den Bohrkernen von Sylt intakte Muscheln, sodass sich die Datierung vorwiegend auf einzelne Schalenklappen sowie Schalenreste aus Schilllagen mit einer durchschnittlichen Einwage von unter 200 mg konzentrierte. Um etwaige Ungenauigkeiten zu minimieren, wurde jede Probe 3 Mal gemessen. Aus abweichenden Messergebnissen wurde anschließend ein Mittelwert gebildet. Das Alter wird in Jahren vor heute (J.v.h.) angegeben.

4.2.4 Die Ausdehnung des südlichen Nehrungshakens von Sylt auf der Grundlage historischer Land- und Seekarten

Rückschlüsse auf die Ausdehnung und Gestalt von Inseln und Küsten liefern oftmals Land- und Seekarten unterschiedlichen Alters. Im Folgenden wird der Versuch unternommen, ob und inwiefern historische Land- und Seekarten sich zur Untersuchung der morphologischen Genese des südlichen Nehrungshakens von Sylt heranziehen lassen und welche Aussagekraft die daraus abgeleiteten Ergebnisse besitzen.

Die Landkarte von Johannes Mejer aus dem Jahre 1240 (Abb. 4.2 Bild A) ist in Einzelheiten zwar ungenau, gibt nach heutiger Ansicht (z. B. Ahrendt 1994; Ahrendt & Thiede 2002; Petersen & Rohde 1991) dennoch einen groben und allgemeinen Überblick über das Landschaftsbild der Westküste von Nordfriesland vor dem 14. Jahrhundert. Zu sehen sind auf der Karte u. a. die durch die Sturmflut 1362 vor der Westküste Sylt untergegangenen Orte Eydum und Wendingstadt. Auch ein Ort mit der Bezeichnung „Hornum“, der sich nordöstlich des „Hornumhafens“ befindet ist in der Karte von 1240 bereits vermerkt (Abb. 4.2 Bild A). Eine aus der Mejer Karte abgeleitete, noch in historischer Zeit wesentlich westlichere Ausdehnung Sylts gilt als unbestritten (Ahrendt & Köster 1998; Ahrendt & Thiede 2002).

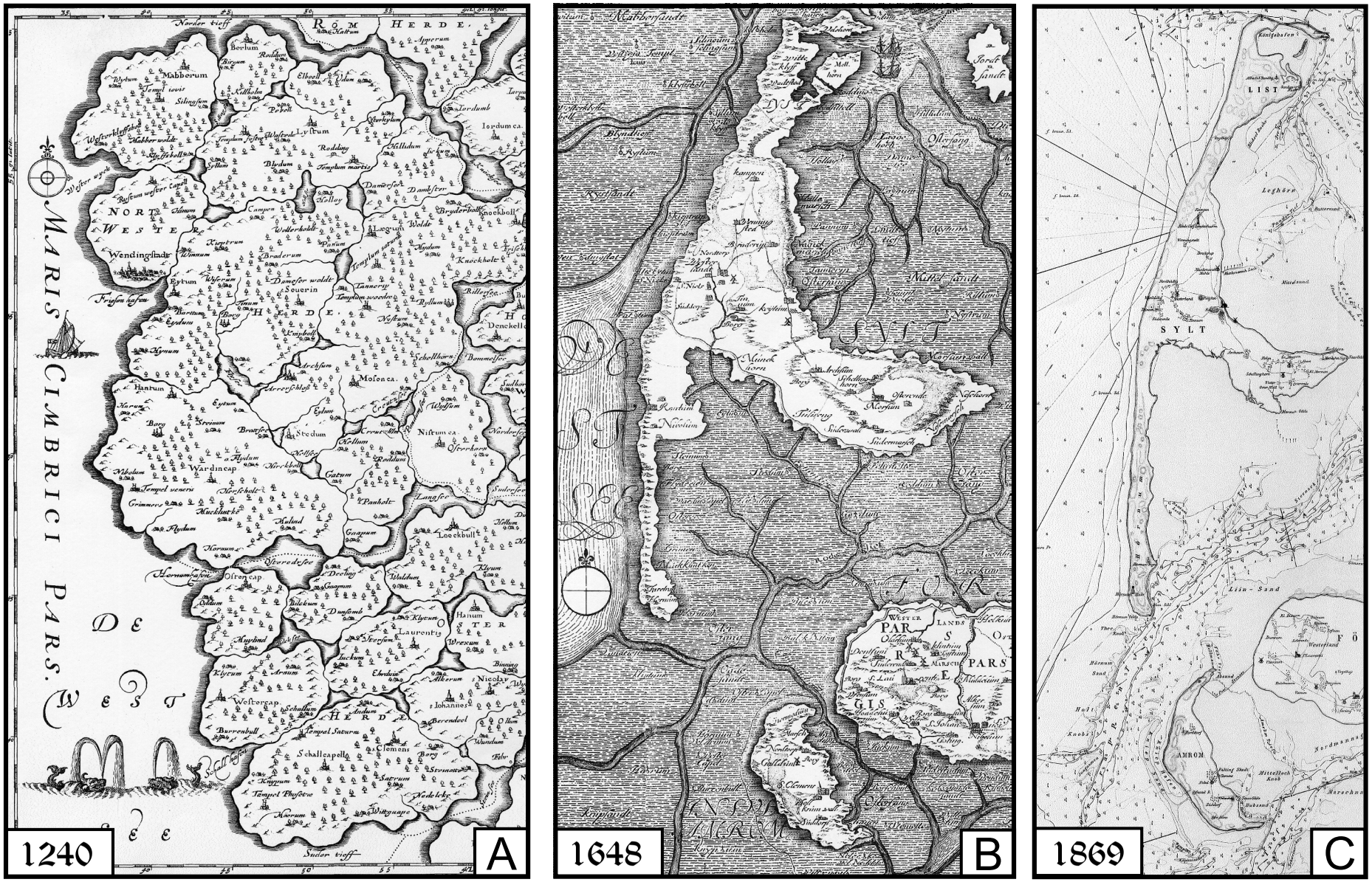


Abb. 4.2: *A: Ausschnitt aus dem nördlichen Teil Nordfrieslands um das Jahr 1240 vom Husumer Kartographen* JOHANNES MEJER *verändert nach* DANCKWERTH *(1652). B: Ausschnitt aus der Landkarte des Amt Tondern aus dem Jahre 1648 nach* JOHANNES MEJER *verändert nach* DANCKWERTH *(1652). C: Ausschnitt einer Seekarte aus der „Übersichtskarte der Schleswig-Holsteinischen Westküste, Teil I Nördliches Blatt (1:100000), aufgenommen von* GRAPOW *im Jahre 1868 und 1869, herausgegeben vom* MARINE MINISTERIUM *(1869), Verlag Dietrich Reimer, Berlin (aus* LANG *1973).*

In reinen Seekarten ist die Insel Sylt bis zur Mitte des 16. Jahrhunderts nicht verzeichnet. Erst 1585 schuf der holländisch Kapitän W.J. Waghenaer eine Darstellung der Deutschen Bucht mit Inseln, Sandbänken, Untiefen und Tiefenangaben. Die Seekarte (Abb. 4.3 Bild A) wurde in einer Perspektive vom Meer aus skizziert und ist Teil eines aus 44 Karten bestehenden Seeatlasses, der die wichtigsten Küstenlinien und Schifffahrtsrouten von Spanien bis Norwegen beinhaltet (Witt 1982). Mit einer Blickrichtung von Osten ist die Insel Sylt („Salt") als längliches Eiland dargestellt. Auffällig ist in der Karte von W.J. Waghenaer eine als Insel eingezeichnete kleinere Landmasse direkt hinter dem damaligen Südteil von Sylt (Abb. 4.3 Bild A).

Die Seekarte von Haeyen (Abb. 4.3 Bild B), ebenfalls aus dem Jahr 1585, zeigt Sylt („Silt") detaillierter, sodass neben der Keitumer Kirche („Keijdomer Kerck") und der Westerländer Kirche („Westerlander Kerck") auch das Rote Kliff („Thoode Clif") bei Kampen und die Ortschaft List im Inselnorden eingezeichnet sind. Am oberen rechten Kartenrand (Abb. 4.3 Bild B) ist Sylt im Profil so gezeichnet, wie sich die Insel für die Seefahrer der damaligen Zeit vom Meer aus darstellte. Morphologisch zeichnet sich besonders das Rote Kliff im zentralen Teil der Insel ab, während im Norden und Süden bereits die Dünen der Nehrungshaken zu erkennen sind, die allerdings aus der seewärtigen Perspektive außerordentlich breit erscheinen. Dies betrifft insbesondere den südlichen Nehrungshaken. Da im Osten des nördlichen Nehrungshakens bereits der Lister Hafen als Ankerplatz eingezeichnet wurde, war dieser Teil der Insel dem Kartograph vermutlich besser bekannt als die evtl. damals unschiffbaren Gewässer im Inselsüden. Die beiden, die Insel im Norden und Süden begrenzenden Tiderinnen Lister Tief („Tyadt van List") und Vortrapp-Tief („Voor trap"), bestanden zu dieser Zeit ebenfalls schon. Auffällig ist im Inselsüden zudem eine Schraffur (Abb. 4.3 Bild B am Kartenrand rechts oben), die eine Untiefe darstellt und die Insel in südlicher Richtung verlängert. Ganz im Inselsüden (Abb. 4.3 Bild B in der obersten rechten Kartenecke) scheint die Untiefe morphologisch über den damaligen Meeresspiegelstand hinausgeragt zu haben. Diese Untiefe kann unter Umständen als Vorläufer des südlichen Sylter Nehrungshakens gedeutet werden, der in diesem geologischen Entwicklungsstadium von See aus noch keine markante Topographie aufgrund eventuell nur spärlich ausgeprägter Primärdünen zeigt. Eine detaillierte Beschreibung des damaligen Landschaftsbildes kann aus diesen von See aus gezeichneten sog. Portolan-Karten allerdings nicht abgeleitet werden, da diese in der Regel keinen exakten Maßstab besitzen (Klatt 2012). Vergleicht man die Seekarten von W.J. Waghenaer und Haeyen - beide aus dem Jahr 1585 (Abb. 4.3 Bild A und Bild B) - so wird deutlich, dass auch die Küstenkonfiguration sowie die Umrisse der Inseln von beiden Kartographen unterschiedlich wahrgenommen wurden.

Der Ausschnitt aus der Landkarte des Amtes Tondern aus dem Jahre 1648 nach Johannes Mejer (Abb. 4.2 Bild B) zeigt, dass die groben Umrisse der Inseln Sylt und Amrum zu dieser Zeit bereits erkennbar und einige der heutigen Orts- und Flurnamen vermerkt waren. Im Süden Sylts sind die Orte „Rantum" und „Hornum" bzw. das heutige Hörnum sowie die Lage der „Rantum Borg" verzeichnet (siehe dazu auch Kapitel 2.3.1). Auf Amrum sind sowohl das Kirchspiel St. Clemens als auch die heutigen Gemeinden „Süddorp" (Süddorf) und „Norddorp" (Norddorf) eingezeichnet.

Es zeigt sich auf der Karte, dass die Proportionen im zentralen Teil der Insel annähernd mit den heutigen übereinstimmen. Informationen zur Lage und Ausbildung des südlichen Nehrungshakens von Sylt und des nördlichen Nehrungshakens von Amrum sowie zur Existenz und dem Verlauf des Hörnum-Tiefs sind dagegen rudimentär und höchstwahrscheinlich nicht maßstabsgetreu. Es wird vermutet, dass die damals größtenteils unbesiedelten Nehrungshaken der Inseln im Zuge der kartographischen Geländeaufnahmen nie zu Fuß abgelaufen (Klatt 2012), sondern nach groben Schätzungen interpoliert wurden.

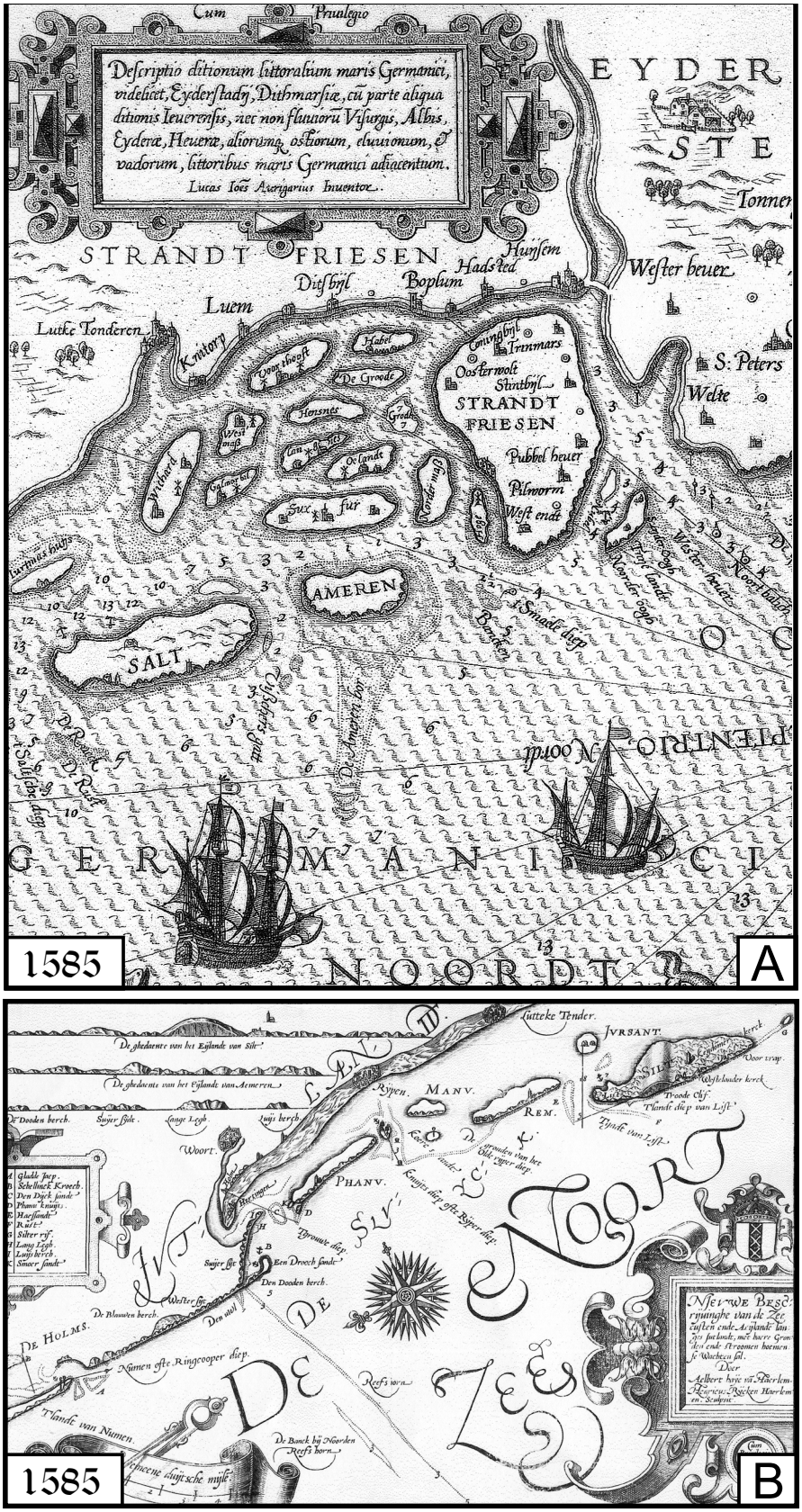


Abb. 4.3: *A: Ausschnitt aus der Seekarte der Deutschen Bucht von W.J. Waghenaer aus dem Jahr 1585. Nordfriesland und Insel Sylt mit Blickrichtung nach Osten. B: Ausschnitt aus der Seekarte nach Hayen aus dem Jahr 1585.*

Vor allem die Nord-Süd-Erstreckung des südlichen Sylter Nehrungshakens ist nach Angaben von Klatt (2012) zu kurz dargestellt und ist daher mit einem Fehler von 10 % - 20 % belastet. Würde die Ausdehnung stimmen, so würde das nach Klatt (2012) ein Längenwachstum der Sylter Südspitze von ca. 3 km in den letzten 360 Jahren bedeuten. Von 1805 bis 1903 geht Klatt (2012) von einem Wachstum von 4 m pro Jahr aus.

Nach Angaben von Müller & Fischer (1938: 42 ff.) hat sich der südliche Nehrungshaken in der Zeit zwischen 1793 und 1929 um 900 m in südliche Richtung verlängert. Newig (1995) bestätigt dieses Wachstum aufgrund eines Vergleichs der heutigen Ausdehnung der Südspitze mit der Landkarte von Du Plat aus dem Jahre 1793 und ermittelt eine Zuwachsrate von 6,7 m pro Jahr.

Gemäß Newig (1995: 134) befand sich die Südspitze Sylts in der Mejer Karte von 1648 südlich des heutigen Leuchtturms von Hörnum auf einer Höhe von 54°45'20" Nord (vgl. Abb. 4.2 Bild 2 und Abb. 4.45). Bis zum Jahre 1930 als die Insel ihre größte Nord-Süd-Erstreckung erreicht hatte, ergibt sich damit ein Landgewinn von 1800 m und eine Zuwachsrate von 6,4 m pro Jahr (Newig 1995). Seit 1972 ist die Süderstreckung der Hörnum Odde stark rückläufig. Nach Matthiesen (2001: 23) war die Rückentwicklung der Hörnum Odde im Jahre 1993 soweit fortgeschritten, dass die ehemalige Position der Südspitze von 1878 erreicht wurde.

4.3. Ergebnisse und Diskussion

4.3.1 Radarstratigraphie des südlichen Nehrungshakens von Sylt

Reflexionsmuster in GPR-Daten lassen auf Sedimentstrukturen im Untergrund schließen. Sedimentstrukturen entstehen durch physikalische Prozesse vor, während oder nach der Ablagerung der nächsten Schicht und haben eine große Aussagekraft für die Interpretation der im Ablagerungsmilieu herrschenden Prozesse wie z. B. die Wassertiefe, Strömung und Windstärke (Tucker 1985).

Die Radarfazies-Definition und Interpretation der in dieser Arbeit gezeigten Georadardaten basiert auf einer von Neal (2004) entwickelten Standardterminologie. Ausführliche Informationen zur Methode der Radarstratigraphie sind aus Kapitel 3.2.6.2 zu entnehmen.

Die Benennung der Radarfazies erfolgt nach dem in Kapitel 3.2.6.2 vorgestellten Schema. Eine erste Einteilung der Reflexionen erfolgte in Bezug auf die Arbeitsgebiete, in welchen die Georadar-Profile gemessen wurden. Dies sind auf der Insel Sylt die Arbeitsgebiete Süd-Sylt (SS) und Hörnum Odde (HO). Die weitere Einteilung der Reflexionseinheiten erfolgte in Anlehnung an die Vorgehensweise von Lindhorst (2008) und Lindhorst et al. (2008, 2010) und die Erweiterung von Tillmann & Wunderlich (2011a), Tillmann & Wunderlich (2013) und Tillmann & Wunderlich (*2014*) in einfallende Reflexionen (Rf-HO-A), horizontale Reflexionen (Rf-HO-B), irreguläre Reflexionen (Rf-HO-C) und Radarschichtflächen (Rf-HO-D).

Die Untersuchungsgebiete Hörnum Odde und Hörnum Steintal (Abb. 4.1) wurden in der Radarfazies-Definition unter Hörnum Odde (HO) zusammengefasst (Abb. 4.4), da es sich um ein einheitliches Prozesssystem handelt, das sich hinsichtlich seiner Entwicklung deutlich vom Untersuchungsgebiet Süd-Sylt und den darin gemessenen Radargrammen unterscheidet.

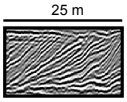
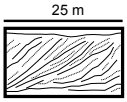
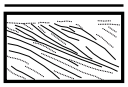
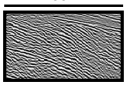
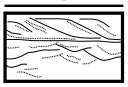
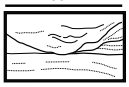
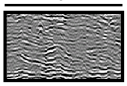
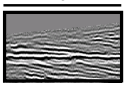
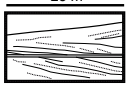
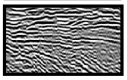
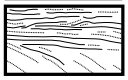
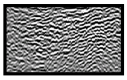
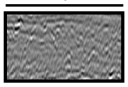
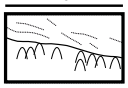
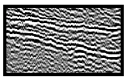
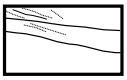
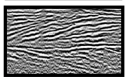
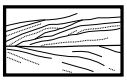
Radargramm	Interpretation	Radar-fazies	Ampli-tude	Form, Winkel, Kontinuität	Position, Tiefe	Besonderheit	Sedimentologische Interpretation
A. Einfallende Reflexionen							
 25 m	 25 m	Rf -HO-A1	stark - mittel	kontinuierlich, subparallel - parallel	oberster Bereich, über Rf-HO-B1, im Hangenden zum Teil durch rezente Deflationsober-flächen gekappt	vereinzelt eingeschaltete Wurzel- und Bodenhorizonte	Dünen-Fazies, äolische Kreuz- und Schrägschichtung
25 m	 25 m	Rf-HO-A2a	stark-mittel	kontinuierlich - moderat kontinuierlich, sigmoidal, oblique tangential	im oberen Teil gekappt durch Rf-HO-B3 und Rf-HO-A3a, ausschließlich unter Rf-HO-B1	regelmäßig gebündelt und unterbrochen durch Rf-HO-D1a+b	Tiderninnen-Fazies/ Progradations-Fazies, unterer Bereich der Progradationssequenz, im Hangenden z.T. erodiert
 35 m	35 m	Rf-HO-A2b	stark - mittel	kontinuierlich - moderat kontinuierlich, sigmoidal, oberer Teil: oblique divergent, unterer Teil: oblique tangential	downlap auf RF-D, immer unterhalb von Rf-HO-B1	regelmäßig gebündelt und unterbrochen durch Rf-HO-D1a+b	Tiderinnen-Fazies/ Progradations-Fazies, Spit-Plattform, unterer Bereich der Progradationssequenz, gebündelt durch Erosions-diskordanzen
25 m	 25 m	Rf-HO-A3a	mittel - schwach	moderat kontinuierlich-diskontinuierlich, tangential, kurze Foresets mit leichtem landwärtigem Einfallen	über und unter Rf-HO-B1		*Washover*-Fazies, *Washover Foresets* Schichten eines *Washover Fan/Sheet*, Sedimentation erfolgte in Strömungsrichtung
30 m	 30 m	Rf-HO-A3b	mittel	kontinuierlich, konkav, wannen- u. rinnenförmige cut-and-fill Strukturen	über und unter Rf-HO-B1	schneidet unter-lagernde Reflexionen, Diffraktionshyperbeln oftmals am Boden von Rf-HO-A3b	*Washover*-Fazies *Washover Channel*, Erosion und Sedimentations-strukturen im rechten Winkel zur dominierenden Strömungs-richtung
 25 m	25 m	Rf-HO-A4	schwach	moderat kontinuierlich - diskontinuierlich, konkav wellenförmig, teilweise oblique chaotisch	oberster Bereich, über Rf-HO-B1, umgeben von Rf-HO-A1	teilweise reflexionsfrei, oftmals Hyperbeln ohne räumliche Konzentration	Sandvorspülung, Dünenverwallung und andere anthropogen eingebrachte Spülsande
B. Horizontale Reflexionen							
 25 m	 25 m	Rf-HO-B1	stark	planar kontinuierlich, horizontal- subhorizontal, linear		schneidet umgebene Reflektoren	Grundwasserspiegel
 25 m	 25 m	Rf-HO-B3	mittel	horizontal planar, teilweise wellenförmig - unruhig, kontinuierlich - moderat kontinuierlich, subparallel, leichtes Einfallen (< 10°) in Richtung Meer	im Bereich von Rf-HO-B1 bis teilweise unter Rf-HO-B1		Strand, *backshore (beachface) - foreshore*, gelegentlich ausgeprägte *ridge-and-runnel*-Topographie in Verbindung mit intertidalen Sedimentkörper (*tidal bars, swash bars*)
C. Irreguläre Reflexionen							
 25 m	25 m	Rf-HO-C1	mittel	diskontinuierlich, oblique chaotisch, teilweise hügelig - wellenförmig		gelegentlich mit Diffraktionshyperbeln	größtenteils undefiniert, gelegentliche Überlagerung von Reflexionen bzw. interner Schichtung
 20 m	20 m	Rf-HO-C2	sehr schwach - schwach	diskontinuierlich, oblique chaotisch, schwache Reflexionen		reflexionsfrei - wenige Reflexionen, Refelxionen meist nur an Diffraktionshyperbeln	Signaldämpfung z. B. durch Straßenbelag (Asphalt, Beton) und salzhaltiges Meer- und Grundwasser sowie Klei, Ton und Torf im Untergrund
D. Radar-Schichtflächen							
25 m	 25 m	Rf-HO-D1a	sehr stark	kontinuierlich, leichtes Einfallen in Richtung Meer (S - SE)	unter Rf-HO-B1	Akkumulation von Diffraktionshyperbeln im Bereich und unterhalb der Hauptreflektoren	Erosionsdiskordanz geformt durch Strumfluten, Akkumulation von Kiesen, *foreshore - shoreface*
 20 m	 20 m	Rf-HO-D1b	sehr stark	kontinuierlich, subparallel - oblique divergent, leichtes Einfallen in Richtung Meer (S - SE)	unter Rf-HO-B1	gelegentlich Diffraktionshyperbeln	Erosionsdiskordanz, *shoreface*
 25 m	 25 m	Rf-HO-D2	stark - mittel	kontinuierlich, planar	unter Rf-HO-B1	umgeben von RF-HO-A2 mit entgegengesetzten Einfallsrichtungen	Erosionsdiskordanz, *shoreface*

Abb. 4.4: *Radarfazies-Definition für die Untersuchungsgebiete Hörnum Odde und Hörnum Steintal im Süden der Insel Sylt. Die Radarfazies von Süd-Sylt ist in Abb. 4.47 zusammengefasst und wird ebenso in Kapitel 4.3.1.1 thematisiert. Quelle: in Anlehnung an* Tillmann & Wunderlich *(2011a, 2014).*

Insgesamt ließen sich im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde und Hörnum Steintal 13 unterschiedliche Radarfazies definieren, die in Abbildung 4.4 dargestellt und anhand 16 ausgewählter Radargramme in Kapitel 4.3.2 dieser Arbeit beschrieben werden.

Das Untersuchungsgebiet Süd-Sylt (SS) umfasst den Rest des südlichen Nehrungshakens von Sylt mit den Teilgebieten Rantum Baakdeel und Puan Klent/Thörnhörn (Abb. 4.46). Repräsentative GPR-Profile dieser Regionen werden in den Kapiteln 4.3.4 und 4.3.5. dargestellt und erläutert.

4.3.1.1 Radarfazies Analyse

Rf-HO-A1/ Rf-SS-A1 – Dünen-Fazies

Radarfazies

Die Radarfazies Rf-HO-A1/Rf-SS-A1 kommt sowohl in den Radargrammen der Hörnum Odde (HO) als auch im restlichen Untersuchungsgebiet von Süd-Sylt (SS) vor (siehe Abb. 4.4 und Abb. 4.47). Rf-HO-A1/Rf-SS-A1 umfasst einfallende kontinuierliche bis moderat kontinuierliche Reflektoren von mittlerer bis starker Amplitude (vgl. auch Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b, 2013). Die einzelnen Reflektoren sind zueinander parallel bis subparallel orientiert, zeigen ein steiles bis mittleres Einfallen in unterschiedliche Richtungen und sind häufig durch zahlreiche *bounding surfaces* in einzelne Radarschichtpakete zusammengefasst. Die tatsächlichen Einfallswinkel der einzelnen Reflektoren bewegen sich zwischen 7° und maximal 40° mit einem durchschnittlichen Einfallswinkel von 15° - 30°. Örtlich wird die Radarfazies Rf-HO-A1/ Rf-SS-A1 durch Reflektoren der Radarfazies Rf-HO-A3b/Rf-SS-A3b durchbrochen oder durch diese im oberen Bereich gekappt. Die eingeschalteten *bounding surfaces* besitzen in der Regel einen weniger steilen Einfallswinkel und eine stärkere Amplitude.

Konkave, wannen- und kesselförmige Reflektoren innerhalb der Radarfazies Rf-HO-A1/ Rf-SS-A1 sind gleichermaßen dokumentiert. In den Radargrammen der Untersuchungsgebiete Hörnum Odde und Süd-Sylt ist die Radarfazies Rf-HO-A1/Rf-SS-A1 ausschließlich im oberen Drittel der Radargramme meist bis zu 80 ns TWT Tiefe vorzufinden (Tillmann & Wunderlich 2011b). Die insgesamt hohe Amplitude der Rohdaten wird sowohl durch starke Reflexionen als auch durch die geringe Dämpfung der oberen Bereiche der Radargramme hervorgerufen und muss daher im Vergleich zu anderen Radarfazies relativiert werden. Größtenteils wird die Untergrenze von Rf-HO-A1/Rf-SS-A1 durch Reflektoren des heutigen Grundwasserspiegels (Rf-HO-B1/ Rf-SS-B1) gebildet. In seltenen Fällen kann die Lage des Grundwasserspiegels auch innerhalb der Radarfazies von Rf-HO-A1/Rf-SS-A1 dokumentiert werden.

Sedimentfazies

In den Bohrkernen zeigt Rf-HO-A1 eine deutliche Wechsellagerung aus sehr hellen Fein- und Mittelsanden. Die mittlere Korngröße bewegt sich im feinen Mittelsandbereich zwischen 1,795 φ - 1,256 φ. Der Durchschnittswert liegt bei etwa 1,5 φ. Rf-HO-A1/Rf-SS-A1 weist eine gute (0,462 φ) bis moderate Sortierung (0,874 φ) auf und zeigt nur geringe Abweichung innerhalb des Korngrößenspektrums. Eine für die Sedimente von Rf-HO-A1/Rf-SS-A1 typische Korngrößenverteilung geht aus Abbildung 4.5 hervor.

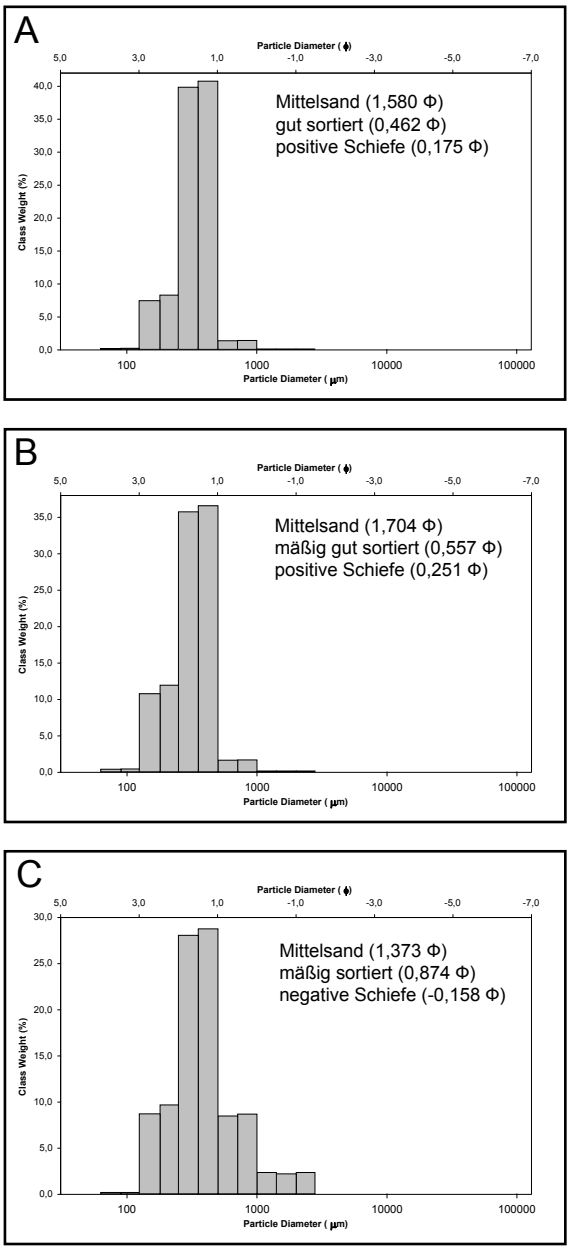


Abb. 4.5: *Typische Korngrößenverteilungen der Dünen-Fazies. Das Histogramm in Bild A zeigt gut sortierte Mittelsande mit einer positiven Schiefe. In Bild B und C ist die Korngrößenverteilung schlechter sortiert und resultiert in Bild C in einer negativen Schiefe.*

Bounding surfaces sind generell etwas gröber gekörnt und schlechter sortiert. Die durchschnittliche Korngröße der *bounding surfaces* liegt bei 1,130 φ - 0,106 φ.

Die Sortierung bewegt sich zwischen 1,041 φ - 1,297 φ. Sedimente der Fazies Rf-HO-A1/Rf-SS-A1 zeigen größtenteils eine unimodale Korngrößenverteilung mit dem größten Anteil an der Korngröße Mittelsand. Lediglich in weniger gut sortierten Proben weist das Korngrößenspektrum eine bimodale Verteilung auf. Geringfügige Abweichungen zu einer positiven und negativen Schiefe sind dennoch festzustellen und abhängig davon, ob innerhalb der Sedimentprobe von Rf-HO-A1/Rf-SS-A1 gröbere oder feinere Mittelsande dominieren.

Die Sedimente von Rf-HO-A1/Rf-SS-A1 enthalten keine makroskopisch erkennbaren Muscheln oder Schillanteile. Grobe Komponenten wie z. B. Kiese sind nicht nachzuweisen. Demgegenüber sind Wurzeln in Verbindung mit organischen Horizonten häufig.

Interpretation

Die Radarfazies Rf-HO-A1/Rf-SS-A1 wird in Übereinstimmung mit vergleichbaren, in einem äolisch geprägten Milieu durchgeführten Georadarstudien (z. B. Bristow et al. 1996, 2000a, 2000b, 2010a, 2010b; Botha et al. 2003; Girardi & Davis 2010; Harari 1996, Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b, 2013) als Dünen-Fazies interpretiert. Die Dünen-Fazies entspricht der jüngsten natürlichen stratigraphischen Einheit im Süden Sylts und zeigt die für Küstendünen typischen äolischen Sedimentstrukturen der Schräg- und Kreuzschichtung, die durch kleinräumig wechselnde Windrichtungen bedingt sind (McKee 1966; Tucker 1985; van Overmeeren 1998).

Die interne Dünenschichtung setzt sich aus einzelnen sog. *foresets* (Van Dam 2012) zusammen und ist von als *bounding surfaces* (vgl. Bristow 2003, 2009; Bristow & Pucillo 2006) bezeichneten Schichtflächen unterbrochen. Generell resultiert die interne Struktur und Schichtung von Dünen aus der Änderung des vorherrschenden Windregimes bzw. einer dadurch verursachten Wanderungsbewegung (Davis 1992).

Abbildung 4.6 aus Tillmann & Wunderlich (2012) zeigt das GPR-Profil einer typischen Vordüne im Bereich des südlichen Sylter Nehrungshakens. Vordünenzüge verlaufen in der Regel parallel zur Küstenlinie (Davis 1992; Hesp 1988) und mit einer landwärts gerichteten Wanderungstendenz (Davis & FitzGerald 2004; Ritchie & Penland 1990). Das Profil wurde im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde von Ost nach West auf einer Länge von 70 Metern direkt über den Kamm der dortigen Vordüne gemessen. Die Düne ist größtenteils durch natürliche und biotechnisch angelegte Strandhaferpflanzungen (*Ammophila arenaria*) stabilisiert. Die Dünenbasis entspricht ungefähr der Position des heutigen Grundwasserspiegels. Im Radargramm sind sowohl die Reflexionen der internen Schichtung als auch unterschiedliche *bounding surfaces* zu erkennen. *Bounding surfaces* zwischen einzelnen Bereichen kreuz- und schräggeschichteter Sande innerhalb des Dünenkomplexes entsprechen Erosionsdiskordanzen, die auf einen kleinräumigen Wechsel von Windrichtung und Wanderungsbewegung zurückzuführen sind. Kocurek (1996) führt Bereiche ungestörter Kreuz- und Schrägschichtung innerhalb der Düne auf Phasen der Sedimentation und die *bounding surfaces* auf Erosion zurück.

Im Radargramm aus Abbildung 4.6 ist eine lee-seitige Akkumulation (*rearslope accretion*) durch Reflektoren mit einem landwärts gerichteten Einfallen erkennbar. Die folglich ostwärts gerichtete Wanderung der Vordüne wird initiiert durch den von Davis & FitzGerald (2004) als *blowover* und von Bristow et al. (2000a) als *rollover* beschriebenen Prozess. Dominierende Westwinde verfrachten Sand aus dem Strandbereich der Sylter Westküste durch Saltation (Bristow 2009; Sherman & Hotta 1990) die Luvseite der Dünen hinauf bis auf den Dünenkamm, der sich dort als überhängende Sandwächte sammelt und bei entsprechender Masse der Schwerkraft folgend in Form von Lawinenschüttungen (*avalanching*-Prozess) die Leeflächen der Düne hinab gleitet (vgl. Carter 1990; Psuty 1990; Schäfer 2005; Tucker 1985). Äolische Schrägschichtung resultiert demzufolge aus wiederholten Lawinenschüttungen und leeseitiger Sedimentakkumulation. Diese auch als Leeblattschichtung (Schäfer 2005) bezeichnete Form der Dünenschichtung zeigt auch im Radargramm, dem natürlichen Hangneigungswinkel von trockenem Sand entsprechend, einen Einfallswinkel von bis zu 32° - 34° (Bristow 2009; Carter et al. 1990). Die Lawinenschüttung bedingt eine Sortierung der Sedimentkörner und lässt an den Leeseiten der Dünen sog. Laminite (Schäfer 2005) entstehen. Laminite weisen in der Regel eine gradierte Schichtung (Dietrich & Skinner 1995) im mm- bis cm-Bereich mit typischer Vergröberungssequenz (*coarsening up*) auf (Schäfer 2005).

Reflexionen werden hauptsächlich durch eine abrupte Änderung der dielektrischen Eigenschaften im Untergrund ausgelöst (vgl. Kapitel 3.1). In klastischen Sedimenten werden diese häufig durch eine Änderung in der Schichtung, Lagerung und Lithologie hervorgerufen. In äolischen Sedimenten und Dünen sind, wie das Beispiel aus Abbildung 4.6 zeigt, Korngröße und Sortierung eine Funktion der primären Ablagerungsstrukturen, sodass GPR-Reflexionen direkt auf primäre sedimentäre Strukturen zurückzuführen sind (Bristow 1996). Allgemein gilt der Wassergehalt als wichtigster Faktor, der die elektromagnetischen Eigenschaften der Sedimente bedingt und somit zu Dielektrizitätskontrasten führt (z. B. Bristow 2009; Van Dam 2001, 2012; Van Dam et al. 2002). Änderungen der Korngröße bewirken minimale Änderungen im Kapillarwasser innerhalb der Dünenschichtung und sind somit der Hauptgrund für den dielektrischen Kontrast, der durch das Georadar als Reflexion aufgezeichnet wird (Bristow et al. 1996). *Bounding surfaces* stellen besonders gute Reflektoren innerhalb der Dünenschichtung dar. Als mögliche Gründe nennt Bristow et al. (1996) eine erhöhte Infiltrationskapazität und eine gewisse Kompaktion der *bounding surface* im Vergleich zur umgebenden Schichtung. Nach Pedersen & Clemmensen (2005) führen dünne Humushorizonte und eine Anreicherung von Schwermineralien im Bereich von *bounding surfaces* gleichfalls zu verstärkten Reflexionen.

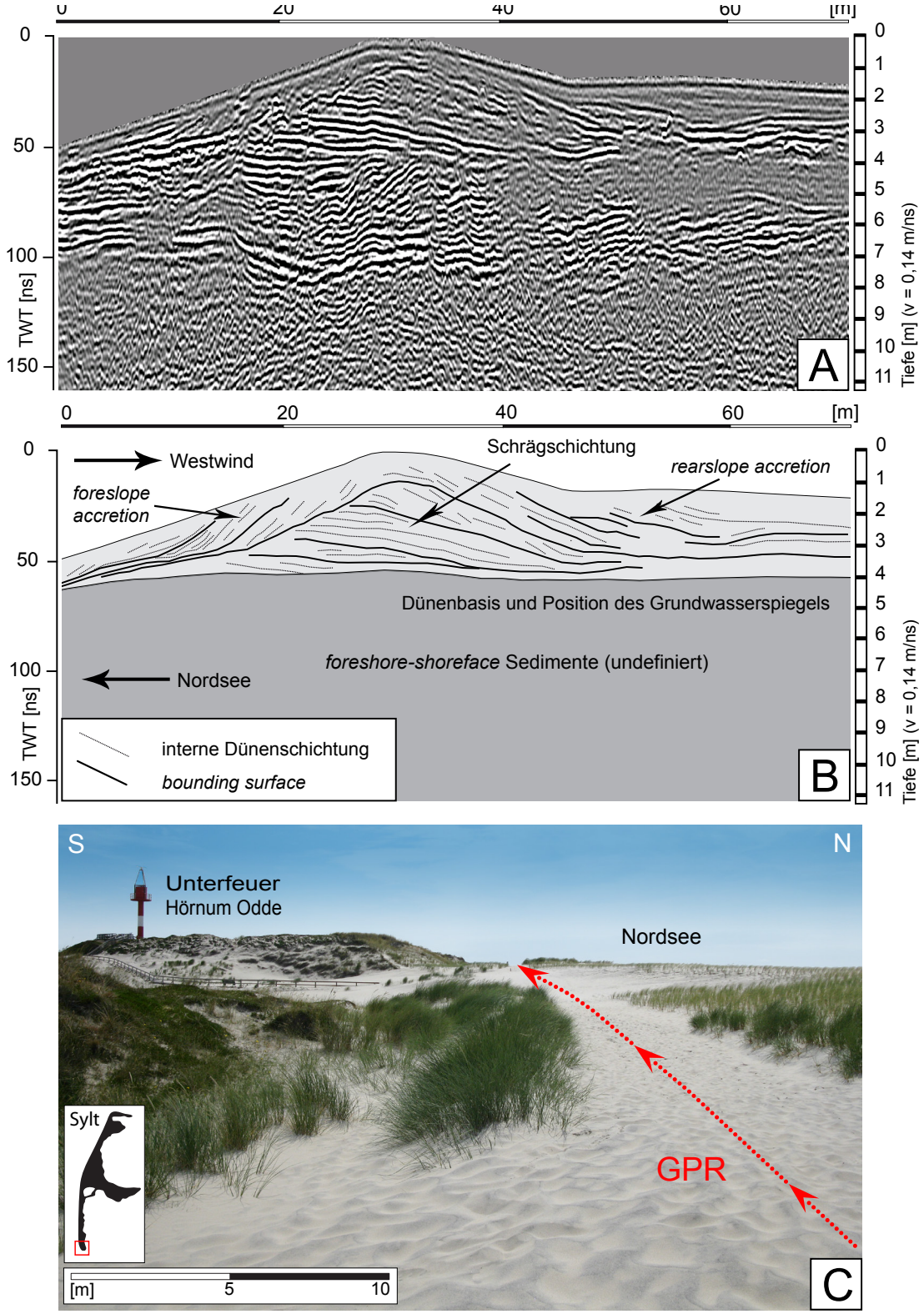


Abb. 4.6: *GPR-Transekt über den Kamm einer Vordünen im Süden der Hörnum Odde. Das Transekt entspricht dem Ende von GPR-Profil 2 (Abb. 4.11). Die Lage geht aus Abbildung 4.1 hervor. A: Radargramm nach dem Processing. Die Topographie wurde in 1 m - 3 m Intervallen mittels eines dGPS vermessen. Die Tiefe in ns TWT ist in der linken Achsen dargestellt. Der Maßstab bezieht sich auf eine durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,14 m/ns innerhalb der trockenen Dünensande. B: Interpretation des Radargramms aus A. Dünne Linien repräsentieren die interne Dünenschichtung. Unterschiedliche bounding surfaces sind durch fette Linien markiert. C: Foto der Vordüne und GPR-Profilstrecke unweit des Hörnumer Unterfeuers am Aussichtspunkt (54°44'55" Nord, 8°17'26" Ost). Quelle: Tillmann & Wunderlich (2012).*

Das Radargramm aus Abbildung 4.6 ist ein typisches Beispiel für die Komplexität einer Vordüne im Süden Sylts und zeigt darüber hinaus auch Schichten, die ein deutliches Einfallen in Richtung Strand aufweisen und auf eine westwärts gerichtete Bewegungskomponente der Düne hindeuten. Eine Progradation der Vordüne in Richtung Meer wird von Bristow & Pucillo (2006) als *foreslope accretion* bezeichnet. Zwei *bounding surfaces* an der des Meeres zugewandten Westseite der Vordüne werden als ehemaliges Dünenkliff interpretiert, welches durch rückschreitende Erosion entstanden ist.

Hohe Wasserstände infolge von Sturmfluten führen zur Bildung einer Brandungshohlkehle am Dünenfuß. Die durch Wellenschlag induzierte Auskolkung der Dünenkliffbasis bedingt eine initiale Versteilung des Dünenkliffs und ein Abrutschen der hangenden Dünenpartie (Tillmann & Wunderlich 2012). Ferner ließ sich in den Untersuchungsgebieten ein saisonal bedingter Unterschied in der Ausprägung der Vordünenkliffs erkennen. Während die Dünenkliffs im Winter aus durchgehend steilen, fast senkrechten Hängen und durchfeuchtetem Sand bestehen, hat sich im darauf folgenden Sommer das Profil unter trockenem Sand verflacht.

Im Bereich der heutigen Dünenoberfläche wird die Kreuz- und Schrägschichtung gelegentlich durch konkave, wannen- und kesselförmige Strukturen unterbrochen. Diese Erosionsstrukturen werden als ehemalige, erneut durch äolische Sedimentation verfüllte Deflationswannen innerhalb der Dünen interpretiert und deuten ebenso auf ein äolisches Ablagerungsmilieu hin. Ähnliche Strukturen werden als Radarfazies in Bristow et al. (2000a) und von Pedersen & Clemmensen (2005) gleichermaßen als sedimentäre Erosionsstrukturen innerhalb der Dünen interpretiert. Deflation von feinem Material bedingt durch ein Fehlen stabilisierender Dünenvegetation (z. B. *Ammophila arenaria*) führt zur Entstehung einer Ausblasungszone auch Windkuhle genannt (Bird 1990; Carter 1988; Carter et al. 1990; Hesp & Thom 1990; Pott 2003). Wird diese zu einem späteren Zeitpunkt, z. B. infolge von Windrichtungswechseln oder starker äolische Mobilität erneut verfüllt (Pedersen & Clemmensen 2005), so ist dies aufgrund des Materialunterschiedes anhand der Reflexionen im Radargramm ersichtlich. Im Süden Sylts konnten Deflationswannen von bis zu 15 m Ausdehnung und 2 - 3 m Tiefe nachgewiesen werden. Kleinere Erosionsstrukturen (ca. 3 - 10 m) sind dagegen deutlich häufiger nachzuweisen.

Nach Erkenntnissen von Carter et al. (1990) sind diese auch als *blowout*-Strukturen bezeichneten Geländedepressionen relativ steilwandig und können in durch Dünenvegetation bewachsenem Gelände Winkel von bis zu >40° besitzen. Die untere Grenze der Deflationsstrukturen wird im Allgemeinen durch die Lage des Grundwasserspiegels limitiert (Carter et al. 1990). Dies erklärt, warum auch in den GPR-Profilen der Untersuchungsgebiete keine Deflationsstrukturen unterhalb des Grundwasserspiegels (Rf-HO-B1) nachgewiesen werden konnten.

Nach Van Dam (2001), Van Dam et al. (2002) und Girardi & Davis (2010) können auch Eisenoxide und organische Anreicherungen (Neal 2004) in Sedimenten GPR-Reflexionen hervorrufen. Organische Anreicherungen wie Humus und Wurzeln finden sich innerhalb der Dünen-Fazies vor allem in Bodenhorizonten. Paläoböden in der Dünenschichtung entstehen in Zeiten geringer äolischer Mobilität und deuten so auf Stillstandsphasen während der Dünenbildung bzw. auf zwei durch eine längere Ruhephase getrennte Dünenbildungsphasen hin.

Auf Sylt lassen sich anhand von Radargrammen und Bohrungen mindestens zwei unterschiedliche Dünengenerationen verzeichnen, die im Bohrkern durch eine Bodenbildung mit Wurzelhorizont gekennzeichnet sind und höchstwahrscheinlich auf unterschiedliche Dünenbildungsphasen zurückgehen (Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b).

Organisch angereicherte Horizonte und Böden beeinflussen ihrerseits die Infiltration und haben daher Auswirkungen auf den Wasserhaushalt, was neben den von Van Dam (2001), Van Dam et al. (2002) und Girardi & Davis (2010) postulierten Eisenoxiden ein weiterer Grund für die starke Reflexion solcher Horizonte in den Georadardaten ist.

In der Regel stellen Dünensande mit Ausnahme der *backbarrier*-Region die feinsten und am besten sortierten Sedimente im Barriereinselkomplex dar (Davis 1992; Hayes 1980). Wind ist ein hoch selektives Medium. Daher sind äolische Sedimente im Allgemeinen gut sortiert (Bristow 2009; Tucker 1985). Darüber hinaus unterliegen die durch Wind transportierten Sandkörner infolge der Saltation einer hohen Einschlagsgeschwindigkeit, sodass sich bereits während des Transportes eine Konzentration von Sandkörnen widerstandsfähiger Minerale wie z. B. Quarz stattfindet (Bristow 2009). Als Konsequenz tendieren äolische Sedimente sowohl zur guten Sortierung als auch zur texturellen Reife (Bristow 2009; Tucker 1985). Die Reife beschreibt in der Regel gut sortierte Sedimente mit gut gerundeten Einzelkörnern und wird vorwiegend vom Ablagerungsprozess (Transportweg, Strömungsenergie) beeinflusst.

Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b – Tiderinnen-Fazies

Radarfazies

Das Vorkommen der Radarfazies Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b ist auf das Untersuchungsgebiet Hörnum Odde (HO) beschränkt (Abb. 4.4). Unter Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b sind kontinuierliche bis moderat kontinuierliche Reflektoren mittlerer bis starker Amplitude zusammengefasst. Die Radarfazies kommt ausschließlich im unteren Bereich der Radargramme ab einer Tiefe von ca. 80 ns - 100 ns TWT vor und erreicht in Radargrammen, welche mit einer 100 MHz Antenne gemessen wurden, Tiefen von bis zu 350 ns - 400 ns TWT. Damit befinden sich alle Reflexionen von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b unterhalb des Grundwasserspiegels. Bedingt durch die sich mit zunehmender Tiefe verstärkende Signaldämpfung konnte in den Radargrammen keine maximale Untergrenze von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b definiert werden.

Die einzelnen Reflektoren von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b verhalten sich im Hangenden sigmoidal bis divergent, werden im Liegenden zunehmend parallel und treffen dort durch eine *downlap* Konfiguration auf die Hauptreflektoren der Radarschichtflächen Rf-HO-D1a, RfHO-D1b und Rf-HO-D2. Die sigmoidal bis oblique tangentialen Reflektoren von Rf-HO-A2a werden im oberen Teil durch die Radarfazies Rf-HO-B3 und Rf-HO-A1 begrenzt. Diese Begrenzung kann häufig durch eine *erosional truncation* Beziehung beschrieben werden. In einigen Radargrammen sind die Reflektoren von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b im oberen Bereich durch wannen- und rinnenförmige Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A3b durchbrochen.

Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b werden durch zahlreiche interne Radarschichtflächen in einzelne gut definierte Radarschichtpakete unterteilt. Die interne Geometrie von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b kann vom Hangenden zum Liegenden in leicht einfallende *topset*-Schichten, steiler einfallende *foreset*-Schichten und flach auslaufende *bottomset*-Schichten gegliedert werden.

Die Reflektoren von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b besitzen in den Radargrammen ein steiles Einfallen in süd- bis südöstliche Richtung. In den Nord-Süd orientierten Georadar-Profilen der Hörnum Odde und des Steintals sind Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b besonders deutlich ausgeprägt.

Sedimentfazies

Die Sedimente von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b umfassen ein breites Korngrößenspektrum. Es dominiert eine Wechsellagerung von Fein-, Mittel- und Grobsanden im Zentimeter- bis Dezimeterbereich. Die mittlere Korngröße bewegt sich zwischen 0,09 φ (sehr grober Grobsand) und 2,22 φ (Feinsand). Die einzelnen Schichten weisen zum Teil eine deutliche Gradierung auf, die sich in kleinmaßstäbigen *coarsening-upward*- und *fining-upward*-Sequenzen zeigt.

Die Mittel- und Grobsandschichten sind schlecht (1,46 φ) bis moderat sortiert (0,74 φ) und enthalten häufig einen deutlichen Anteil an groben Komponenten wie gut bis moderat gerundeten Kiesen, Muschelschalen und Schill. In den Sedimentproben von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b konnte Schalenmaterial der Herzmuschel (*Cerastoderma edule*), der Auster (*Ostrea edulis*), der Sandklaffmuschel *(Mya arenaria), der* Miesmuschel (*Mytilus edulis*) und der Pfeffermuschel (*Scrobicularia plana*) nachgewiesen werden.

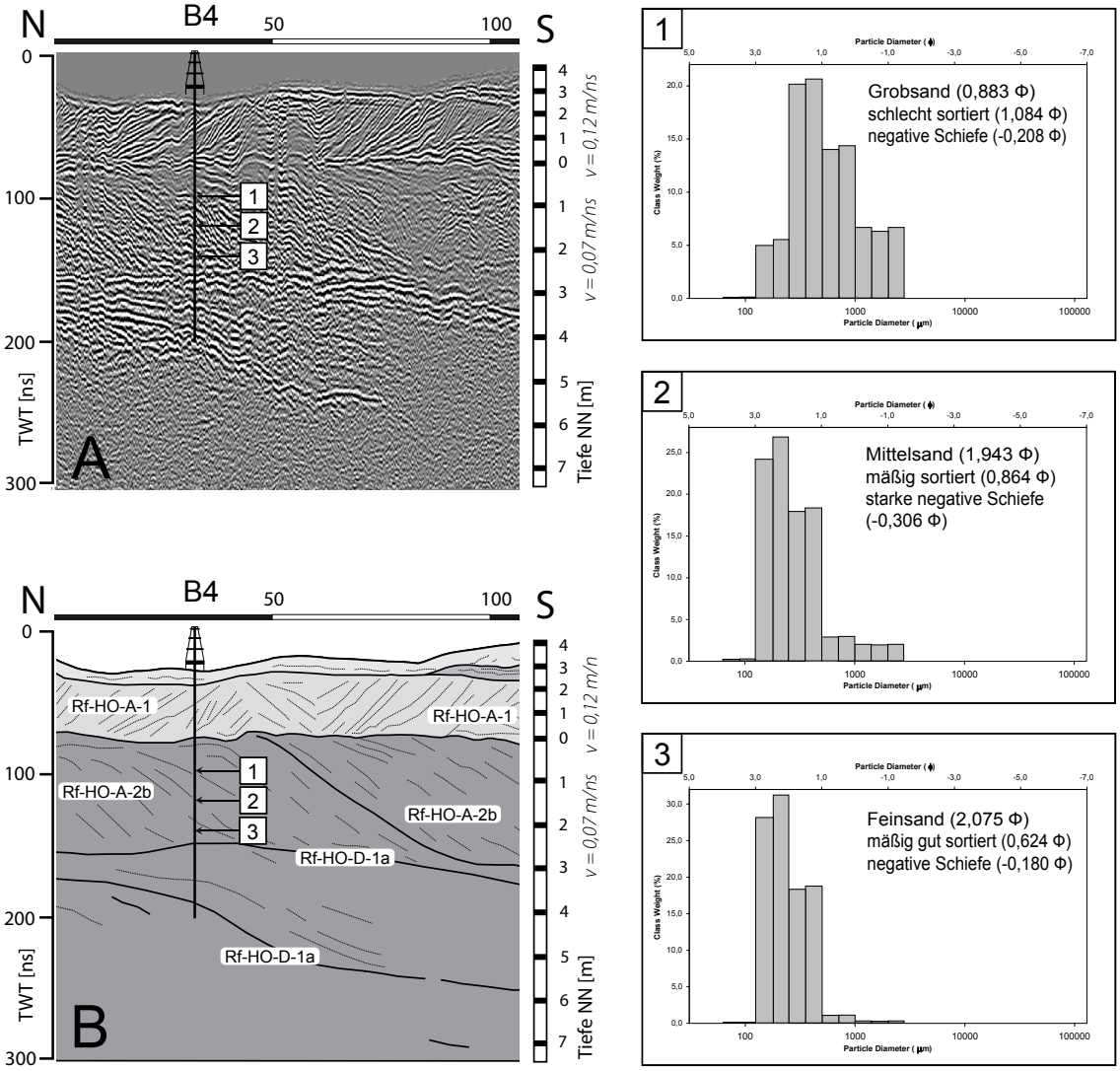


Abb. 4.7: *Die Tiderinnen-Fazies im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde. A: Radargramm mit Bohrung B4. Informationen zur Position von B4 siehe Abb. 4.1. B: Interpretation und Radarfazies, der durch Bohrung B4 abgeteuften Sedimente. Bilder 1 - 3: Typische Korngrößenverteilung der Tiderinnen-Fazies. Die Korngröße nimmt von Bild 1 - 3 ab und die Sortierung verbessert sich mit abnehmender Korngröße und Schillgehalt.*

Aufgrund grobklastischer Schillanteile ist die Kornverteilung von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b vorwiegend polymodal. Eingeschaltete geringmächtige Schichten von Feinsand weisen eine deutlich bessere Sortierung (0,48 φ - 0,69 φ) ohne Muscheln, Schill und grobe Komponenten auf und zeigen eine bimodale Kornverteilung. Abbildung 4.7 (Bild 1 - 3) veranschaulicht die typische Korngrößenstatistik dieser Sedimentfazies und verdeutlicht den Abgleich mit den entsprechenden Reflektoren im Radargramm. Je nach vorherrschender Korngröße im Korngrößenspektrum ist die Schiefe positiv bis stark negativ.

Interpretation

Die süd- bis südöstlich einfallenden Schichten der Radarfazies Rf-A-2a und Rf-A-2b sind durch zahlreiche interne *bounding surfaces* in wohl definierte Sedimentpakete gebündelt und zusammengefasst. Die einzelnen Sedimentpakete sind sehr heterogen und bestehen aus einer Wechsellagerung von Fein,- Mittel- und Grobsanden mit unterschiedlicher Sortierung und Kornverteilung, die sich gut durch einzelne Reflektoren im Radargramm abbilden (Abb. 4.7). Dabei sind die *bounding surfaces* in der Regel aus gröberen und weniger gut sortierten Mittel- und Grobsanden mit einem hohen Anteil an Schill und Feinkies aufgebaut und weisen damit auf ein erhöhtes Energieniveau während der Sedimentation hin. Die internen *bounding surfaces* werden als Erosionsdiskordanzen interpretiert, die einer stationären Phase während des Sedimentationsprozesses entsprechen.

Das dominierende Einfallen der Schichten und die Anlagerung der Sedimentpakete in süd- bis südöstliche Richtung deutet auf eine Progradation der südlichen Sylter Inselspitze hin. Die Einfallsrichtung entspricht dem Verlauf der im Süden die Inselspitze umfließenden Tiderinne des Hörnum-Tiefs. Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b werden dementsprechend als Tiderinnen-Fazies angesprochen. Diese rein marinen Tiderinnen-Ablagerungen (*tidal-inlet fill deposits*) wurden im *foreshore* bis *shoreface* Niveau unterhalb der mittleren Tideniedrigwasserlinie (MTnw) abgelagert und spiegeln ein Hineinwachsen der Hörnum Odde in die relativ großen Wassertiefen der Tiderinne wieder. Damit sind sie als Teil einer progradierenden *spit*-Sequenz anzusehen. Innerhalb der progradierenden Einheiten von RF-HO-A2a und Rf-HO-A2b kommt es lokal vereinzelt zum *onlap* lateraler Sedimentkörper, die auf unterschiedliche Progradationsgeschwindigkeiten und -richtungen schließen lassen. Die Einteilung in *topset*-, *foreset*- and *bottomset*-Schichten deutet auf eine Art „*Gilbert-type delta*" hin, das typisch für Sedimente der sog. *spit platform* (Friedman et al. 1992) ist, die morphologisch einen Teil der Tiderinnen bezeichnet. In Einklang mit Hayes (1980) zeigen *spit platform*-Schichten ein steiles Einfallen in Richtung Meer. Die einzelnen *foreset*-Schichten der *spit-platform* der progradierenden *spit*-Sequenz sind vermutlich durch a*valanching-Prozesse* entstanden und werden wiederholt durch sturmflutbedingte Erosionsdiskordanzen unterbrochen. Die Erosionsdiskordanzen entsprechen demzufolge ehemaligen Endpositionen der südlichen Inselspitze und werden in den Radar-Schichtflächen von Rf-HO-D1a, Rf-HO-D1b erfasst.

Rf-HO-A3a und Rf-HO-A3b/Rf-SS-A3a und Rf-SS-A3b – *washover*-Fazies

Radarfazies

Die Radarfazies Rf-HO-A3a und Rf-HO-A3b sind in den Radargrammen der Hörnum Odde nachzuweisen und entsprechen den Radarfazies Rf-SS-A3a und Rf-SS-A3b im

Untersuchungsgebiet Süd-Sylt (vgl. Abb. 4.4 und Abb. 4.47). Rf-HO-A3a/Rf-SS-A3a umfasst moderat kontinuierliche bis diskontinuierliche Reflexionen von mittlerer bis schwacher Amplitude. Rf-HO-A3a/Rf-SS-A3a ist besonders gut in küstennormalen west-ost orientierten Georadar-Profilen erkennbar und beinhaltet sowohl leicht landwärts mit einem tatsächlichen Winkel zwischen 2° - 6° einfallende, sigmoidal bis tangentiale Clinoformen als auch annähernd horizontale bis planare Reflektoren (< 2°). Reflexionen von Rf-HO-A3a und Rf-HO-A3b sowie Rf-SS-A3a und Rf-SS-A3b sind sowohl über als auch unterhalb des heutigen Grundwasserspiegels nachzuweisen.

Die Radarfazies Rf-HO-A3b/Rf-SS-A3b zeichnet sich im Radargramm durch konkave, wannen- und rinnenförmige Reflexionen von mittlerer Amplitude und Kontinuität aus. In den GPR-Profilen der Hörnum Odde ist Rf-HO-A3b vielfach durch Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A1, Rf-HO-B3 und vereinzelt durch die oberen Bereiche der Radarfazies Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b umgeben. Dabei werden die Reflektoren von Rf-HO-A1, Rf-HO-B3, Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b häufig durch die konkaven, wannen- und rinnenförmigen Reflexionen von Rf-HO-A3b durchbrochen und gekappt. Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A3b werden demzufolge als *cut-and-fill*-Strukturen bezeichnet und sind häufig durch undefinierte und irreguläre Reflexionen schwacher bis mittlerer Amplitude (z. B. Rf-HO-C2/Rf-SS-C2) verfüllt.

In weiteren Georadar-Profilen aus dem Süden Sylts wird Rf-SS-A3b in der Regel von Reflexionen der Radarfazies Rf-SS-A1 überlagert und schneidet sich in die unterlagernde Radarfazies Rf-SS-B2b ein. Die *cut-and-fill*-Strukturen von Rf-HO-A3b/Rf-SS-A3b sind besonders deutlich in küstenparallel streichenden GPR-Profilen ausgeprägt. An der Basis der *cut-and-fill*-Strukturen von Rf-HO-A3b/ Rf-SS-A3b sind häufig Diffraktionshyperbeln konzentriert. Rf-HO-A3a und Rf-SS-A3a sind dagegen vornehmlich in küstennormal verlaufenden GPR-Transekten zu finden.

Sedimentfazies

Sedimente der Fazies Rf-HO-A3a und Rf-HO-A3b der Hörnum Odde sowie von Rf-SS-A3a und Rf-SS-A3b im Untersuchungsgebiet Süd-Sylt sind äußerst unterschiedlich ausgeprägt. In Bohrkernen aus dem Untersuchungsgebiet Hörnum Odde besteht Rf-HO-A3b aus mäßig gut bis gering sortierten hellen Mittlel- bis Grobsanden mit einem deutlichen Anteil an Muscheln und Bruchschill. Die durchschnittliche Korngröße variiert zwischen Grobsand (0,59 φ) und Mittelsand (1,59 φ).

Eine Gradierung ist vereinzelt innerhalb der Ablagerungen von Rf-HO-A3b nachzuweisen. Sedimente von Rf-HO-A3b sind an der Basis grobkörniger und werden zum Hangenden hin feinkörniger. An der Basis der *fining-upward*-Sequenz dominieren schlecht sortierte (1,26 φ) Grobsande mit einer durchschnittlichen mittleren Korngröße von 0,75 φ. Im Hangenden sind zunehmen mäßig (0,95 φ) bis mäßig gut sortierte (0,53 φ) Mittelsande mit einer durchschnittlichen mittleren Korngröße von 1,30 φ zu finden. Die Kornverteilung ist bimodal, trimodal und in schillreichen Proben auch polymodal und besitzt in der Regel eine beinahe symmetrische bis negative Schiefe.

In Bohrkernen aus Süd-Sylt (Rantum Baakdeel, Puan Klent/Thörnhörn) sind Rf-SS-A3a und Rf-SS-A3b durch schlecht sortierte (1,25 φ - 1,74 φ), schillführende Mittelsande gekennzeichnet. Die mittlere Korngröße bewegt sich zwischen 1,19 φ und 1,52 φ. Die Schillanteile der Sedimente von Rf-SS-A3a/ Rf-SS-A3b und Rf-HO-A3a/Rf-HO-A3b setzen sich hauptsächlich aus Muschelschalen der Herzmuschel (*Cerastoderma edule*) zusammen.

Interpretation

Rf-HO-A3a/Rf-HO-A3b und Rf-SS-A3a/Rf-SS-A3b werden als *washover*-Fazies interpretiert. *Overwash*-Prozesse sind an exponierten Dünen- und Barriereinseln keine Seltenheit (Donnelly et al. 2004; Fauver et al. 2006; Leatherman 1981; Schwartz 1975) und gehören dort zum morphologischen Formenschatz. *Coastal overwash* auf Barriereinseln wird definiert als der Transport von Meerwasser und Sediment vom Strandbereich, quer über die Insel bis in rückwärtige Inselbereiche, die Marsch oder das Wattenmeer infolge meist durch Sturmfluten bedingter hoher Wasserstände (z. B. Donnelly et al. 2006; Leatherman 1981, 1988; Leatherman & Williams 1977; Leatherman & Zaremba 1987; Price 1947).

Gemäß Schwartz (1982) ereignen sich *overwash*-Prozesse primär dort, wo keine Vordünen existieren oder die Vordünenkette nur schwach ausgeprägt ist und zudem ein niedriges Relief besitzt. Bei den vorwiegend aus Lockersediment aufgebauten Nehrungen und Barriereinseln kommt es dadurch örtlich zum Bruch der Dünenkette (Ehlers 1990; LaRoe 1976; Schäfer 2005) und zum anschließenden *washover*. Als *washover* wird der durch den Prozess des *coastal overwash* induzierte Sedimenttransport und die darauffolgende Akkumulation bezeichnet (Larson et al. 2004; Leatherman et al. 1977; Xuan Tinh 2006). *Overwash*-Prozesse und die daraus hervorgehenden Ablagerungen und Sedimentstrukturen sind ebenfalls Inhalt dieser Arbeit und werden in Kapitel 5 detailliert thematiseirt.

Die *washover*-Fazies zeigt je nach Topographie und Position in Bezug zur Küstenlinie unterschiedliche morphologische Strukturen und Reflexionsgeometrien und wird daher in die zwei Unterkategorien von Rf-HO-A3a/Rf-SS-A3a und Rf-HO-A3b/Rf-SS-A3b unterteilt. In küstenparallelen GPR-Profilen ist die *washover*-Fazies durch länglich konkave, wannen- und rinnenförmige Reflexionen mittlerer Amplitude und Kontinuität gekennzeichnet, die die umgebenden Reflektoren durchbrechen. Diese unter Rf-HO-A3b/Rf-SS-A3b zusammengefassten Reflexionen werden als sogenannte *cut-and-fill*-Strukturen interpretiert, die geomorphologisch einem *washover channel* (Andrews 1970; Vermeer 1963) entsprechen und die Schichtung der umgebenen Sedimente bedingt durch Erosion diskordant durchbrechen. Durch die *washover channel* werden abhängig von der Neigung der Barriere und der Breite der Insel erhebliche Mengen von Sediment vom Strandbereich quer über die Insel bis in die rückwärtige Marsch oder das Wattenmeer befördert und dort zu als „*washover fan*" bezeichneten Schwemmfächern akkumuliert (Andrews 1970; Ball et al. 1967; Bird 2005; Hayes 2005; Perkins & Enos 1968; Sedgwick & Davis 2003). Die Hauptfließrichtung des *washovers* ist dem *washover channel* folgend annähernd senkrecht zur Küstenlinie. Die wannenförmigen Strukturen der *washover channel* sind im Radargramm durch gering definierte, irreguläre Reflexionen schwacher bis mittlerer Amplitude verfüllt, die auf Sedimente ohne interne Schichtung zurückzuführen sind. Ähnliche *cut-and-fill*-Strukturen in Verbindung mit *washover*-Sedimenten wurden bereits von Schwartz (1982) für Barriereinseln der Outer Banks (USA) beschrieben. Lindhorst et al. (2008) konnte für den Norden der Insel Sylt gleichermaßen *washover*induzierte *cut-and-fill*-Strukturen nachweisen, die sich in Sedimente des Vorstrand- und Strandbereichs ersosiv einschneiden. Auch die Arbeiten von Aagaard et al. (1998, 2004), Christiansen et al. (2004a, 2004b) und Jacobsen (1968) aus dem Gebiet Blåvandshuk/Skallingen zeigen, dass *overwash*-Prozesse generell im Bereich der Nordsee weit verbreitet sind.

Washover-Sedimente variieren in Abhängigkeit vom Überflutungsprozess sowie der ursprünglichen Herkunft der Sedimente. In feinkörnigen, organisch angereicherten Marschsedimenten lassen sich *washover*-Sedimente relativ leicht anhand von eingeschalteten

grobklastischen gering sortierten Sand-, Muschel- und Schillhorizonten nachweisen (siehe Fisk 1959; Godfrey 1979; Kraft 1971; Kraft et al. 1979; McKee 1959; Scott et al. 1969; Sedgwick & Davis 2003).

Washover-Sedimente in einem sandigen Sedimentationsraum wie z. B. im Dünengelände oder auf Sandwattflächen zu identifizieren ist bedeutend schwieriger und oftmals allein anhand von Bohrungen nicht möglich. Darüber hinaus stammt ein Großteil des *washover*-Sediments ursprünglich aus den erodierten Dünen und dem Strandbereich. Eine eindeutige Abgrenzung aufgrund der Sedimenteigenschaften zur umgebenen Sedimentfazies fällt dementsprechend schwer. In Kapitel 5 wird daher der Versuch unternommen, in rezenten *washover*-Gebieten auf Sylt Kriterien für die Identifikation von *washover*-Ablagerungen und -Strukturen im Radargramm festzulegen.

Die in den Sedimentproben von Rf-HO-A3a/Rf-HO-A3b und Rf-SS-A3a/Rf-SS-A3b nachgewiesene schlechte Sortierung sowie der hohe Anteil an zerbrochenen Muschelschalen sprechen eher für eine schnelle Ablagerung als für eine kontinuierliche Sedimentation. Die im Vergleich zu den umgebenen Sedimenten gröbere Korngröße von Rf-HO-A3a/Rf-HO-A3b und Rf-SS-A3a/Rf-SS-A3b gilt als Hinweis auf ein zur Zeit der Sedimentation herrschendes erhöhtes Energieniveau im aquatisch geprägten Milieu. Diese diskontinuierliche bzw. episodische und dennoch effektive Sedimentation wird auch als „*supratidal sedimentation*" bezeichnet (vgl. Fisher & Simpson 1979; High 1969; Perkins & Enos 1968).

Zahlreiche Diffraktionshyperbeln an der Basis der *washover channel* werden durch grobe Komponenten wie Kiese, Strandgerölle und Treibgut hervorgerufen und deuten auf eine erhöhte Fließgeschwindigkeit, Strömungs- und Wellenenergie zu Beginn der Überflutung hin. Nach Leatherman & Zaremba (1987) werden grobe Komponenten des Korngrößenspektrums vorwiegend nahe der Küstenline und im *washover channel* abgelagert. Feinere Korngrößen gelangen auch mit reduzierter Strömungsenergie bis in rückwärtige Inselbereiche (*backbarrier*) und werden dort als distaler *washover fan* akkumuliert. Feine Korngrößen werden ebenso mit Nachlassen der Strömungsenergie im oberen Bereich einer *washover*-Sequenz sedimentiert. Somit erfolgte eine Sortierung der *washover*-Sedimente von Rf-HO-A3a/Rf-HO-A3b und Rf-SS-A3a/Rf-SS-A3b sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung, die eine gradierte Schichtung entstehen ließ.

Die auf diese Weise entstehende *washover*-Sequenz zeigt eine *fining-upward* Tendenz, ist an ihrer Basis grobkörnig und wird mit abnehmender Fließgeschwindigkeit und einsetzender Stillwassersedimentation am Ende des Sturmes zum Hangenden hin feiner. Gradierte Schichtung und *fining-upward* Sequenzen in *washover*-Sedimenten konnten auch von Andrews (1970), Kortekaas & Dawson (2007), Leatherman & Williams (1983) und Morton et al. (2007) beobachtet werden. Leatherman et al. (1977) beobachteten eine Gradierung von *washover*-Sedimenten auf Assateague Island (USA) als Ergebnis abnehmender Sturmflutenergie und einem damit einhergehenden Zurückfließen des Wassers in Richtung Meer.

In küstennormal streichenden GPR-Profilen ist die *washover*-Fazies weniger gut von den benachbarten Einheiten zu unterscheiden. Es lassen sich bevorzugt Reflexionen von Rf-HO-A3a/Rf-SS-A3a nachweisen. Diese entsprechen Sedimentschichten, die vorwiegend parallel zur Hauptfließrichtung von der Westküste zur Ostküste Sylts orientiert sind und ein geringes Einfallen in Richtung Osten erkennen lassen. Die mit einem tatsächlichen Winkel von ca. 2° - 5° nach Osten einfallenden Sedimente repräsentieren Ablagerungen, die auf mehrere aufeinander folgende *overwash*-Ereignisse zurückzuführen sind. Nach Angaben von Einsele (1992), Houser et al. (2008) und Morton et al. (2007) zeigen *washover*-Sedimente im

Allgemeinen eine horizontale bis landwärts mit einem Winkel von <4° einfallende und ausdünnende Schichtung von Quarzsand, Muschelschalen, Schill und Schwermineralien.

Werden *washover*-Sedimente in stehendem Wasser abgelagert, so entstehen die von (Schwartz 1975) als *delta-foresets* bezeichneten und mit einem Winkel von etwa 30° einfallenden Schichten. *Delta-foresets*-Schichten sowie nahezu horizontale Sedimentschichten sind typische sedimentäre Strukturen, die mit der Morphologie eines *washover fan* (Schwartz 1982) oder eines *washover sheet* (Buynevich et al. 2004; Davis 1992, 1994) assoziiert werden. Diese werden mit Nachlassen der Strömungsenergie im distalen Bereich eines *washovers* fächerförmig abgelagert (Leatherman 1981; Leatherman & Zaremba 1987). Als *washover sheet* bezeichnen Donnelly et al. (2004) und Ritchie & Penland (1988, 1990) eine niedrige, meist nur wenige cm - m über dem Meeresspiegel gelegene Sandfläche, die durch einzelne oder mehrere *overwash*-Prozesse entstanden ist. *Washover*-Schichten, die durch einzelne *overwash*-Ereignisse abgelagert wurden sind nach Davis (1994) nur wenige zehner Zentimeter mächtig. Ein *washover fan* setzt sich aus vielen einzelnen *washover*-Lagen zusammen und kann auf diese Weise Mächtigkeiten von mehreren Metern erreichen (Davis 1994).

Vergleichbare Strukturen in Georadardaten wurden u. a. auch von Anthony & Møller (2002) auf einer Barriereinsel in Dänemark (Danish Holmsland Barrier) und von Wang & Horwitz (2007), und Horwitz (2008) im Bereich eines durch Hurrikane entstandenen *washover fan* an der Küste von Florida (USA) identifiziert.

In einigen Georadar-Profilen der Hörnum Odde kommt die *washover*-Fazies sowohl im Bereich rezenter Dünenkomplexe (Rf-HO-A1) als auch im darunter anstehenden Strandbereich (Rf-HO-B3) vor. Mächtige, vermutlich unter dem Meeresspiegel abgelagerte *washover channel,* haben sich auch in Sedimente der Tiderinnen-Fazies bzw. der progradierenden *spit*-Sequenz (Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b) eingeschnitten. Demzufolge sind im Bereich der südlichen Inselspitze *washover*-Sedimente unterschiedlichen Alters zu verzeichnen, die auf verschiedene *overwash*-Ereignisse in den jeweiligen Stadien der Inselentwicklung zurückzuführen sind. Generell sind die in jüngerer Vergangenheit und rezent durch Dünendurchbrüche auf Sylt abgelagerten Sedimente von geringerer Mächtigkeit und Ausdehnung als die zur Zeit der Progradation vermutlich unterhalb des Meeresspiegels entstandenen *washover*-Strukturen.

Auch an der Ansatzzone des südlichen Nehrungshakens an den zentralen Geestkern von Sylt bei Rantum Baakdeel sowie im restlichen Untersuchungsgebiet Süd-Sylt (siehe dazu Abb. 4.46) sind *washover*-Sedimente in der stratigraphischen Profilabfolge eingeschaltet. Dort werden die meist als *washover fan* und *washover sheet* in der Nähe des heutigen Grundwasserspiegels ausgebildeten Ablagerungen im Hangenden von Dünen überlagert. Im Liegenden befindet sich zumeist ein Sandwatt.

Heute sind *overwash*-Events auf Sylt ausschließlich auf den Bereich der Vordünen und Dünen beschränkt und konzentrieren sich in erster Linie auf die südliche Inselspitze (Hörnum Odde). Dort wurden in aktuellen *washover*-Arealen und auf rezenten *washover*-Sedimenten Georadarmessungen durchgeführt, die ausführlich ausgewertet und in Kapitel 5 dieser Arbeit diskutiert und dargestellt sind. Der Abgleich mit rezenten durch eigenen Beobachtungen genauestens bekannten *washover*-Strukturen erlaubt eine eingehende Analyse und Identifikation mit den o. g. stratigraphisch älteren *washover*-Sedimentstrukturen der Insel.

Rf-HO-A4 –Spülsande aus Sandvorspülungen und Dünenverwallungen

Radarfazies

Die Radarfazies Rf-HO-A4 ist auf Sylt ausschließlich im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde nachzuweisen und zeichnet sich im Radargramm durch moderat kontinuierliche bis diskontinuierliche Reflektoren mit vorwiegend schwacher Amplitude aus (Abb. 4.4). Die einzelnen Reflektoren von Rf-HO-A4 verhalten sich wellenförmig konkav und zeigen vereinzelt ein oblique chaotisches Verhalten. Diffraktionshyperbeln sind häufig und unregelmäßig angeordnet. In den Radargrammen ist Rf-HO-A4 auf den oberen Teil beschränkt und befindet sich damit ausschließlich über dem Grundwasserspiegel (Rf-HO-B1). Rf-HO-A4 wird im Radargramm oft von Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A1 umgeben.

Sedimentfazies

Im Bohrkern ist die Radarfazies Rf-HO-A4 durch homogene, schillführende Sande der Mittel- und Grobsandfraktion gekennzeichnet, die einen deutlichen Anteil an zum Teil gut erhaltenen Muscheln und Schnecken aufweisen. So wurden im Bohrkern und auf den oberflächennahen Spülfeldern ganze Gehäuse der Herzmuschel (*Cerastoderma edule*), der Auster (*Ostrea edulis*), der Sandklaffmuschel *(Mya arenaria), der* Miesmuschel (*Mytilus edulis*) und der Pfeffermuschel (*Scrobicularia plana*) gefunden. Zudem konnten Gehäuse der Wellhornschnecke (*Buccinum undatum*) und der amerikanischen Schwertmuschel (*Enis directus*) nachgewiesen werden. Die Wellhornschnecke (*Buccinum undatum*) findet man vorwiegend in tieferem Wasser der Nordsee (bis ca. 100 m) sowie in den Tiderinnen des Wattenmeeres (Quedens 1998). Die amerikanische Schwertmuschel (*Enis directus*) ist eine im Ballastwasser von Schiffen aus den USA eingeschleppte Art, die sich in der Deutschen Bucht erst seit den 1980er Jahren ausgebreitet hat (Ehlers 2008).

Die gut erhaltenen Gehäuse von *Buccinum undatum* sowie das Vorkommen der erst Anfang der 1980er Jahre eingeschleppten amerikanische Schwertmuschel (*Enis directus*) sprechen für eine Sandentnahme aus größeren Wassertiefen und die anschließende „künstliche" Sedimentation in Form einer Sandvorspülung oder Dünenverwallung. Die jungen Spülsande sind daher von älteren durch Brandung und Wellenschlag aufgearbeiteten Strandsedimenten deutlich zu unterscheiden.

Die mittlere Korngröße der Sedimente von Rf-HO-A4 variiert zwischen groben Mittelsand (1,26 φ) und Grobsand (0,65 φ) und entspricht damit der bevorzugten Korngröße aus dem ursprünglichen Entnahmegebiet der Sandvorspülung. Grobe Mittelsande haben sich als Vorspülsande besonders bewährt (Eak 1993) und werden auf Sylt seit 1972 vorgespült (Dette & Gärtner 1987; Führböter & Dette 1992).Die Sortierung ist mit Werten zwischen 0,87 φ und 1,19 φ mäßig bis schlecht. Die Korngrößenverteilung von Rf-HO-A4 ist bimodal bis trimodal mit negativer Schiefe.

Interpretation

Die Radarfazies der Sandvorspülung (Rf-HO-A4) wurde mit Hilfe zahlreicher Testmessungen auf bekannten Sandvorspülkörpern definiert. Beispielsweise wurden Georadarmessungen auf aktuellen Sedimentkörpern zweier im Jahr 2008 an der Hörnum Odde errichteten Dünenverwallungen durchgeführt (vgl. Kapitel 2.5.1 sowie Kapitel 5). Annähernd reflexionsfreie Bereiche innerhalb der Radarfazies der Sandvorspülung werden durch wenig geschichtete Spülsande hervorgerufen (Tillmann & Wunderlich 2011b).

Diffraktionshyperbeln deuten auf die Ablagerung grober Komponenten aus dem heterogenen Spülsandspektrum während des Vorspülprozesses hin.

In den Jahren 1962, 1976 und 1981 zerstörten schwere Sturmfluten mehrfach die Vordünen an der Westküste des Untersuchungsgebietes Hörnum Odde (Tillmann 2006, 2007). Dies führte zu *overwash*-Prozessen und zur damit einhergehenden Überflutung der Dünentäler und flachen Areale südlich der 1961 erbauten Hörnumer Kersig-Siedlung (Kelletat 1992; Newig 1981; Tillmann & Wunderlich 2011b). Zum Schutz der Kersig-Siedlung vor weiteren Sturmfluten wurde 1967/68 am Hörnumer Weststrand eine Kombination aus Tetrapodenlängs- und querwerk errichtet (Besch 1996; Newig 1987). Als negative Folge dieser massiven Küstenschutzkonstruktionen trat schon bald nach Bau im verstärkten Maße Lee-Erosion südlich des Tetrapodenquerwerkes ein und führte in den darauffolgenden Jahren zu ansteigenden Erosionsraten im Bereich der Hörnum Odde und in den Jahren 1976 und 1981 erneut zur Überflutung der rückwärtigen Dünengebiete (Kelletat 1992). Die GPR-Profile 2 und 3 (Abb. 4.11 und 4.12 aus Kapitel 4.3.2) zeigen *washover*-Sedimente eines Dünendurchbruchs infolge der Sturmflut 1962 südlich der Hörnumer Kersig-Siedlung.

Als Konsequenz werden seit 1982 in regelmäßigen Abständen Sandvorspülungen an der Sylter Westküste durchgeführt. Nähere Informationen dazu sind aus Dette & Gärtner (1987), Führböter (1991), Führböter et al. (1972, 1976) und Führböter & Dette (1992) zu entnehmen. Im Dünendurchbruchstal südlich der Kersig-Siedlung wurde 1983 eine Sandaufspülung in Form einer Dünenverwallung vorgenommen und in den 1990er Jahren durch mehrfache Sandvorspülungen seewärts verstärkt (Tillmann & Wunderlich 2011b). Reste dieser Spülsande sind in den GPR-Profilen 2 und 3 (Abb. 4.11 und 4.12 aus Kapitel 4.3.2) ersichtlich. Ältere Spülsandvorkommen gerieten nach Ablagerung unter äolischen Einfluss und wurden durch systematische Strandhaferpflanzungen festgelegt.

Rf-SS-A5 – Progradations-Fazies/fossiler Strandhaken

Radarfazies

Die Radarfazies Rf-SS-A5 existiert nur im Untersuchungsgebiet Süd-Sylt (Abb. 4.46) und ist dort in den GPR-Profilen der Region Puan Klent/Thörnhörn zu finden (vgl. Abb. 4.47). Rf-SS-A5 bildet dort die unterste Radareinheit und befindet sich dementsprechend unterhalb des Grundwasserspiegels.

Rf-SS-A5 umfasst Reflexionen von sigmoidaler Form, die sich zueinander oblique divergent bis oblique tangential verhalten. Die einzelnen Reflektoren von Rf-SS-A5 verlaufen kontinuierlich bis moderat kontinuierlich und sind von mittlerer Amplitude. Die überwiegend in Radarschichtpakete gebündelten Reflektoren zeigen allgemein ein nördliches Einfallen und enden mit einem *downlap*. Eine untere Grenze von Rf-SS-A5 ist in den Radargrammen aufgrund verstärkter Dämpfung mit zunehmender Untergrundtiefe nicht auszumachen. Überlagert wird Rf-SS-A5 von Reflexionen der Radarfazies Rf-SS-B2a.

Sedimentfazies

Die Radarfazies Rf-SS-A5 wurde an keiner Stelle unmittelbar durch Bohrungen durchteuft. Dementsprechend konnte kein Sedimentmaterial von Rf-SS-A5 gewonnen und beprobt werden. Die Reflektoreigenschaften sowie die auf die interne Schichtung hindeutenden Reflexionsgeometrien von Rf-SS-A5 lassen jedoch eine sandige Fazies vermuten.

Stark tonhaltige Sedimente verursachen in GPR-Daten eine starke Dämpfung und werden zudem als Stillwassersedimentation vorwiegend als horizontale Sedimentschichten in einem strömungsberuhigten Milieu abgelagert.

Die sigmoidale Form der Reflexionen sowie die oblique tangentiale Beziehung der Reflektoren deuten auf eine progradierende Schichtung der Sedimente von Rf-SS-A5 hin. Die in *radar packages* gebündelten Reflexionen lassen auf eine strömungsbedingte Anlagerung einzelner sandiger Sedimentpaketen schließen. Die Reflektoreigenschaften und Reflexionsgeometrien von Rf-SS-A5 sind überdies vergleichbar mit der Radarfazies Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b der Hörnum Odde.

Interpretation

Das exklusive und lokal begrenzte Vorkommen von Rf-SS-A5 in der Gegend Puan Klent/ Thörnhörn spricht für eine gesonderte Betrachtung dieser Radarfazies. Ähnlich wie bei der Radarfazies Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b der Hörnum Odde handelt es sich bei den gebündelten *Radarfazies* Rf-SS-A5 um Reflexionen, die auf sich in Strömungsrichtung vorbauende sandige Sedimentpakete zurückzuführen sind. Rf-SS-A5 wird demzufolge als Progradations-Fazies eines fossilen Strandhakens interpretiert. Die Reflektoren von Rf-SS-A5 zeigen im Vergleich zu der Radarfazies Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b der Hörnum Odde jedoch eine entgegengesetzte Einfallsrichtung, die auf eine Anlagerung der Sedimente und damit auf eine Progradation des Strandhakens in nördliche Richtung hindeutet.

Rf-HO-B1/ Rf-SS-B1 – Grundwasserspiegel

Radarfazies

RF-HO-B1/Rf-SS-B1 (Abb. 4.4 und Abb. 4.47) kommt unabhängig vom Untergrund und der Ausrichtung der einzelnen GPR-Transekte in zahlreichen Radargrammen der Untersuchungsgebiete Hörnum Odde und Süd-Sylt vor. Die Radarfazies von RF-HO-B1/Rf-SS-B1 ist durch einen horizontalen, durchgehenden Reflektor von starker Amplitude gekennzeichnet. Im Radargramm hat es oftmals den Anschein, als ob der horizontale Reflektor von RF-HO-B1/ Rf-SS-B1 die umgebenen Reflektoren schneidet. Dies betrifft im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde vor allem die Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A1, Rf-HO-A3a und Rf-HO-A3b.

Interpretation

Der annähernd horizontale Hauptreflektor von RF-HO-B1 wird als Grundwasserspiegel interpretiert und ist unabhängig vom geologischen Untergrund sowie der Ausrichtung der GPR-Transekte in vielen Radargrammen deutlich zu erkennen und von den angrenzenden Reflexionseinheiten klar zu unterscheiden.

Im vorwiegend durch klastische Lockersedimente (Sande, Kiese) aufgebauten Untergrund der Untersuchungsgebiete erfolgt eine abrupte Änderung der Laufzeiten in der Regel wenn das elektromagnetische Signal den Grundwasserspiegel passiert und teilt die GPR-Profile hinsichtlich ihrer Materialeigenschaften in einen wassergesättigten unteren und einen wasserungesättigten oberen Teil (Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b, 2012). Nach Neal (2004) kommt es nach Passieren des Grundwasserspiegels und bei Eintritt der elektromagnetischen Welle in wassergesättigte Sedimente generell zu einer Verlangsamung der Geschwindigkeit.

Die durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit innerhalb wassergesättigter Sande beträgt in den Untersuchungsgebieten Hörnum Odde und Süd-Sylt 0,04 m/ns - 0,09 m/ns. Ungesättigte Dünensande oberhalb des Grundwasserspiegels weisen durchschnittliche Geschwindigkeiten zwischen 0,09 m/ns und 0,14 m/ns auf (Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b). Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten stimmen mit den von Girardi & Davis (2010) und Neal et al. (2003) in trockenen Sanden gemessenen Geschwindigkeiten überein und lassen sich ebenso mit den von Lindhorst et al. (2008, 2010) und Tillmann & Wunderlich (2011a, 2011b, 2012, 2013) auf Sylt gemessenen Geschwindigkeitswerten vergleichen.

Bedingt durch die hohe Leitfähigkeit und den starken dielektrischen Kontrast von wassergesättigten und wasserungesättigten Sedimenten zeigt der Reflektor des Grundwasserspiegels bereits in den unverstärkten GPR-Rohdaten eine durchweg starke Amplitude. Im Rahmen des Processing wird der Reflektor des Grundwasserspiegels durch die Anwendung von einigen Filtern (z. B. *dewow*-Filter und *background removal*-Filter) aufgrund seiner lateralen Kontinuität oft als Artefakt angesehen und dadurch zum Teil abgeschwächt oder ganz aus den Daten entfernt.

Im Einklang mit Doolitle et al. (2006) und Bristow & Pucillo (2006) zeigt auch die Position des Grundwasserspiegels im Süden Sylts eine saisonal bedingte vertikale Positionsverschiebung. Während Georadarmessungen im April 2010 wurde der Grundwasserspiegel im Dünengelände von Süd-Sylt in höherer Position lokalisiert als bei Messungen, die Ende September 2008 stattfanden. In den Georadar-Profilen, die nahe der heutigen Küstenline enden wird der Kontaktbereich zwischen Grund- und Meerwasser von einer schmalen Übergangszone begleitet (vgl. Kapitel 3.2.4). Die Lage des Grundwasserspiegels entspricht dort annähernd dem Niveau des Mittleren Tidehochwassers (MThw). Folglich besteht eine Übereinstimmung und Korrelation zwischen Meeresspiegel und Grundwasserspiegel.

Rf-SS-B2a – *backbarrier*-Fazies/Mischwatt

Radarfazies

Die Radarfazies Rf-SS-B2a kommt im Untersuchungsgebiet Süd-Sylt vor (Abb. 4.47). In GPR-Profilen südlich des Hörnumer Steintals sowie an der Hörnum Odde ist Rf-SS-B2a nicht nachzuweisen. In den Radargrammen zeichnet sich Rf-SS-B2a durch horizontale planare Reflektoren aus, die zueinander parallel bis subparallel orientiert sind. Einzelne Reflektoren von Rf-SS-B2a verlaufen größtenteils moderat kontinuierlich bis diskontinuierlich und zeigen eine verhältnismäßig schwache Amplitude. Rf-SS-B2a ist immer unterhalb des Grundwasserspiegels zu finden.

Sedimentfazies

Die Sedimente von Rf-SS-B2a zeichnen sich im Bohrkern durch eine sehr feine Wechsellagerung von Feinsand, Silt und Ton aus. Die durchschnittliche Korngröße ist Silt. Der Anteil an reinem Ton beträgt zwischen 5,7 % - 7,8 %. Im Allgemeinen sind feine Korngrößen schlechter sortiert als grobe Korngrößen. Auch die Sedimente von Rf-SS-B2a weisen ein breites Korngrößenspektrum auf und sind besonders in den tonigen Lagen relativ schlecht sortiert.

Die Sedimentfarbe ist grau bis dunkelgrau. In den Sedimenten von Rf-SS-B2a wurden vereinzelt gut erhaltene Schneckengehäuse der Wattschnecke (*Hydrobia ulvae*) und Muschelschalen der Baltischen Plattmuschel (*Macoma baltica*) gefunden.

Interpretation

Im Radargramm ist Rf-SS-B2a durch horizontale Reflektoren gekennzeichnet, die auf eine ungestörte Sedimentation in horizontalen Schichten hindeuten. Die graue bis dunkelgraue Sedimentfarbe lässt einen hohen Gehalt an organischem Material sowie eine Sedimentation unter reduzierenden Bedingungen vermuten. Die überwiegend feinen Korngrößen von Feinsand und Silt sowie der insgesamt hohe Tongehalt der Sedimente von Rf-SS-B2a sprechen für ein geringes energetisches Strömungsregime zur Zeit der Sedimentation. Aus diesem Grunde wird angenommen, dass Rf-SS-B2a aus einer Stillwassersedimentation an einer „Niederenergieküste" (Schäfer 2005: 243) hervorgegangen ist. Solche Sedimentationsbedingungen herrschen hauptsächlich im Bereich der Rückseitenwatten im strömungsberuhigten Lee einer Insel oder Küstenbarriere. Infolgedessen wird Rf-SS-B2a auch als *backbarrier*-Fazies angesprochen.

Die Unterteilung in Schlick-, Misch- und Sandwatt wird anhand der Korngrößenverteilung vorgenommen. Korngrößenanalysen von Köster (1998) zeigen, dass Sand-, Misch- und Schlickwatt zu ca. 40 % - 60 % aus sehr feinem Sand (63 µm - 125 µm) bestehen. Die Unterschiede werden u. a. durch die feineren und gröberen Anteile am Korngrößenspektrum bestimmt. Nach Sindowski (1973) wird Schlickwatt durch einen Sandgehalt unter 50 %, Mischwatt durch einen Sandgehalt von 50 % - 90 % und Sandwatt durch einen Sandgehalt von über 90 % definiert. Beim Sand des Sandwattes handelt es sich meist um Feinsande mit einem Silt- und Tonanteil zwischen 0 % und 5 % (Ruyter 1960). Zusätzlich können im Sandwatt auch 0 % - 10 % Mittelsandanteile auftreten, die zumeist pleistozänen Ursprungs sind. Sie bestehen zu 80 % aus Quarzen und enthalten nur geringe Feldspat-, Glimmer-, und Karbonatanteile (Falk 2001). Nach Köster (1998) finden sich im Sandwatt bis mehr als 40 % mit Korngrößen der Fraktion >125 µm. Im Mischwatt werden sie deutlich geringer und gehen in Schlickwatt gegen null. Nach einer Einteilung von Sindowski (1973) und Sindowski (1979) beträgt der reine Tongehalt im Sandwatt 0 % - 5 %, im Mischwatt bis 8 % und im Schlickwatt über 8 %. Die Sedimente von Rf-SS-B2a weisen einen Tonanteil von 5,7 % - 7,8 % auf und sprechen gemäß der o. g. Klassifizierung für ein Mischwatt.

Mischwatte führen in der Regel wechselgeschichtete Sande und Schlicke, die im Wechsel der Gezeiten als unterschiedlich mächtige cm- bis mm-dünne tidale Laminite sedimentieren (Schäfer 2005; Reineck 1974). Feingeschichtete Tonlagen ließen sich auch in den Sedimenten von Rf-SS-B2a nachweisen. Ein verstärktes Auftreten von Feinsandlagen weist dagegen eher auf ein Sandwatt hin (Reineck 1974). Das Mischwatt stellt zudem den bevorzugten Lebensraum der in den Sedimenten von Rf-SS-B2a gefundenen Wattschnecke (*Hydrobia ulvae*) und der Baltischen Plattmuschel (*Macoma baltica*) dar. Die Baltische Plattmuschel (*Macoma baltica*) lebt endobenthonisch, ca. 4 cm - 10 cm tief im Schlick- und Mischwatt. Wattschnecken (*Hydrobia ulvae*) gehören zu den häufigsten Tieren des Wattenmeeres und leben als Weidegänger in großen Populationen ebenfalls bevorzugt auf Schlick- und Mischwattflächen (Ott 1996; Quedens 1998; Sommer 2005).

Rf-SS-B2b – *backbarrier*-Fazies/Sandwatt

Radarfazies

Reflexionen der Radarfazies Rf-SS-B2b sind nur im Untersuchungsgebiet Süd-Sylt zu finden und kommen dort unterhalb des Grundwasserspiegels vor (Abb. 4.47). Die Radarfazies

Rf-SS-B2b umfasst - wie auch Rf-SS-B2a - horizontal planare Reflektoren, die zueinander parallel bis subparallel orientiert sind. Im Gegensatz zur Radarfazies Rf-SS-B2a verlaufen die einzelnen Reflektoren von Rf-SS-B2b jedoch kontinuierlich bis moderat kontinuierlich und sind von stärkerer Amplitude. In den GPR-Profilen von Süd-Sylt ist Rf-SS-B2b immer oberhalb von Rf-SS-B2a anzutreffen.

Sedimentfazies

Die lithologische Fazies von Rf-SS-B2b zeichnet sich durch eine Wechsellagerung von gut geschichteten feinen (2,41 φ - 2,47 φ) und sehr feinen Sanden (3,76 φ) aus. Die mittlere Korngröße liegt im Feinsandbereich. Der Tongehalt beträgt 2 % - 3 %. Die Sortierung der sehr feinen Feinsande ist generell schlechter als die der Feinsande. Die Sedimentfarbe ist überwiegend hellgrau bis beige. Zum Teil sind Rostflecken ausgebildet. Im Hangenden der Sedimentfazies von Rf-SS-B2b lässt sich im Bohrkern ein mehrere Zentimeter mächtiger rotbrauner Oxidationshorizont nachweisen.

Interpretation

Wie bereits bei Radarfazies Rf-SS-B2a lassen die horizontalen Reflektoren auf einen gut geschichteten Sedimentkörper im Untergrund schließen. Aufgrund der mittleren Korngrößen im Feinsandbereich wird ähnlich wie bei Rf-SS-B2a eine Sedimentation im strömungsberuhigten Bereich eines Rückseitenwattes angenommen. Dementsprechend zählt auch Rf-SS-B2b zur *backbarrier*-Fazies. Der relativ geringe Tongehalt von 2 % - 3 % der Sedimente von Rf-SS-B2a spricht gemäß der Klassifizierung von Sindowski (1973, 1979) für ein Sandwatt.

Rostflecken sowie ein rotbrauner mehre Zentimeter mächtiger Oxidationshorizont gelten als Hinweise auf die Sedimentation in einem oxidierenden Milieu. Der Oxidationshorizont markiert die Grenze zur Sedimenteinheit des Hangenden. Die oberen Sedimentschichten von Rf-SS-B2b müssen demzufolge zeitweilig trocken gefallen und unter Sauerstoffeinfluss gestanden haben.

Unter Sauerstoffabschluss herrschen im Watt größtenteils reduzierende Bedingungen. Wattsedimente zeigen in der Regel ein typisches Vertikalprofil aus Oxidations- und Reduktionszone. Die oberflächennahen Sande der Oxidationsschicht werden durch kolloidales Eisenhydroxid, das die einzelnen Quarzkörner umkrustet, braun gefärbt (Sindowski 1973). Unter einer scharfen Grenze, die dem Nullwert des Redoxpotentials entspricht, folgt im Liegenden die Reduktionszone (Ott 1996; Sindowski 1973). Schwefelwasserstoff fällt fein verteiltes Eisen als Eisensulfid (FeS) aus und färbt die Sedimente der Reduktionsschicht grau bis schwarz (Pott 2003). Im Schlickwatt liegt dieser Reduktionshorizont oft nur wenige Millimeter unter der Oberfläche, im Mischwatt bei wenigen Zentimetern und kann im Sandwatt auf mehrere Dezimeter ansteigen (Köster 1998).

Die unterschiedlichen Sedimenteigen-schaften der Wattsedimente spiegeln die Ablagerungsbedingungen wieder. In das Sandwatt wird durch Wellen und Strömungen mehr Energie eingetragen, sodass das Sediment starken Umlagerungen unterliegt und daher gut mit Sauerstoff versorgt wird. Vom Mischwatt zum Schlickwatt werden die Umlagerungen geringer; feinere Korngrößen können sedimentieren und der Gehalt an organischer Substanz nimmt zu.

Rf-HO-B3 – Strand-Fazies

Radarfazies

Die Radarfazies Rf-HO-B3 lässt sich ausschließlich im Untersuchungsgebiet der Hörnum Odde nachweisen (Abb. 4.4). Rf-HO-B3 umfasst kontinuierliche bis moderat kontinuierliche Reflektoren von mittlerer Amplitude. Die horizontalen Reflektoren verlaufen vorwiegend parallel bis subparallel und zeigen ein leichtes Einfallen (<10°) in Richtung Meer. Einzelne Reflektoren im Verbund von Rf-HO-B3 verlaufen ebenso wellenförmig und offenbaren eine unruhige Oberfläche. Rf-HO-B3 befindet sich im Bereich sowie bis knapp unterhalb des heutigen Grundwasserspiegels (Rf-HO-B1) und wird fast immer überlagert durch die Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A1. Die Radarfazies Rf-HO-B3 ist nicht in allen GPR-Profilen der Hörnum Odde gleichermaßen nachzuweisen. In einigen Radargrammen fehlt Rf-HO-B3 gänzlich oder geht direkt in die unterlagernden Reflexionen von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b über.

Sedimentfazies

Rf-HO-B3 umfasst Sedimente mit einem Korngrößenspektrum zwischen Grobsand (0,57 φ) und sehr groben Grobsand (-0,26 φ). Die mittlere Korngröße liegt bei 0,1 φ. Feinkies und gröbere Komponenten wie Kiese und Gerölle sind häufig. Die Kiese sind moderat bis gut gerundet und gehen aus einem baltischen und skandinavischen Geschiebespektrum (Quarzit, Granit, Gneis, Feuerstein) hervor.

Die Sedimente von Rf-HO-B3 enthalten einen hohen Anteil an Muscheln (*Cerastoderma edule*, *Ostrea edulis*, *Mya arenaria, Mytilus edulis, Scrobicularia plana*), die im Bohrkern vorwiegend in Form von Muschelbruch nachzuweisen sind. Bedingt durch das breite Korngrößenspektrum und den hohen Anteil an Schill und Bioklasten unterschiedlicher Korngröße weisen die Sedimente von Rf-HO-B3 eine schlechte Sortierung auf. Diese variiert von 1,01 φ bis 1,39 φ.

In den Sedimentproben konnte ein deutlicher Anteil an Schwermineralien dokumentiert werden, die sich vornehmlich im Feinsandbereich konzentrierten. Die Korngrößenverteilung von Rf-HO-B3 ist überwiegend polymodal. Abhängig davon, ob innerhalb der Sedimentprobe von Rf-HO-B3 gröbere oder feinere Sande dominieren, sind Abweichungen zu einer positiven und negativen Schiefe festzustellen. Abweichungen hin zu einer negativen Schiefe sind jedoch weitaus häufiger und nach Tucker (1985) damit zu erklären, dass feine Kornanteile durch ständige Wellentätigkeit ausgewaschen werden. Im Hangenden werden die Sedimente von Rf-HO-B3 durch eine Diskordanz getrennt. Die Abbildungen 4.16 (Bild 3), 4.18 (Bild 6) und 4.22 (Bild 2) zeigen typische Korngrößenverteilungen der Sedimente von Rf-HO-B3 im Bereich der Hörnum Odde.

Interpretation

Die Radarfazies Rf-HO-B3 wird als Strand-Fazies interpretiert und umfasst Strandsande, die im Bereich der progradierenden südlichen Inselspitze im *backshore*- bis *foreshore*-Niveau abgelagert wurden. Im *foreshore*-Bereich gehen die flach in Richtung Meer einfallenden Strandsandschichten des nassen Strandes in die unterlagernden, steiler einfallenden Tiderinnen-Ablagerungen des *shoreface*-Niveaus über.

Ähnliche Reflexionsmuster in Georadardaten, die auf Strandablagerungen zurückzuführen sind, wurden bereits durch frühere Studien von Bristow et al. (2000a) an der Küste von Nord-Norfolk und von Neal et al. (2002) für die Küste von Suffolk in England dokumentiert.

Die Korngrößenzusammensetzung von Strandsedimenten ist im Allgemeinen von der Herkunftsregion und ihren Ausgangssedimenten abhängig. Wellen, Gezeiten und Strömung sind die Hauptfaktoren, welche die Morphologie und Sedimente von Stränden auf Barriereinseln beeinflussen (Davis 1992; Davis & FitzGerald 2004). Das starke Wellenregime rund um die Inselspitze - bedingt durch die aufgrund der Tiefe des Hörnum-Tiefs beachtlichen Wellenhöhen -ist verantwortlich für die Akkumulation von schillführenden, groben bis sehr groben Strandsedimenten. Im Vergleich zu rezenten Sedimenten anderer Gebiete (z. B. Davis 1992) ist die Korngröße von Strandsedimenten der Radarfazies Rf-HO-B3 verhältnismäßig grob und schlecht sortiert. Grobe Korngrößen, Strandkiese und Brandungsgerölle sowie die Anreicherung von Schwermineralien in Form von Strandseifen sprechen im Falle von Rf-HO-B3 eindeutig für Strandsedimente einer Hochenergie-Küste (Schäfer 2005).

Die Strand-Fazies steht im Bereich des heutigen Grundwasserspiegels oder nur knapp darunter an und ist nicht in allen GPR-Profilen der Hörnum Odde gleichermaßen vorzufinden. Es bestehen Unterschiede in der vertikalen und lateralen Ausdehnung der Strandablagerungen (Tillmann & Wunderlich 2011b). Dort wo Strandsedimente abgelagert wurden, variieren diese deutlich hinsichtlich ihrer Mächtigkeit. Als Gründe dafür sind die sturmflutbedingte Erosion der Strandsedimente oder die äolische Aufbereitung feiner Korngrößen des trockenen Strandsandes durch Deflation und einsetzender Primärdünenbildung anzuführen.

Unterschiede bestehen auch hinsichtlich der internen Struktur und Schichtung der Strandsedimente. Während die Strandsande von Rf-HO-B3 im nördlichen Teil der Hörnum Odde nur geringmächtig ausgebildet sind, so sind sie an der südlichen Oddespitze generell mächtiger und in Bezug auf ihre interne Struktur komplexer.

Im Hangenden wird die Strand-Fazies durch eine Erosionsdiskordanz von der Dünen-Fazies (Rf-HO-A1) getrennt. Es wird angenommen, dass diese oftmals stark ausgeprägte Erosionsdiskordanz auf Sturmfluten zurückzuführen ist, die Teile des Strandes und der damaligen Dünen erodierten und anschließend als Deflationsoberfläche fungierte.

Rf-SS-B4 – Geestkern-Fazies

Radarfazies

Die Radarfazies Rf-SS-B4 ist im äußersten Norden des Untersuchungsgebietes Süd-Sylt nachzuweisen und beschränkt sich dort auf das Gebiet Rantum Baakdeel (siehe Abb. 4.46 und Abb. 4.47). Dort nimmt Rf-SS-B4 den unteren Teil der Radargramme ein und ist somit unterhalb des Grundwasserspiegels zu finden. Die horizontalen Hauptreflektoren von Rf-SS-B4 verlaufen kontinuierlich bis moderat kontinuierlich. Diffraktionshyperbeln innerhalb der Radarfazies Rf-SS-B4 sind häufig und konzentrieren sich hauptsächlich an der Basis der Hauptreflektoren. Eine untere Grenze kann in den Radargrammen aufgrund von starker Dämpfung im Untergrund nicht abgeleitet werden.

Sedimentfazies

Die Sedimentfazies von Rf-SS-B4 kann nicht unmittelbar durch eigene Bohrungen beschrieben werden. Aus diesem Grund wird auf die in Dietz & Heck (1952: 100 ff.) verzeichneten Bohrungen und Bohrkernbeschreibungen der geologischen Karte von Sylt (1:25000) zurückgegriffen (vgl. Kaptitel 4.1.2). Darauf begründet zeichnet sich das Pleistozän bei Rantum durch lehmig bis sandige Geschiebeablagerungen aus.

Ferner konnten bei der Beschreibung der Sedimentfazies von Rf-SS-B4 heutige oberflächenah aufgeschlossene pleistozäne Sedimente sowie direkte Aufschlüsse mit einbezogen werden. Georadarmessungen entlang der Oberkante des Roten Kliffs bei Kampen (siehe Kapitel 3.2.4) ermöglichten einen direkten Vergleich der Radarfazies von Rf-SS-B4 mit der Stratigraphie der im Kliff aufgeschlossenen pleistozänen Sedimentfazies (vgl. Tillmann & Wunderlich 2012). Typisch für die Sedimentfazies von Rf-SS-B4 sind zahlreiche Geschiebe des baltischen und skandinavischen Geschiebespektrums (Gneis, Granit, Feuerstein, Quarzit).

Interpretation

Die Radarfazies Rf-SS-B4 entspricht der internen Schichtung im pleistozänen Geestkern. Die Reflexionen von Rf-SS-B4 zeichnen so Materialunterschiede und die natürlichen Sedimentstrukturen im Geschiebemergel der Saale-Moräne nach. Die interne Schichtung und Struktur der Saale-Moräne hat ihren Ursprung sowohl in den primären, glazialen Sedimentationsprozessen als auch in der sekundären durch periglaziale Prozesse bedingten Überarbeitung. Diffraktionshyperbeln entstehen an größeren Geschieben innerhalb der Saale-Moräne (Tillmann & Wunderlich 2012).

Rf-HO-C1/ Rf-SS-C1 und Rf-HO-C2/ Rf-SS-C2 – reflexionsfreie und undefinierte Bereiche

Radarfazies

Die Radarfazies Rf-HO-C1/Rf-SS-C1 sowie Rf-HO-C2/Rf-SS-C2 sind sowohl in Radargrammen des Untersuchungsgebietes Süd-Sylt als auch an der Hörnum Odde zu finden (siehe Abb. 4.4 und Abb. 4.47). Rf-HO-C1/Rf-SS-C1 zeigen irreguläre, diskontinuierliche und zum Teil oblique chaotische Reflexionen von mittlerer Amplitude. In einigen Radargrammen besteht Rf-HO-C1/ Rf-SS-C1 aus miteinander verschmolzenen Reflexionsmustern, die aufgrund ihrer Vermischung kein erkennbares einheitliches Einfallen aufweisen. Diffraktionshyperbeln innerhalb der Radarfazies von Rf-HO-C1/Rf-SS-C1 konnten gelegentlich dokumentiert werden.

Die Radarfazies Rf-HO-C2/Rf-SS-C2 umfasst irreguläre, diskontinuierliche Reflektoren mit einem oblique chaotischen Reflexionsmuster und einer schwachen bis sehr schwachen Amplitude. Bereiche in den GPR-Daten, die gänzlich frei von Reflexionen sind, werden ebenfalls unter Rf-HO-C2/Rf-SS-C2 zusammengefasst.

Interpretation

Rf-HO-C1/Rf-SS-C1 lässt auf Sedimente im Untergrund schließen, die keine ausgeprägte Schichtung zeigen. Dies können zum einen relativ homogene und ungeschichtete Sande einer Sandvorspülung oder Dünenverwallung sein, die keinem natürlichen Transport- und Sedimentationsvorgang unterlagen. Zum anderen treten Bereiche der Radarfazies von Rf-HO-C1/Rf-SS-C1 dort auf, wo Schichten ausdünnen oder keine erkennbare Grenze zur benachbarten Radarfazies bzw. Sedimentationseinheit besteht und sich die Reflexionen aus diesem Grunde vermischen.

Reflexionsfreie Bereiche im Radargramm gehen unter anderem auf lithologisch homogene Sedimente zurück (Ékes & Hickin 2001), die keine oder nur eine gering ausgeprägte interne Schichtung, verursacht z. B. durch den Wechsel von Fein-, Mittel- und Grobsanden, zeigen. Ein Fehlen von Reflexionen im Küstenbereich ist oftmals auch ein Indikator für brackisches oder salzhaltiges Grundwasser im Untergrund. Dies wird meist durch eine Meerwasserintrusion im

Strandbereich hervorgerufen (Kapitel 3.2.4). Durch eine erhöhte elektrische Leitfähigkeit des Materials treten aufgrund starker Dispersion Energieverluste z. B. durch den Ladungstransport von Ionen im Wasser sowie durch elektrochemische Prozesse mit Kationenaustausch an Tonmineralen auf (Harari 1996). Im Untergrund anstehende, stark salz- und tonhaltige Sedimente wie beispielsweise Klei und Torfe, führen daher ebenfalls verstärkt zur Dämpfung des elektromagnetischen Signals (Van Heteren et al. 1998), die ein Fortschreiten in unterlagernde Schichten verhindert (siehe auch Kapitel 3.2.4). Rf-HO-C2/Rf-SS-C2 ist häufig in GPR-Profilen nachzuweisen, die nahe der Küstenlinie und im heutigen Strandbereich gemessen wurden und damit im Einflussbereich von salzhaltigem Grundwasser, Meerwasser und Salzspray stehen. Auch in GPR-Profilen auf oder in unmittelbarer Nähe zu den rezenten Salzwiesen an der Ostküste des Nehrungshakens konnte eine verstärkte Dämpfung im Untergrund festgestellt werden.

Rf-HO-D1a, Rf-HO-D1b und Rf-HO-D2 – Erosionsdiskordanzen

Radarfazies

Die Radarfazies wird definiert als die Summe aller charakteristischen Reflexionsmuster und -geometrien, die durch eine sedimentäre Sequenz hervorgerufen und durch eine *radar surface* von angrenzenden Reflexionsmustern unterschieden wird (vgl. Jol & Bristow 2003; Neal 2004; Van Overmeeren 1998). In dieser Arbeit werden die Radarschichtflächen (*radar surfaces*) als gesonderte Radarfazieskategorie betrachtet (vgl. Abb. 4.4).

Die Radarschichtflächen Rf-HO-D1a, Rf-HO-D1b und Rf-HO-D2 sind exklusiv im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde nachzuweisen und dort ausschließlich unterhalb des Grundwasserspiegels (Rf-HO-B1) lokalisiert. Trotz der Tiefe weisen die Reflektoren der Radarschichtflächen bereits in den GPR-Rohdaten eine durchweg starke bis sehr starke Amplitude auf.

Die Hauptreflektoren von Rf-HO-D1a und RfHO-D1b verlaufen im oberen Bereich annähernd horizontal und zeigen mit zunehmender Tiefe ein verstärktes Einfallen. Aus dreidimensionalen GPR-Profilen kann ein Einfallen der Radarschichtflächen von Rf-HO-D1a und RfHO-D1b in Richtung Süd bis Südost belegt werden. An der Basis von Rf-HO-D1a finden sich zahlreiche Diffraktionshyperbeln während Rf-HO-D1b und Rf-HO-D2 nur selten Diffraktionshyperbeln aufweisen. Rf-HO-D2 ist von Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A2 umgeben, die jedoch im Hangenden und im Liegenden der Radarschichtfläche eine unterschiedliche Einfallsrichtung aufweisen.

Sedimentfazies

Bei den Sedimenten von Rf-HO-D1a, Rf-HO-D1b und Rf-HO-D2 handelt es sich um die grobkörnigsten Ablagerungen des südlichen Nehrungshakens. Im Bohrkern sind diese durch schillführende, schlecht sortierte Grobsande und Feinkiese gekennzeichnet. Die durchschnittliche Korngröße liegt im Grobsandbereich zwischen 0,09 φ und 0,94 φ. Der Mittelwert beträgt 0,52 φ. Die Sortierung ist durchweg schlecht und bewegt sich zwischen 1,02 φ und 1,46 φ.

Häufig lassen sich im Bohrkern moderat bis gut gerundete Kiese des baltischen und skandinavischen Geschiebespektrums (Quarzit, Granit, Gneis, Feuerstein) mit einem durchschnittlichen Durchmesser von 8 mm - 60 mm belegen. Alle Radarschichtflächen der Hörnum Odde zeichnen sich zudem durch einen sehr hohen Anteil an Muscheln

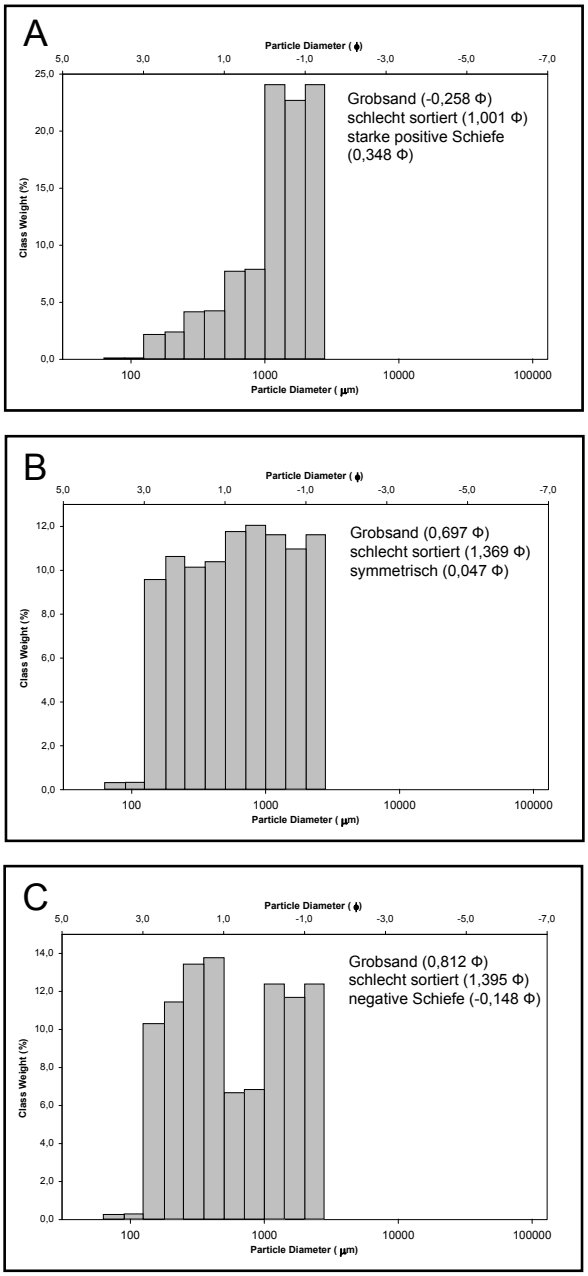


Abb. 4.8: *Charakteristische Korngrößenverteilungen der Erosionsdiskordanzen (Rf-HO-D1a, Rf-HO-D1b und Rf-HO-D2). Die Histogramme in Bild A - C zeigen schlecht sortierte Grobsande, die sich hinsichtlich ihrer Schiefe unterscheiden.*

(*Cerastoderma edule*, *Ostrea edulis*, *Mya arenaria, Mytilus edulis*, *Scrobicularia plana*) aus, die allerdings selten zwei intakte Schalenklappen aufweisen und vorwiegend in Form von Muschelbruch und Schill vorhanden sind. Darüber hinaus lässt sich in den Feinsandproben von Rf-HO-D1a, Rf-HO-D1b und Rf-HO-D2 ein hoher Anteil an Schwermineralien nachweisen. Die Abbildung 4.8 zeigt die für die Radarschichtflächen typischen Korngrößenparameter. Das Korngrößenspektrum der Sedimente von Rf-HO-D1a, Rf-HO-D1b und Rf-HO-D2 ist polymodal und zeigt überwiegend eine bimodale bis trimodale Korngrößenverteilung. Die Schiefe weicht je nach Kornverteilung häufig in Richtung einer negativen Schiefe ab, kann aber auch eine positive Schiefe zeigen.

Interpretation

Trotz erhöhter Dämpfung des elektromagnetischen Signals mit zunehmender Tiefe weisen die Reflektoren der Radarschichtflächen eine hohe Amplitude auf. Diese zeigt sich bereits vor der Anwendung des *gain*-Filters (Kapitel 3.2.5.4) in den GPR-Rohdaten und deutet durch den hohen dielektrischen Kontrast auf einen deutlichen Materialwechsel oder ein stark reflektierendes Material hin.

Die die Radarschichtflächen durchteufenden Bohrungen bestätigten einen Materialwechsel hin zu groben Korngrößen und einer schlechten Sortierung. Der hohe Anteil an Kiesen, Muscheln, Schill und Schwermineralien lassen auf ein erhöhtes Energieniveau während der Sedimentation schließen. Ein erhöhtes energetisches Niveau, bezogen auf den Barriereinselkomplex, herrscht zum einen im Bereich der Tiderinnen oder wird durch Extremereignisse wie beispielsweise durch Sturmfluten hervorgerufen. In Übereinstimmung mit Hayes (1980), Davis (1992), Davis et al. (2003b) und Schwartz et al. (1987) umfassen die Sedimente der Tiderinnen generell die grobkörnigsten Ablagerungen einer Barriereinsel. Darauf begründet werden die starken Reflektoren innerhalb der sich in der Tiderinne vorbauenden Tiderinnen-Fazies als Erosionsdiskordanzen interpretiert, deren Entstehung auf Sturmfluten zurückzuführen ist. Die deutliche Anreicherung von

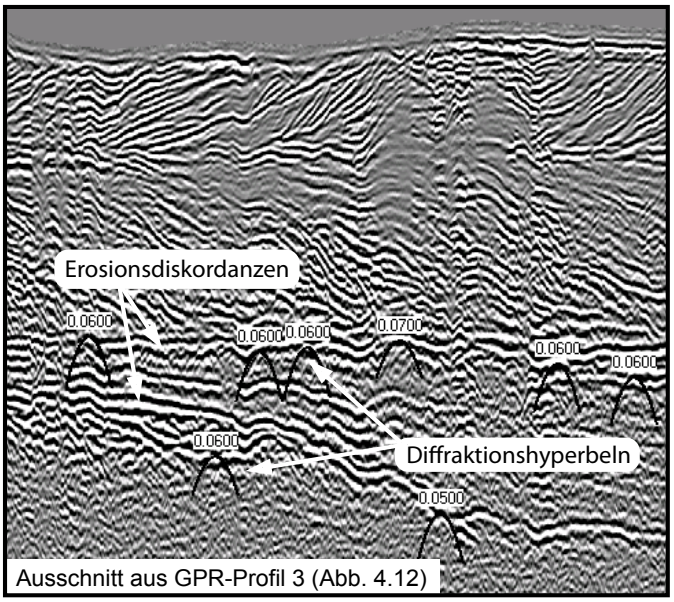


Abb. 4.9: *Radargramm mit Diffraktionshyperbeln im Bereich von zwei Erosionsdiskordanzen aus Grobsand und Kiesen aus Tillmann & Wunderlich (2011b). Auf die Anwendung eines Migrations Algorithmus wurde verzichtet, um mit Hilfe der Diffraktionshyperbeln die Geschwindigkeiten in der Tiefe von 150 ns - 250 ns TWT zu zeigen. Position der Diffraktionshyperbeln vgl. Radargramm in Abb. 4.12.*

Schwermineralien im Bereich der Erosionsdiskordanzen deutet ebenfalls auf die Ablagerung in einem erhöhten Strömungsregime hin und erklärt zudem die in den Radargrammen nachgewiesenen starken Amplituden der Hauptreflektoren. Die Erosionsdiskordanzen stellen stationäre bis regressive Phasen während des Progradations-prozesses dar und entsprechen damit ehemaligen Endpositionen der südlichen Inselspitze (Tillmann & Wunderlich 2011a, 2012, 2013).

Sedimentologisch zeichnen sich die Erosionsdiskordanzen durch eine Akkumulation von gröberen Korngrößen, Kiesen, Strandgeröllen sowie Muscheln und Schill aus, die den durch Hayes (1980) und FitzGerald et al. (2001) beschriebenen *channel lag deposits* ähneln. Sogenannte *lag gravel layers* befinden sich im unteren Bereich der Tiderinne und setzen sich nach Hayes (1980) in der Regel aus groben Materialkomponenten wie Muscheln und Kiesen zusammen. Übereinstimmend mit FitzGerald et al. (2001) produzieren die *lag gravel layers* starke Reflexionen in den Georadardaten.

Größere Kiese und Gerölle, die nicht durch Bohrungen erfasst werden konnten, wirken für das elektromagnetische Signal des Georadars als Punktstreuer und bildeten sich im Radargramm als Diffraktionshyperbeln ab. Abbildung 4.9 zeigt die an Strandkiesen und Brandungsgeröllen entstandenen Diffraktionshyperbeln im Bereich einer Erosionsdiskordanz des Radarfazies-Typs Rf-HO-D1a.

Rf-SS-D3 – Oberfläche der Geest

Radarfazies

Die Radarschichtfläche Rf-SS-D3 ist in den Radargrammen aus dem Norden des Untersuchungsgebietes Süd-Sylt zu finden und kommt dort unterhalb des Grundwasserspiegels in Tiefen von ca. 3 m - 4 m unter NN vor (Abb. 4.46 und Abb. 4.47). Besonders gut ist Rf-SS-D3 in den GPR-Profilen aus dem Gebiet Rantum Baakdeel zu erkennen.

Die Radarschichtfläche Rf-SS-D3 stellt einen annähernd horizontalen Hauptreflektor mit sehr starker Amplitude dar. Dieser zeigt in den GPR-Daten einen kontinuierlichen Verlauf. An der Basis des Hauptreflektors sind zahlreiche Diffraktionshyperbeln konzentriert. Unterhalb der Radarschichtfläche lässt sich die Radarfazies Rf-SS-B4 nachweisen.

Sedimentfazies

Die Radarschichtfläche Rf-SS-D3 kann nicht unmittelbar durch eigene Bohrungen beschrieben werden. Daher wird auf die in Dietz & Heck (1952) verzeichneten Bohrungen der geologischen Karte von Sylt im Maßstab 1:25000 sowie auf den direkten Aufschluss des Geestkerns am Roten Kliff zurückgegriffen (siehe Tillmann & Wunderlich 2012).

Interpretation

Die Radarschichtfläche von Rf-SS-D3 markiert die Oberfläche der Geest und stellt zugleich die Grenze zwischen dem Holozän im Hangenden und dem Pleistozän im Liegenden dar. Nach Bohrungen von Dietz & Heck (1952: 100) ist die Geestoberfläche bei Rantum durch einen „schwarzbraunen, humosen Sand mit Steinen" gekennzeichnet. An der Basis der Radarschichtfläche lassen sich zahlreiche Diffraktionshyperbeln nachweisen. Innerhalb der Geest sind Diffraktionshyperbeln auf Geschiebe zurückzuführen (Tillmann & Wundrlich 2012). Die äolische Deflation feiner Korngrößen an der ehemaligen Geländeoberfläche der Geest führte zur Anreicherung von gröberen Korngrößen und Geschieben und führte vermutlich zur Ausbildung einer Steinsohle. Auf Sylt ist eine vergleichbare Steinsohle der Geest sowohl am Roten Kliff zwischen Kampen und Wenningstedt als auch am Morsum Kliff im Osten der Insel oberflächennah aufgeschlossen (Kapitel 2.2.1).

4.3.1.2 Zusammenfassung und Schlussfolgerung

Die vorangegangene, ausführliche Radarfazies Analyse wurde für den südlichen Nehrungshaken von Sylt erarbeitet und stellt die Grundlage für die nachfolgenden Kapitel dar. Ziel war es, die unterschiedlichen Sedimentations- und Faziesräume zu identifizieren und zu katalogisieren. Der erarbeitete Katalog unterschiedlicher Radarfazies ermöglicht darüber hinaus eine Übertragung auf vergleichbare küstennahe Faziesräume. So lassen sich die Erkenntnisse insbesondere auf eine aus klastischen Lockersedimenten aufgebaute Barriereinsel anwenden.

Es konnte bestätigt werden, dass unterschiedliche Reflexionsmuster in klastischen Sedimenten einer Barriereinsel hauptsächlich durch Änderungen in der Korngröße, der Sortierung und Schichtung hervorgerufen werden. Korngröße, Sortierung und Schichtung bedingen ihrerseits die Porosität und damit das Luft- und Wassergehaltsverhältnis im Sediment und sorgen zugleich für eine Änderung der dielektrischen Eigenschaften. Sind Korngröße und Sortierung eine Funktion der primären Ablagerungsstrukturen werden diese direkt durch das Georadar aufgezeichnet. Dies lässt sich besonders gut in wasserungesättigten Dünensanden oberhalb des Grundwasserspiegels erkennen. Die äolische Kreuz- und Schrägschichtung ist im Radargramm als solche in der Regel gut erkennbar. Organische Anreicherungen in Bodenhorizonten führen zu verstärkten Reflexionen innerhalb der Dünenschichtung und sind auf unterschiedliche Dünenbildungsphasen zurückzuführen.

Grobkörnige, schwermineralhaltige und in starkem Maße schillführende Erosionsdiskordanzen stellen einen markanten Materialwechsel im Vergleich zu den Sedimenten im Liegenden und Hangenden dar und zeichnen sich in den Georadardaten durch Reflektoren mit starker Amplitude aus. Akkumulationen von Kiesen und Geröllen im Bereich der Diskordanzen verstärken diesen Effekt und bilden sich bei entsprechender Größe im Radargramm als Diffraktionshyperbeln ab.

4.3.2 Aufbau, Genese und Progradation der Hörnum Odde

Das Untersuchungsgebiet Hörnum Odde (HO) umfasst sowohl die eigentliche südliche Sylter Inselspitze (Hörnum Odde) als auch das Hörnumer Steintal im Nordwesten der Ortschaft Hörnum.

Ziel der folgenden Untersuchungen ist es, anhand hochauflösender Georadarmessungen und Bohrungen Informationen über die Stratigraphie und den internen sedimentologischen Aufbau der südlichen Inselspitze zu gewinnen. Basierend auf der geophysikalischen und sedimentologischen Datengrundlage sowie der in Kapitel 4.3.1 erarbeiteten Radarfazies-Definition sollen Rückschlüsse auf die Entwicklung sowie die an der Entwicklung beteiligten Prozesse gezogen werden.

Durch die Komplexität des Aufbaus und der sedimentologischen Struktur der Inselspitze wurde im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde eine hohe Datendichte aus insgesamt 230 GPR-Profilen (100 MHz, 200 MHz, 400 MHz) und 7 Rammkernsondierungen erzielt. Aufgrund der hohen Profildichte können nachfolgend nur ausgewählte GPR-Daten näher erläutert werden. Die gezeigten GPR-Profile werden dabei thematisch zusammengefasst betrachtet und mit den dazugehörigen, in die jeweiligen GPR-Transekte eingebrachten Bohrungen, interpretiert.

4.3.2.1 Georadar-Profile 1 - 3 und Bohrungen 1, 2, 4, 10

Die Georadar-Transekte 1 - 3 stellen lange, küstenparallele, von Norden nach Süden verlaufende Übersichtsprofile des Untersuchungsgebietes Hörnum Odde dar. Das GPR-Profil 1 (Abb. 4.10) ist 380 m lang und verläuft von Nord nach Süd auf einer asphaltierten Straße, dem Odde Wai. „Wai“ ist Friesisch und bedeutet Weg oder Pfad (Mechlenburg 1997; Schmidt 1972; Wilts 1998, 2011). Der Straßenbelag (Asphalt) reflektiert bis zu einer Tiefe von etwa 10 ns TWT.

GPR-Profil 2 (Abb. 4.11) ist die unmittelbare Verlängerung von GPR-Profil 1 und wurde auf der Fortsetzung des Odde-Wais von Norden nach Süden auf einer Länge von 540 m gemessen. Der bis zum Ende von Profil 1 asphaltierte Odde Wai geht ab Profil 2 in einen naturnahen, sandigen Strandweg über. Zusammengefasst stellen Profil 1 und 2 ein insgesamt 920 m langes, parallel zur Westküste verlaufendes Übersichtsprofil dar.

Das GPR-Profil 3 (Abb. 4.12) wurde auf natürlichem Untergrund im Dünengelände östlich des Odde Wais auf einer Länge von 438 m aufgenommen und verläuft von Norden nach Süden. Das Profil wurde an 3 Stellen durch die Bohrungen 2, 4 und 10 angebohrt und bis zu einer Tiefe von insgesamt 8 m unter der Geländeoberfläche abgeteuft.

Für die Radargramme 1 - 3 wurde oberhalb des Grundwasserspiegels eine durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Wellen von 0,12 m/ns ermittelt. Unterhalb des Grundwasserspiegels verlangsamt sich die Ausbreitungsgeschwindigkeit und beträgt in allen drei Radargrammen durchschnittlich 0,07 m/ns.

Georadar-Profil 1

Ein Ausschnitt aus GPR-Profil 1 wurde bereits in Tillmann & Wunderlich (2013) gezeigt. Das Profil erreicht eine maximale Erkundungstiefe von bis zu 240 ns TWT. Basierend auf der Berechnung der durchschnittlichen Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle im

Untergrund entspricht dies einer Tiefe von -6 m NN. Insgesamt lassen sich in GPR-Profil 1 (Abb. 4.10) 7 Radarfazies unterscheiden (Abb. 4.4).

Das nördlichste Ende von Profil 1 wird primär durch die Radarfazies Rf-HO-C2 beschrieben und zeigt vor allem im Bereich zwischen 40 m und 60 m Entfernung vom nördlichen Startpunkt mit zunehmender Tiefe eine deutliche Signalabschwächung. Im Messprotokoll ist für diesen Transektabschnitt eine vorübergehende zeitliche Überlagerung von externen Störfrequenzen aus dem Mobilfunknetz (Mobiltelefone von Passanten) vermerkt. Um die restlichen Signalspuren des Radargramms nicht unnötig zu beeinflussen, wurde von einer Eliminierung dieses Transektbereichs durch intensives Processing abgesehen.

Direkt unter der Asphaltbedeckung des Odde Wais sind Reflektoren der Radarfazies Rf-HO-A1 und Rf-HO-A3b nachzuweisen. Rf-HO-A1 besteht aus einfallenden, größtenteils parallelen Reflektoren. Die einzelnen Reflektoren zeigen ein steiles Einfallen in abwechselnde Richtungen. Deutlich ausgeprägt ist die Radarfazies von Rf-HO-A1 im südlichen Bereich des Radargramms zwischen 300 m und 380 m Entfernung vom Startpunkt. Rf-HO-A1 ist bis in eine maximale Tiefe von 60 ns TWT bzw. etwa 0 m NN nachzuweisen.

Zwischen den Profilmetern 80 und 290 wird die Radarfazies von Rf-HO-A1 durch wannen- und rinnenförmige Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A3b durchbrochen, die dementsprechend auch als „*cut-and-fill*-Strukturen“ angesprochen werden. An der Basis der *cut-and-fill*-Strukturen ließen sich vor allem im Profilbereich zwischen 100 m und 160 m Länge zahlreiche Diffraktionshyperbeln nachweisen, die allerdings im Verlauf des Processings durch den Arbeitsschritt der Migration (Kapitel 3.2.5.6) größtenteils aus den Daten entfernt wurden. Die Radarfazies Rf-HO-A3b erreicht in GPR-Profil 1 eine maximale Tiefe von bis zu 90 ns TWT (ca. -1 m NN).

Horizontale bis leicht geneigte Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-B3 sind lediglich am südlichen Profilende zwischen 300 m und 380 m Länge in einer Tiefe von 0 m NN erkennbar. Der untere Teil des Radargramms ab einer Tiefe von 60 ns TWT wird von Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b eingenommen. Die Reflexionen von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b sind in einzelne Radarschichtpakete gebündelt und werden durch Hauptreflektoren mit stärkerer Amplitude (durchgehenden Linien in Abb. 4.10) begrenzt. Die Reflektoren von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b zeigen ein steiles Einfallen in südliche Richtung und enden mit einem *downlap* auf den Radarschichtflächen von Rf-HO-D1a. Dies ist in Radargramm 1 im Profilabschnitt zwischen 200 m und 380 m und in einer Tiefe von 140 ns TWT besonders gut zu erkennen.

Der Einfallswinkel der Radarschichtflächen (Rf-HO-D1a) ist deutlich geringer. Im Bereich der Radarschichtflächen ließen sich vor dem *Processing* und der Migration insbesondere zwischen den Profilmetern 220 m und 340 m Länge zahlreiche Diffraktionshyperbeln nachweisen.

Die Radarfazies Rf-HO-A2a findet sich im Radargramm sowohl in einem Tiefenbereich zwischen 60 ns TWT und 140 ns TWT als auch unterhalb der Radarschichtfläche von Rf-HO-D1a in Tiefen ab 140 ns TWT. Dabei werden die Reflektoren von Rf-HO-A2a durch die Radarschichtfläche (Rf-HO-D1a) in ihrem oberen Ende gekappt (*erosional truncation*). Eine untere Begrenzung des Vorkommens von Rf-HO-A2a ist aufgrund der mit zunehmender Tiefe verstärkten Dämpfung nicht zu dokumentieren.

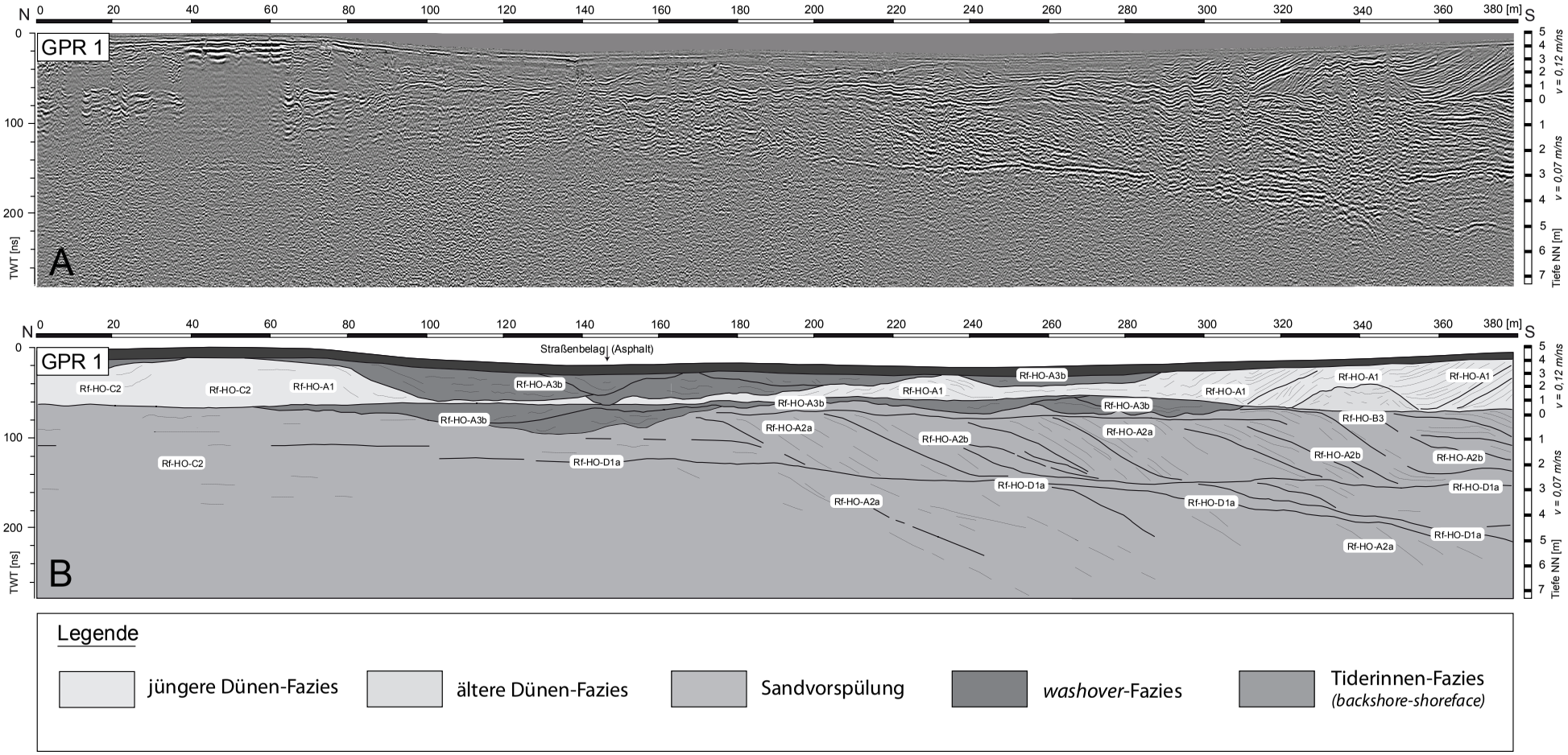


Abb. 4.10: *Das 380 m lange GPR-Profil 1 (200 MHz) verläuft von Norden nach Süden im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde. Zur Lage von GPR-Profil 1 siehe Abb. 4.1. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. C: Die Legende gilt für alle Profile aus den Untersuchungsgebieten Hörnum Odde und Hörnum Steintal. Quelle: erweitert nach* TILLMANN & WUNDERLICH *(2013).*

Georadar-Profil 2

Das 540 Meter lange, von Norden nach Süden verlaufende GPR Profil 2 (Abb. 4.11), zeigt im nördlichen Bereich eine maximale Erkundungstiefe von bis zu 280 ns TWT, die entsprechend der ermittelten Ausbreitungsgeschwindigkeit etwa -6,75 m NN beträgt. Die durchschnittliche Erkundungstiefe des gesamten Profils liegt jedoch nur zwischen 220 ns TWT (-4,5 m NN) und 240 ns TWT (-5,25 m NN) und nimmt nach Süden hin ab.

Die Bohrung 1 (Abb. 4.13) wurde in 115 m Entfernung vom nördlich gelegenen Startpunkt direkt auf der Georadar-Profilsstrecke eingebracht und bis zu einer Tiefe von 8 m unter der Geländeoberfläche bzw. -4,35 m NN abgeteuft. Insgesamt sind in GPR-Profil 2 (Abb. 4.11) 10 Radarfazies dokumentiert. Ähnlich wie in GPR-Profil 1 kommt die Radarfazies Rf-HO-A1 im oberen Bereich des Radargramms vor und schließt sich im nördlichen Bereich nahtlos an das südliche Ende von GPR-Profil 1 an. Rf-HO-A1 ist zudem am südlichen Profilende ab 260 m Länge stark ausgeprägt. Nach der topographischen Korrektur im Rahmen des vorangegangenen *Processings* bilden die Reflexionen von Rf-HO-A1 zwischen den Profilmetern 370 bis 540 eine Vollform. Dieser Transektabschnitt wurde bereits in Abbildung 3.19 (Kapitel 4.3.1.1) sowie in Tillmann & Wnderlich (2012) detailliert dargestellt und erörtert.

Der obere Profilabschnitt zwischen dem nördlichen Startpunkt und 340 m Länge wird von der Radarfazies Rf-HO-A4 eingenommen. Rf-HO-A4 umfasst moderat kontinuierliche bis diskontinuierliche Reflexionen mit schwacher Amplitude. Ausgehend vom nördlichen Profilstartpunkt bis zu einer Entfernung von 180 m dominieren innerhalb der Radarfazies von Rf-HO-A4 reflexionsfreie Bereiche ohne ausgeprägte interne Reflexionsmuster. Ab einer Entfernung von 180 m vom nördlichen Startpunkt ist die Radarfazies Rf-HO-A4 zunehmend wellenförmig ausgebildet und enthielt vor der Bearbeitung und der Migration vereinzelte und in unregelmäßigem Abstand verteilte Diffraktionshyperbeln. Die Untergrenze von Rf-HO-A4 liegt im Bereich des heutigen Grundwasserspiegels (Rf-HO-B1) bei 90 ns TWT und dementsprechend in einer Tiefe von 0 m NN.

Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A3b finden sich sowohl unter als auch knapp über dem heutigen Grundwasserspiegelniveau. Zwischen 90 m und 140 m Profillänge sowie zwischen 185 m und 270 m Profillänge scheiden sich *cut-and-fill*-Strukturen von Rf-HO-A3b in die unterlagernden Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A2b und Rf-HO-A2a bis in eine Tiefe von 130 ns TWT ein. Damit erreichen die *cut-and-fill*-Strukturen eine maximale Tiefe von -1,25 m NN.

Im südlichen Profilabschnitt zwischen 370 m und 510 m Entfernung vom Startpunkt schneidet sich Rf-HO-A3b bis zu einer Tiefe von 95 ns TWT in die umgebene Radarfazies Rf-HO-B3 wannenförmig ein und liegt damit auf dem Niveau des heutigen Grundwasserspiegels (Rf-HO-B1) von 0 m NN. Rf-HO-A3b zeigt in diesem Profilabschnitt kaum interne Reflexionen. An der Basis der wannenförmigen Reflexionsstrukturen von Rf-HO-A3b sind Diffraktionshyperbeln konzentriert, die jedoch im Rahmen des *Processings* weitestgehend aus den Daten herausgerechnet wurden. Nach oben hin ist Rf-HO-A3b klar von der Radarfazies Rf-HO-A1 abgegrenzt.

Die Radarfazies Rf-HO-B3 ist in Tiefen von 90 ns - 100 ns TWT ausgeprägt und befindet sich damit auf dem Niveau des heutigen Grundwasserspiegels (Rf-HO-B1). Mit zunehmender Tiefe gehen die annähernd horizontalen bis leicht in Richtung Süden einfallenden Reflektoren in die steiler und ebenfalls in südliche Richtung einfallenden Reflektoren der Radarfazies Rf-HO-A2b über.

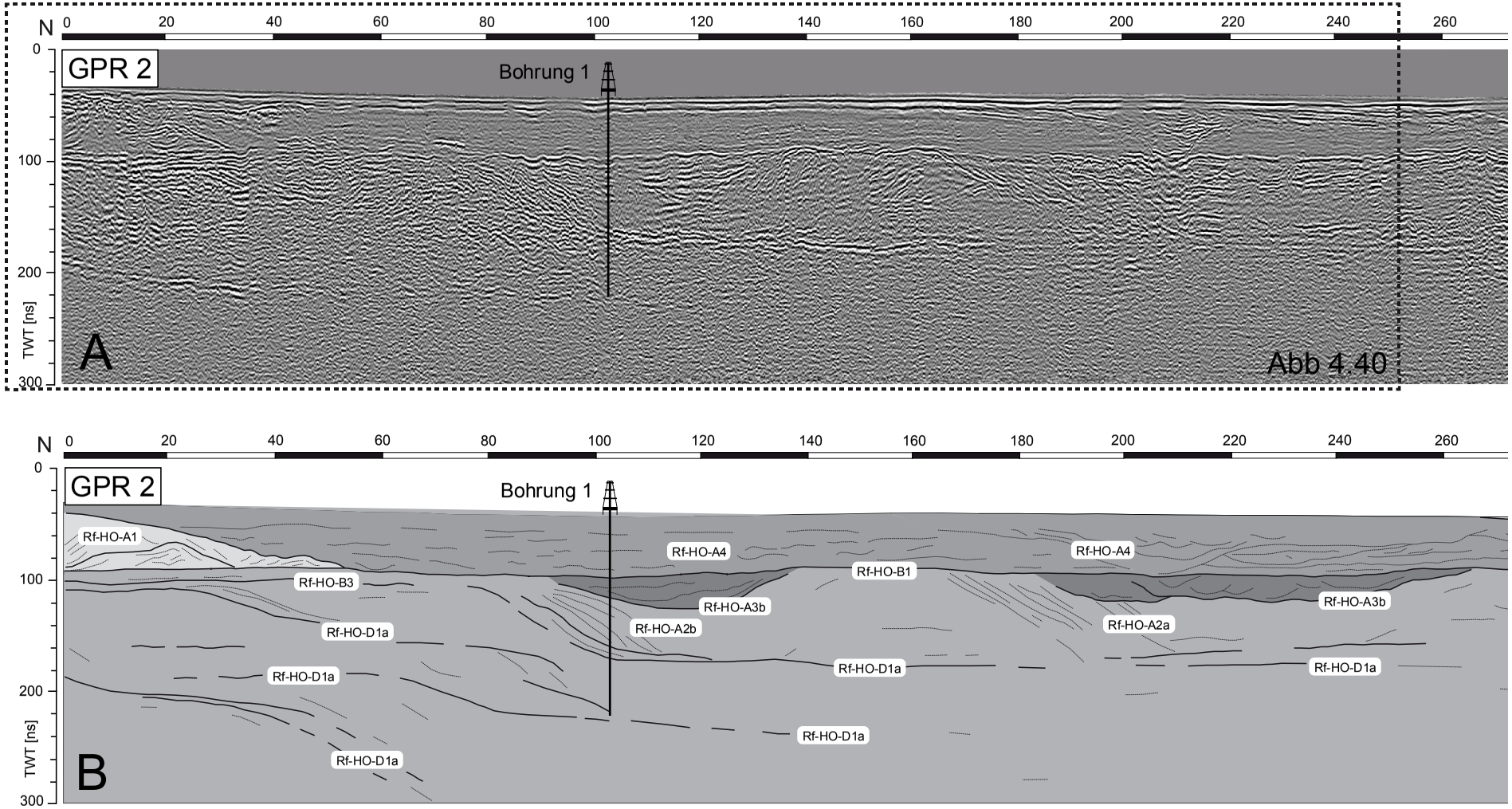


Abb. 4.11 (Teil 1): *Teil 1 von GPR-Profil 2 (200 MHz). GPR-Profil 2 ist insgesamt 540 m lang und verläuft von Norden nach Süden. Zur Lage von Bohrung 1 und GPR-Profil 2 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation mit Position der Bohrung 1. Legende siehe Abb. 4.10.*

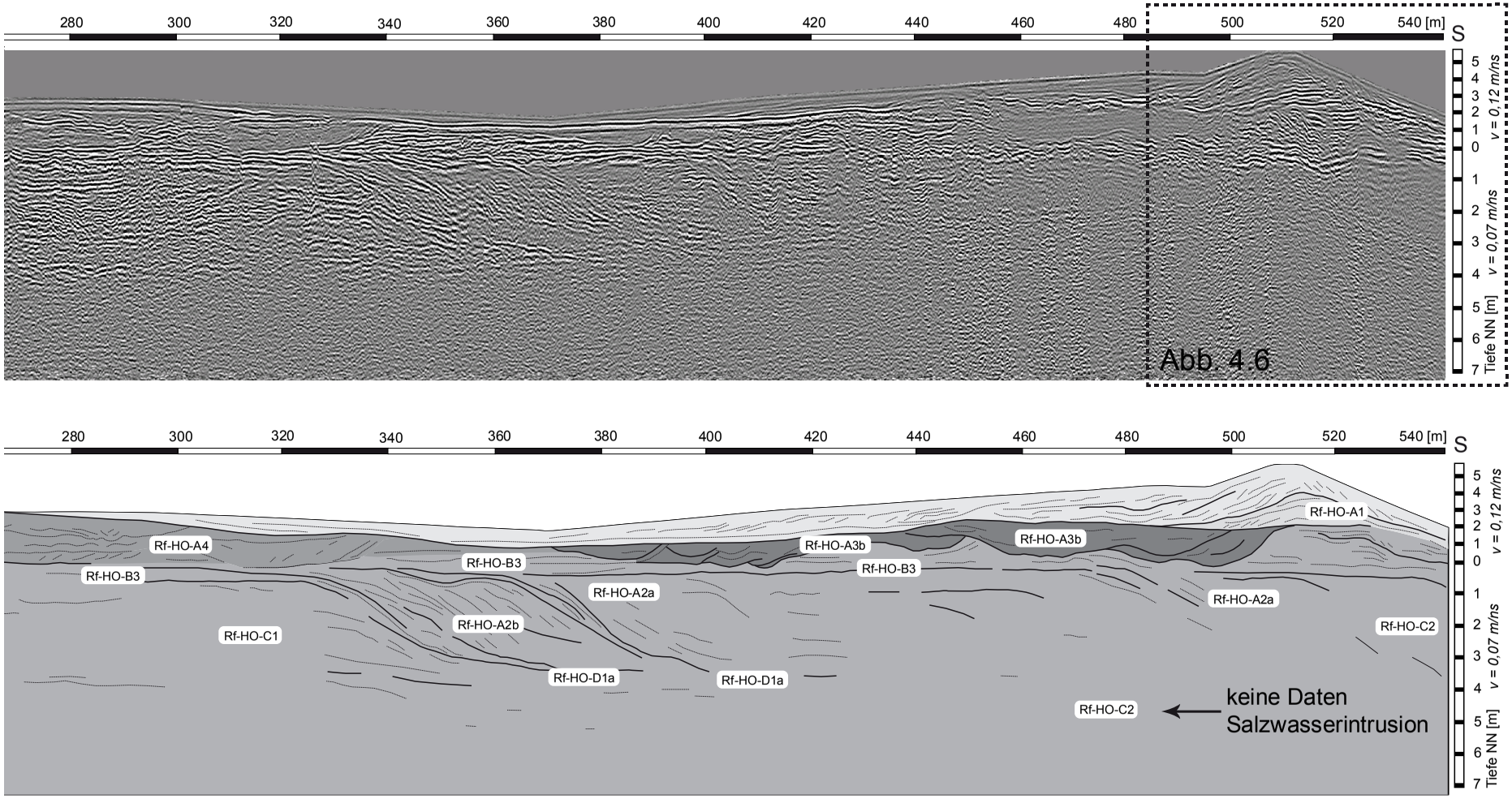


Abb. 4.11 (Teil 2): *Teil 2 von GPR-Profil 2 (200 MHz). GPR-Profil 2 ist insgesamt 540 m lang und verläuft von Norden nach Süden. Zur Lage von GPR-Profil 2 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.10.*

Reflexionsfreie Bereiche im GPR-Profil 2 sind hauptsächlich am südlichen Ende ab 440 m Profillänge festzustellen und werden unter Rf-HO-C2 zusammengefasst. Das südliche Profilende umfasst topographisch die küstennahe Vordüne und endet auf dem sich südlich anschließenden Strand der Hörnum Odde. Da der Strand im Einflussbereich von salzigem Grundwasser, bedingt durch eine vom Meer in Richtung Insel gerichtete Meerwasserintrusion, steht (Kapitel 3.2.4), führt dies in zunehmendem Maße zur Signaldämpfung und zur Abschwächung der Reflexionen im Radargramm. So sind im südlichen Profilbereich von GPR-Profil 2 insbesondere die Reflexionen unterhalb des Grundwasserspiegels (Rf-HO-B1) ab einer Tiefe von 100 ns TWT (0 m NN) deutlich gedämpft.

Wie auch in GPR-Profil 1 sind die Reflexionen von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b in einzelne Radarschichtpakete gebündelt, die durch Hauptreflektoren mit stärkerer Amplitude (durchgehende Linien in Abb. 4.11) oder Radarschichtflächen (Rf-HO-D1a) begrenzt werden. Die einzelnen Radarschichtpakete setzen sich auch in Profil 2 nach Süden hin fort. Auf diese Weise lassen sich in Profil 2 von Nord nach Süd insgesamt 9 von einander getrennte Radarschichtpakete abgrenzen. Ein deutlich ausgeprägtes Reflexionsbündel findet sich zwischen 330 m und 380 m Profillänge in einem Tiefenbereich von 95 ns - 190 ns TWT (-0,25 m NN bis -3,5 m NN). Reflektoren der Radarfazies Rf-HO-A2b verlaufen dort typischerweise im oberen Bereich oblique divergent und zeigen in ihrem unteren Ende *downlap*-Konfigurationen in Richtung der Radarschichtflächen von Rf-HO-D1a.

Georadar-Profil 3

Das GPR-Profil 3 (Abb. 4.12) wurde bereits in Tillmann & Wunderlich (2011b) publiziert. Das östlich des Odde Wais verlaufende Profil hat eine Länge von 438 m und wurde an drei Stellen durch die Bohrungen 2, 4 und 10 angebohrt. Das Profil verläuft auf natürlichem, sandigem Untergrund. Hinsichtlich der Vegetation dominiert der Strandhafer (*Ammophila arenaria*) auf der ansonsten spärlich bewachsenen Transektstrecke. Im Bereich der Bohrungen 4 und 10 wurden zusätzliche, dreidimensionale Georadar-Profile gemessen (Abb. 4.1), die in die Interpretation mit einfließen.

Bohrung 4 (Abb. 4.14) befindet sich in 32 m Entfernung vom nördlich gelegenen Startpunkt des Profils und erreicht eine Bohrtiefe von 7,5 m unter der Geländeoberfläche (ca. -4,45 m NN). Die Bohrungen 2 und 10 wurden in 151 m und 235 m Entfernung vom Startpunkt eingebracht. Bohrung 2 wurde dabei bis zu einer Tiefe von 8 m unter der Geländeoberfläche (-4,25 m NN) abgeteuft. Die Bohrtiefe von Bohrung 10 entspricht mit 5 m unter der Geländeoberfläche einer Tiefe von -2 m NN.

Die maximale Eindringtiefe des elektromagnetischen Signals beträgt in GPR-Profil 3 etwa 250 - 260 ns TWT (-6 m NN). Wie schon in GPR-Profil 2 beobachtet, nimmt auch in GPR-Profil 3 die maximale Erkundungstiefe in Richtung Süden ab. In Radargramm 3 lassen sich 10 Radarfazies unterscheiden (Abb. 4.12).

Bis zu einer Entfernung von 153 m vom nördlichen Startpunkt des Profils dominieren bis in eine Tiefe von 80 ns TWT (-0,15 m NN) einfallende Reflektoren der Radarfazies Rf-HO-A1. Der Profilanfang von GPR-Profil 3 wird zusätzlich in Abbildung 3.3 (Kapitel 3.2.1) gezeigt und wurde vorab in Tillmann & Wunderlich (2012) publiziert. In dem 400 MHz Radargramm aus Abbildung 3.3 Bild A (Kapitel 3.2.1) lassen sich die Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A1 besonders deutlich erkennen. Rf-HO-A1 ist darüber hinaus noch am südlichen Profilende nachzuweisen. Ein dritter Profilabschnitt, in dem Rf-HO-A1 vorkommt, befindet sich zwischen den Profilmetern 186 und 255. Dort wird die Obergrenze von Rf-HO-A1 durch eine *erosional truncation*

Reflektorbeziehung beschrieben. Die Reflektoren von Rf-HO-A1 werden dort im Hangenden durch Reflektoren der Radarfazies Rf-HO-A4 gekappt. Im Profilbereich zwischen 120 m und 205 m Entfernung vom Startpunkt werden die Reflektoren zudem durch konkave, wannenförmige *cut-and-fill*-Strukturen der Radarfazies Rf-HO-A3b durchbrochen, die sich bis zu einer Tiefe von 0,25 m NN einschneiden. Überdies ist Rf-HO-A3b im Profilbereich zwischen 290 m und 415 m Profillänge vertreten und kommt dort in einer Tiefe zwischen 1,5 NN und -0,15 m NN vor.

Ab einer Entfernung von 135 m ausgehend vom nördlichen Profilanfang bis zum südlichen Profilende wird der obere Bereich des Radargramms durch Reflektoren der Radarfazies Rf-HO-A4 eingenommen, die dort bis zu einer Tiefe von 60 ns - 70 ns TWT (0,5 m NN) vorkommen. Vor allem im südlichen Profilabschnitt ist Rf-HO-A4 durch unruhige, zunehmend wannenförmige Reflexionen mit schwacher Amplitude gekennzeichnet. Diese schneiden sich dort erosiv in die unterlagernden Reflexionen von Rf-HO-A3b ein.

Annähernd horizontale, planare bis leicht wellenförmige Reflektoren der Radarfazies Rf-HO-B3 sind in Profil 3 ab einer Entfernung von 180 m vom nördlichen Profilanfang bis zum südlichen Profilende im Tiefenbereich zwischen 60 und 100 ns TWT (0,5 m NN bis -0,75 m NN) zu beobachten. Zwischen 200 m und 350 m Profillänge schneiden die Reflektoren von Rf-HO-B3 die unterlagernden Reflektoren der Radarfazies Rf-HO-A2a, die dadurch in ihrem oberen Bereich eine *toplap* Konfiguration aufweisen.

Wie in den GPR-Profilen 1 und 2 (Abb. 4.10 und 4.11) sind die Reflexionen von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b in einzelne Radarschichtpakete gebündelt. Die sigmoidal geformten Reflektoren von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b verlaufen im oberen Bereich oblique divergent und enden in der Regel mit deinem *downlap* auf den nach Süden einfallenden Radarschichtflächen von Rf-HO-D1a und Rf-HO-D1b. Die interne Geometrie von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b kann vom Hangenden zum Liegenden in leicht einfallende *topset*-Schichten, steiler einfallende *foreset*-Schichten und flacher auslaufende *bottomset*-Schichten gegliedert werden. Besonders deutlich wird dies im nördlichen Profilbereich zwischen 0 m und 150 m Profillänge und einer Tiefe ab 80 ns TWT.

Im Radargramm 3 sind zwei unterschiedliche Radarschichtflächen erkennbar. An der Basis der Radarschichtfläche Rf-HO-D1a ließen sich zahlreiche Diffraktionshyperbeln nachweisen. Zwar verteilen sich die Diffraktionshyperbeln entlang der gesamten Radarschichtfläche, sind dennoch im unteren, weniger stark geneigten Bereich, zunehmend konzentriert. Abbildung 4.9 zeigt einen Ausschnitt des nördlichen Profilbereichs mit den vor der Migration im Radargramm enthaltenen Hyperbeln.

Die Radarschichtfläche von Rf-HO-D1b weist dagegen nur gelegentlich Diffraktionshyperbeln auf. Obgleich der mit zunehmender Tiefe stärker werdenden Dämpfung des Untergrund sind die Radarschichtflächen von Rf-HO-D1a und Rf-HO-D1b durch eine sehr starke Amplitude gekennzeichnet. Die starke Amplitude ließ sich bereits in den Rohdaten feststellen und wurde im Zuge des *Processing* z. B. durch die *gain*-Funktion keineswegs gesondert hervorgehoben. In GPR-Profil 3 lassen sich von Nord nach Süd insgesamt 5 dieser Radarschichtflächen bis in eine Tiefe von 250 ns TWT (-6 m NN) verfolgen.

Durch zusätzliche Messungen mittels einer niedrigfrequenteren 100 MHz Georadarantenne in diesem Gebiet konnte der Verlauf der Radarschichtflächen Rf-HO-D1a und Rf-HO-D1b bis in Tiefen von 350 ns - 400 ns TWT (ca. -10 m NN) verfolgt werden (vgl. Abbildung 3.3 Bild C in Kapitel 3.2.1).

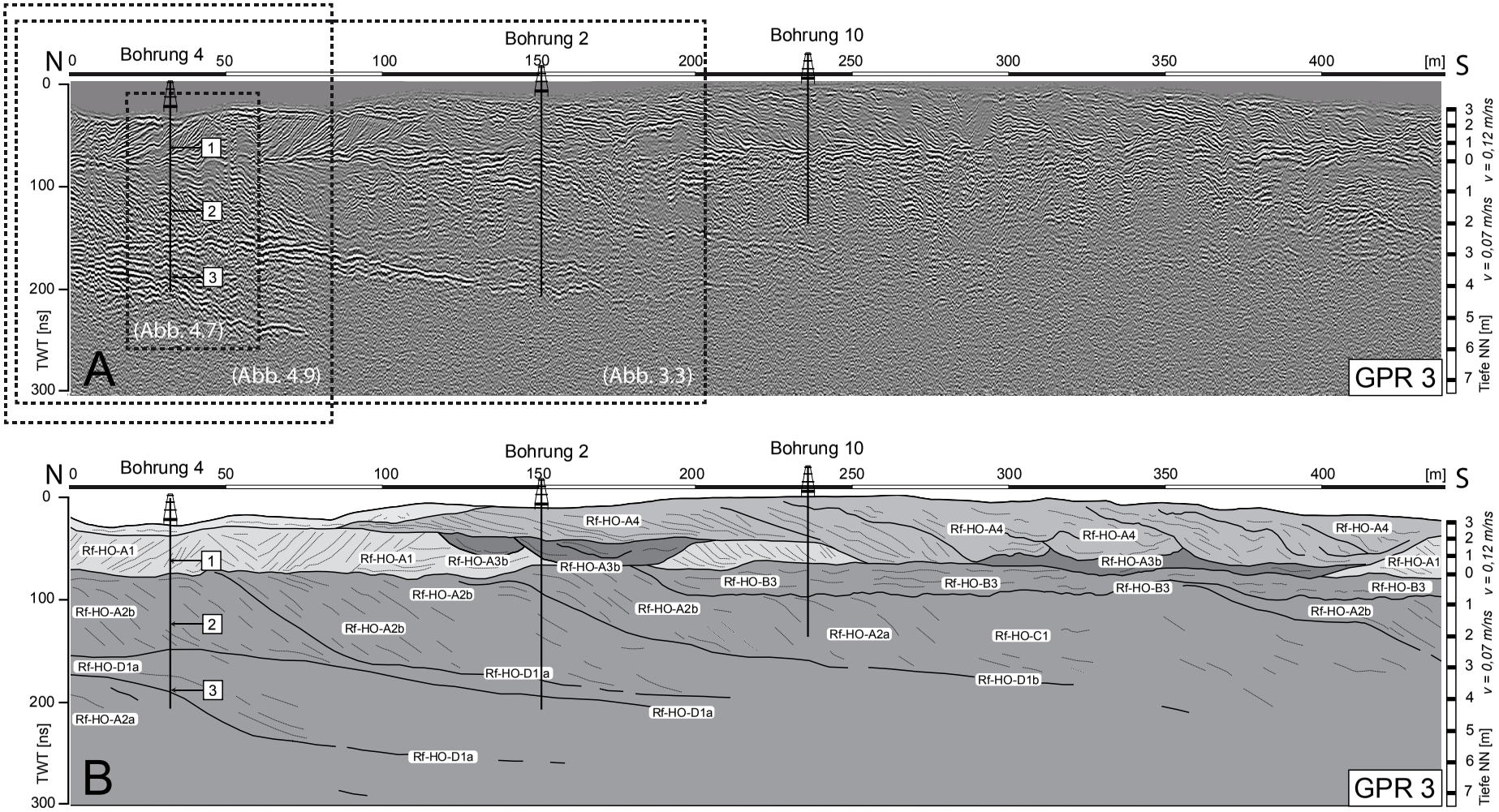


Abb. 4.12: *GPR-Profil 3 (200 MHz) verläuft auf einer Länge von 438 m von Norden nach Süden. Zur Lage der Bohrungen und des GPR-Profils im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1. A: Radargramm nach Processing und topographischer Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation mit Position der Bohrungen (B4, B2, B10). Legende siehe Abb. 4.10. Quelle: verändert nach* Tillmann & Wunderlich *(2011b, 2014).*

Die bereits im GPR-Profil 2 nachgewiesene Zunahme der Dämpfung im südlichen Profilabschnitt kann auch im GPR-Profil 3 bestätigt werden und wird durch die Radarfazies Rf-HO-C2 beschrieben. Die Radarfazies Rf-HO-C1 entspricht undefinierten Bereichen im Radargramm, die keinem dominierenden Reflexionsmuster zuzuordnen sind. Ein solcher Bereich ist im Profil 3 zwischen 280 m und 340 m Entfernung vom Startpunkt in einer Tiefe von 100 ns - 150 ns TWT gegeben und ist vermutlich auf die Überlagerung von schwachen internen Reflexionen mit uneinheitlicher Struktur und uneindeutigem Einfallen und die in südliche Richtung zunehmende Dämpfung im Untergrund zurückzuführen.

Bohrung 1

Die Bohrung 1 befindet sich auf der Transektstrecke von GPR-Profil 2 und wurde in 115 m Entfernung vom nördlichen Startpunkt bis zu einer Tiefe von 8 m unter der Geländeoberfläche abgeteuft (Abb. 4.11). Dies entspricht einer absoluten Tiefe von ca. -4,35 m NN. Insgesamt wurden Korngrößenanalysen an 35 Sedimentproben aus Bohrkern 1 durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 4.13 dargestellt. Die Bohrung lässt sich in drei stratigraphische Einheiten unterteilen.

Oberflächennah bis zu einer Bohrtiefe von 2,10 m dominieren die Spülsande (Rf-HO-A4) der an dieser Stelle im Jahre 1983 als Dünenverwallung eingebrachten Sandvorspülung (siehe Kapitel 2.5.1). Dabei handelt es sich um mäßig (0,87 φ) bis schlecht sortierte (1,11 φ) Mittel- und Grobsande. Die mittlere Korngröße der Spülsande beträgt 1,26 φ - 0,65 φ. Die Korngrößenverteilung von Rf-HO-A4 ist bimodal bis trimodal und zeigt eine negative Schiefe.

Markant an den Spülsanden ist der deutliche Anteil an zum Teil gut erhaltenen Muscheln und Schnecken. Bereits an der Oberfläche des Spülfelds bei Bohrung 1 wurden ganze Gehäuse der Herzmuschel (*Cerastoderma edule*), der Auster (*Ostrea edulis*), *der* Miesmuschel (*Mytilus edulis*) und der Pfeffermuschel (*Scrobicularia plana*) gefunden. Ebenso konnten Gehäuse der Wellhornschnecke (*Buccinum undatum*) und der sich seit den 1980er Jahren invasiv in der Deutschen Bucht ausbreitenden amerikanischen Schwertmuschel (*Enis directus*) nachgewiesen werden. Das Vorkommen der im tieferen Wasser der Nordsee lebenden Wellhornschnecke und der amerikanischen Schwertmuschel in den oberflächennahen Spülfeldern spricht für eine Sandentnahme aus größeren Wassertiefen und die anschließende „künstliche" Sedimentation in Form einer Sandvorspülung oder Dünenverwallung. Ab einer Bohrtiefe von 2,10 m gehen die Spülsande in die besser sortierten Mittelsande der Einheit des Liegenden über.

Die mittlere Einheit (vgl. Abb. 4.13) zeigt insgesamt eine *fining-upward*-Sequenz. An der Basis der Einheit in 3,30 m Tiefe dominieren schlecht sortierte (1,26 φ - 1,13 φ) Grobsande (0,59 φ - 0,91 φ) mit deutlichen Schillanteilen und Kiesen (Abb. 4.13 Bild 2). Zum Hangenden werden die Sande mit 1,19 φ - 1,59 φ feinkörniger und die Sortierung mit 0,95 φ - 0,53 φ deutlich besser. Die Sande der mittleren Einheit werden als *washover*-Ablagerungen interpretiert. Die *fining-upward* Gradierung spiegelt die Abnahme der Strömungsenergie zum Ende des *overwash*-Prozesses wieder. Die verbesserte Sortierung kann durch die äolische Aufbearbeitung der *washover*-Sande im Hangenden erklärt werden. Im Bereich zwischen 2,10 m - 2,20 m Tiefe hat sich ein dunkler Humushorizont gebildet (Abb. 4.13). Der graubraune Humus unterscheidet sich im Bohrkern deutlich von den hellen Spülsanden des Hangenden und repräsentiert die ehemalige Geländeoberfläche, die sich vor der Sandvorspülung auf den *washover*-Flächen gebildet hat. Die Korngrößenverteilung dieser Landoberfläche ist im Histogramm in Abbildung 4.13 (Bild 1) dargestellt.

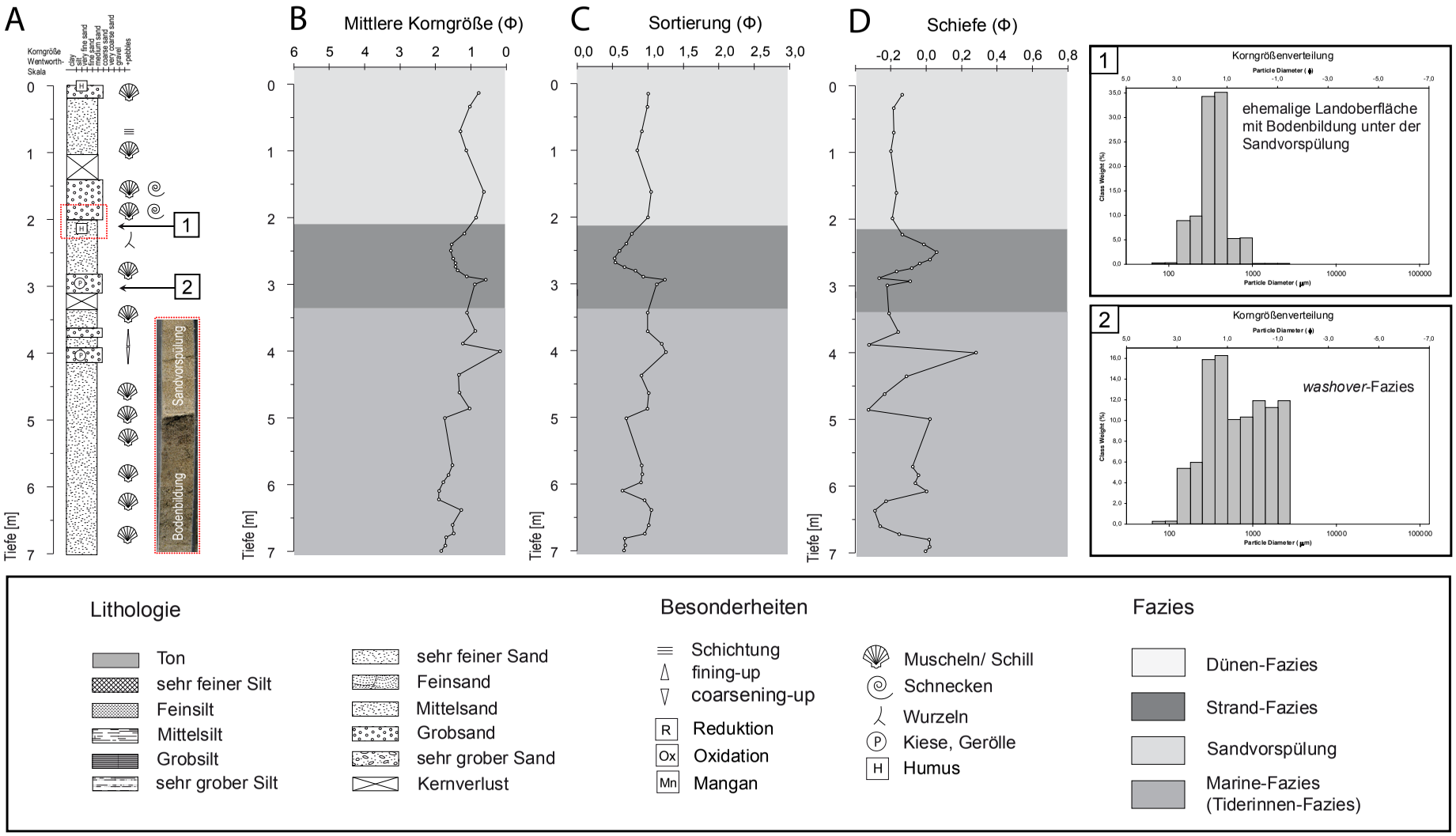


Abb. 4.13: *A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung 1. Zur Position von Bohrung 1 siehe Abb. 4.1. Die angefügte Legende gilt für alle weiteren Bohrungen aus dem Untersuchungsgebiet Hörnum Odde und Hörnum Steintal und entspricht farblich der Legende (Abb. 4.10) der GPR-Profile. Bild 1 zeigt die Korngrößenverteilung der ehemaligen Landoberfläche, die sich auf den Washover-Sedimenten (Bild 2) gebildet hat, bevor Sandvorspülung durchgeführt wurde.*

Die unterste Einheit von Bohrung 1 besteht aus einer Wechsellagerung von Mittel- und Grobsanden mit vereinzelt eingeschalteten Schilllagen. Die mittlere Korngröße der untersten Einheit reicht von 1,89 φ (Mittelsand) bis 0,21 φ (Grobsand). Die Sortierung ist mäßig gut (0,69 φ) bis schlecht (1,01 φ). Die unterste sedimentologische Einheit wird aufgrund des hohen Anteils an Muscheln und Bioklasten als rein marine Fazies aus dem *foreshore-shoreface* Niveau gedeutet. Gehäuse und Schalenreste der Herzmuschel (*Cerastoderma edule*), der Sandklaffmuschel *(Mya arenaria),* der Miesmuschel (*Mytilus edulis*) und der Pfeffermuschel (*Scrobicularia plana*) wurden mittels der Aminosäure-Racemisierung datiert (siehe Kapitel 4.3.3).

Bohrung 4

Die Bohrung 4 wurde in das GPR-Transekt 3 eingebracht und befindet sich 32 m nördlich von dessen Startpunkt (Abb. 4.12). Es wurde eine Bohrtiefe von 7,5 m unter der Geländeoberfläche bzw. eine tatsächliche Tiefe von -4,45 m NN erreicht. An insgesamt 34 Proben aus Bohrkern 4 wurden Korngrößenanalysen durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 4.14 dargestellt.

Die Bohrung kann in die folgenden sedimentologischen Einheiten unterteilt werden. Die oberste Einheit reicht bis zu einer Bohrtiefe von 3,38 m und besteht aus gut bis mäßig sortiertem Mittelsand. Wurzeln des Strandhafers (Ammophila arenaria) kommen bis zu einer Tiefe von 0,65 m vor. Eine Humusauflage ist bis zu einer Tiefe von 8 cm nachzuweisen. Generell zeigt diese oberste Einheit nur geringe Abweichungen hinsichtlich der Korngröße und Sortierung. So bewegt sich die mittlere Korngröße zwischen 1,79 φ und 1,26 φ. Die Sortierung variiert zwischen 0,87 φ und 0,46 φ. Eine typische Korngrößenverteilung ergibt sich aus Abbildung 4.14 (Bild 1). Die relativ gute Sortierung der Mittelsande der obersten Einheit lässt auf hochselektive Ablagerungsbedingungen schließen. Diese sind im Barriereinselkomplex in der Regel durch den äolischen Transport gewährleistet (vgl. Bristow 2009; Davis 1992; Hayes 1980; Tucker 1985). Dementsprechend wird die oberste Einheit als holozäner Dünensand interpretiert. Eine Diskordanz in 3,38 m Bohrtiefe bildet die Grenze der Dünen-Fazies zum Liegenden und ist charakterisiert durch schlecht sortierte (1,12 φ) Grobsande (0,47 φ).

Bei den Sedimenten des Liegenden handelt es sich um eine Wechsellagerung von Grob-, Mittel- und Feinsanden. Die mittlere Korngröße der unteren sedimentologischen Einheit liegt im Bereich von 0,15 φ (Grobsand) - 2.19 φ (Feinsand). Die Sortierung bewegt sich zwischen 0,62 φ - 1,39 φ. Mittel- und Grobsandlagen sind mäßig bis schlecht sortiert (0,86 φ - 1,39 φ) und beinhalten häufig grobe Komponenten wie Kiese, Gerölle, Muscheln und Schill. Eingeschaltete Feinsandlagen weisen eine bessere Sortierung (0,64 φ - 0,62 φ) auf und enthalten keine Kiese und Bioklasten. Eine charakteristische Korngrößenverteilung der Feinsandlagen geht aus Abbildung 4.14 (Bild 2) hervor.

Charakteristisch für die unterste Sedimenteinheit sind markante Schilllagen sowie das Vorkommen von Kiesen und Geröllen. Diese konzentrieren sich im Bereich der in den Radargrammen als Radarschichtflächen (Rf-HO-D1a) eingezeichneten Schichten, die sedimentologisch Erosionsdiskordanzen darstellen. Die Korngrößenverteilung dieser Erosionsdiskordanzen zeigt Abbildung 4.14 (Bild 3).

Die Sedimente des Liegenden werden aufgrund des hohen Anteils an Muscheln und Bioklasten als rein marine Sande interpretiert. Es handelt sich um Ablagerungen aus dem Vorstrandbereich (foreshore) die zum Liegenden allmählich in shoreface Sedimente der Tiderinne übergehen. Für die zeitliche Einordnung mittels der AAR-Methode wurden Schalenreste der Herzmuschel (Cerastoderma edule) und der Miesmuschel (Mytilus edulis) herangezogen (vgl. Kapitel 4.3.3).

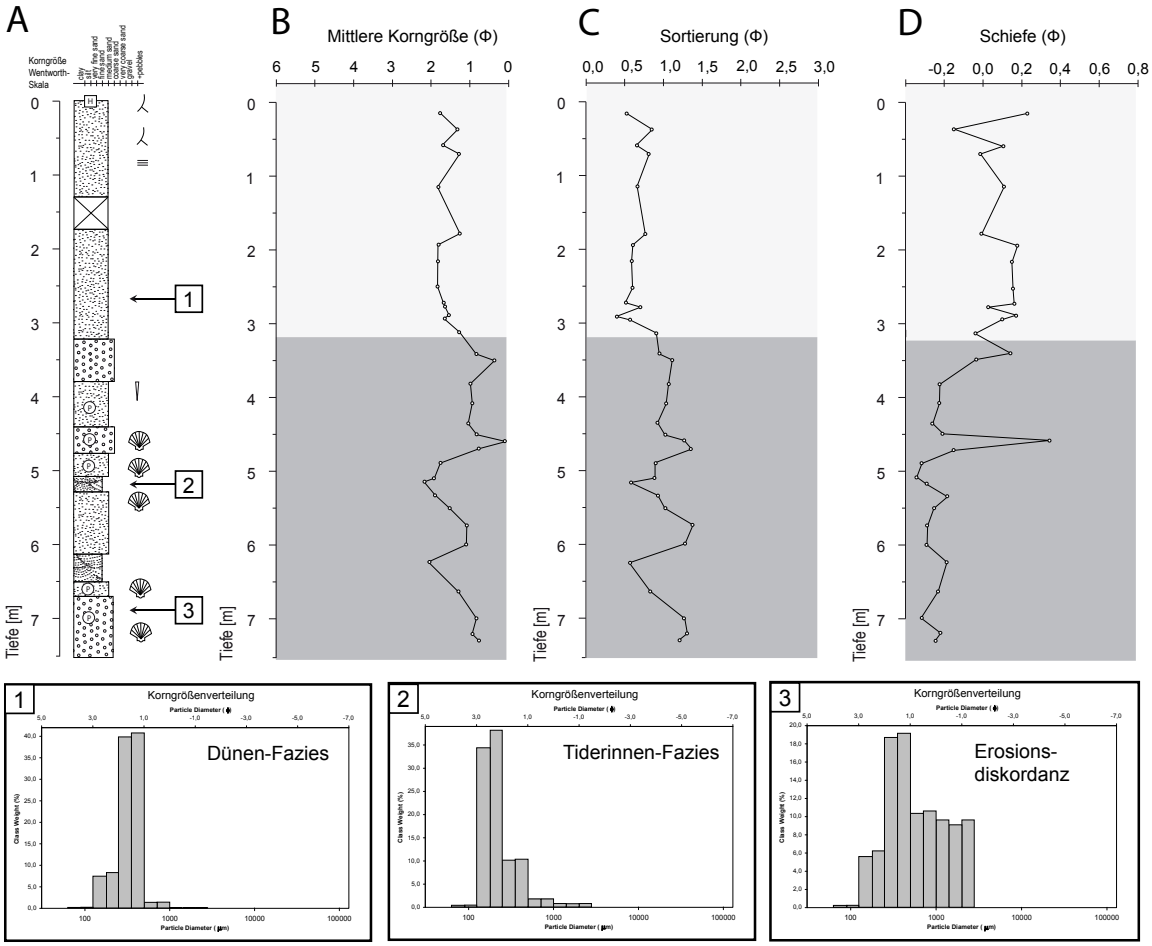


Abb. 4.14: *A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung 4. Zur Position von Bohrung 4 siehe Abb. 4.1 u. Abb. 4.12. Die Legende ist in Abb. 4.13 dargestellt. Die Histogramme 1 - 3 zeigen typische Korngrößenverteilungen der Dünen- und Tiderinnen-Fazies sowie der Erosionsdiskordanzen.*

Bohrung 2

Die Bohrung 2 befindet sich auf der Transektstrecke von GPR-Profil 3 (Abb. 4.12) und wurde in einer Entfernung von 151 m vom nördlichen Profilstart bis zu einer Tiefe von 8 m bzw. -4,25 m NN abgeteuft. Aus Bohrung 2 wurden insgesamt 40 Proben für korngrößenanalytische Untersuchungen entnommen. Die Ergebnisse der Analysen sind in Abbildung 4.15 zu sehen.

Das Bohrprofil 2 lässt mit nur 3 cm eine geringmächtige Humusauflage erkennen. Tiefgreifende Wurzeln fehlen ganz. Die oberste sedimentologische Einheit setzt sich aus Mittel- und Grobsanden (0,86 φ - 1,18 φ) zusammen, die mit Werten zwischen 1,02 φ und 1,07 φ eine schlechte Sortierung aufweisen. Eine für diese Einheit kennzeichnende Korngrößenverteilung geht aus Abbildung 4.15 (Bild 2) hervor. Charakteristisch für die oberste sedimentologische Einheit sind viele gut erhaltene Muscheln und Schnecken. Muscheln kommen zwar im ganzen Bohrkern ab einer Tiefe von 0,5 m vor. Bis zu einer Tiefe von 1,25 m wurden jedoch vorwiegend ganze Gehäuse der Herzmuschel (*Cerastoderma edule*) und der Pfeffermuschel (*Scrobicularia plana*) gefunden. Die Auster (*Ostrea edulis*), die Sandklaffmuschel *(Mya arenaria),* die Miesmuschel (*Mytilus edulis*) und die amerikanischen Schwertmuschel (*Enis directus*) konnten aufgrund ihrer Größe im Bohrstock nur anhand von Bruchstücken nachgewiesen werden.

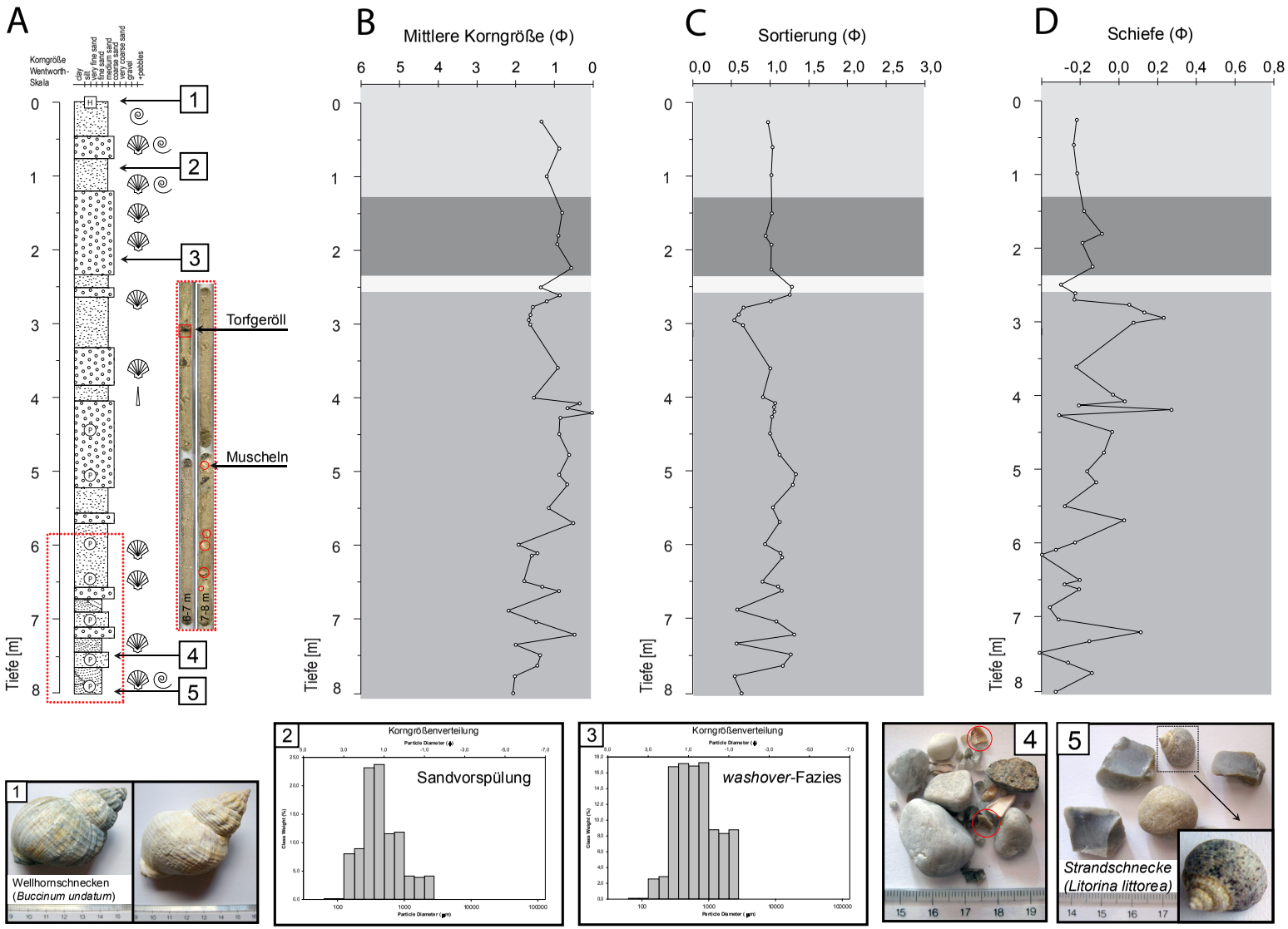


Abb. 4.15: *A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung 2. Zur Position von Bohrung 2 siehe Abb. 4.1 u. Abb. 4.12. Legende siehe Abb. 4.13. Bild 1 zeigt Fotos, der in den Vorspülsanden (Bild 2) vorkommenden Wellhornschnecke. Eine typische Korngrößenverteilung der washover-Fazies geht aus dem Histogramm aus Bild 3 hervor. Die Bilder 4 und 5 zeigen exemplarisch das Gesteins- und Molluskeninventar der Tiderinnen-Fazies.*

Marine Schnecken kommen in Bohrung 2 bis zu einer Tiefe von 1,25 m vor. Wie auch in Bohrung 1 wurden auch in unmittelbarer Umgebung von Bohrung 2 an der Oberfläche große, intakte Gehäuse der Wellhornschnecke (*Buccinum undatum*) gefunden (Abb. 4.15 Bild 1). In Übereinstimmung mit Bohrung 1 handelt es sich bei der obersten sedimentologischen Einheit in Bohrung 2 um die als Sandvorspülung eingebrachten Spülsande (Abb. 4.15 Bild 2).

Eine Abgrenzung der obersten Einheit zum Liegenden allein auf Grundlage der Korngrößenstatistik ist schwierig. Ein abruptes Verschwinden der marinen Schnecken und der Abgleich mit Radargramm 3 sprechen für eine Grenze in ca. 1,25 m Tiefe. Ferner liegen Muscheln in einer Tiefe von 1,25 m bis 2,45 m fast ausschließlich in Form von Schill vor.

Die Sedimenteinheit zwischen 1,25 m bis 2,45 m Tiefe setzt sich aus relativ homogenem Grobsand (0,61 φ - 0,96 φ) zusammen, der eine mäßige bis schlechte Sortierung (0,95 φ - 1,09 φ) offenbart. Abbildung 4.15 (Bild 3) zeigt eine typische Korngrößenverteilung dieser Einheit. Wie auch in Bohrung 1 wird die Einheit als *washover*-Fazies gedeutet. Im Vergleich zu Bohrung 1 zeigen die *washover*-Sedimente allerdings eine weniger stark ausgeprägte *fining-upward* Gradierung.

Zwischen 2,45 m und 2,53 m Bohrtiefe ist kein Schill nachzuweisen. Die mittlere Korngröße dieser Schicht liegt bei 1,36 φ (Mittelsand) und die Sortierung beträgt 1,29 φ. Das abrupte Fehlen jeglicher Schillkomponenten deutet auf einen Fazieswechsel hin. Aus Radargramm 3 ist ersichtlich, dass es sich hierbei um alte Dünenreste handelt, die im Hangenden durch die *cut-and-fill*-Strukturen der *washover*-Ablagerungen erodiert wurden.

Im Liegenden folgen ab einer Tiefe von 2,53 m mit einer Wechsellagerung von Fein-, Mittel- und Grobsand rein marine *foreshore* bis *shoreface* Ablagerungen der Tiderinnen-Fazies. Die mittlere Korngröße der untersten Einheit nimmt Werte zwischen 0,09 φ (Grobsand) und 2,22 φ (Feinsand) an. Die Sortierung ist mäßig gut (0,52 φ) bis schlecht (1,37 φ). Eingeschaltete Schilllagen sind häufig und kommen meist in Kombination mit Kiesen und Geröllen vor (Abb. 4.15 Bild 4 und Bild 5). Neben den typischen Geröllen des baltisch-skandinavischen Geschiebespektrums wurden auch gut gerundete Torfgerölle im Bohrstock nachgewiesen. In einer Bohrtiefe von 7,85 m wurde ein intaktes Gehäuse der Strandschnecke (*Littorina littorea*) gefunden (Abb. 4.15 Bild 5). Für die Datierungen mittels Aminosäure-Racemisierung wurden Gehäuse der Herzmuschel (*Cerastoderma edule*), der Sandklaffmuschel *(Mya arenaria),* der Miesmuschel (*Mytilus edulis*) und der Pfeffermuschel (*Scrobicularia plana*) herangezogen (vgl. Kapitel 4.3.3). Die Gehäuse lagen zum Teil als intakte Schalenklappen vor. In den Schilllagen beschränkte sich die Datierung auf Schalenbruchstücke.

Bohrung 10

Bohrung 10 (Abb. 4.16) wurde ebenfalls in das GPR-Profil 3 (Abb. 4.12) eingebracht. Der Bohrpunkt befindet sich in 235 m Entfernung vom nördlichen Profilstart. Die Bohrung wurde bis zu einer Tiefe von 5 m unter der Geländeoberfläche abgeteuft (-2 m NN). Es wurden insgesamt 20 Proben granulometrisch untersucht.

Bohrung 10 lässt sich grob in drei sedimentologische Einheiten unterteilen. Wie auch in den Bohrungen 1 und 2 wird die oberste Einheit von der Sandvorspülung eingenommen (Rf-HO-A4). Diese lässt sich bis zu einer Bohrtiefe von 1,95 m nachweisen und zeichnen sich durch schlecht sortierte Mittel- und Grobsande mit einer durchschnittlichen Korngröße von 0,75 φ aus. Eine typische Korngrößenverteilung der Spülsande ist aus Abbildung 4.16

(Bild 1) zu entnehmen. Schnecken und Muscheln der Gattungen *Cerastoderma edule*, *Scrobicularia plana, Ostrea edulis, Mytilus edulis* sind häufig und kommen vorwiegend in Form von intakten Gehäusen und Schalenklappen vor.

Der Tiefenbereich zwischen 1,95 m und 2,52 m ist durch Mittelsande (1,13 φ) geprägt, die ähnlich wie die zwischen 2,45 m und 2,53 m Bohrtiefe eingeschalteten Mittelsande aus Bohrung 2 auf einen alten Dünenrest zurückzuführen sind, der im Hangenden erodiert und rezent durch die Spülsande der Sandvorspülung bedeckt ist. Das Histogramm aus Abbildung 4.16 (Bild 2) zeigt die Korngrößenverteilung des Dünenrestes.

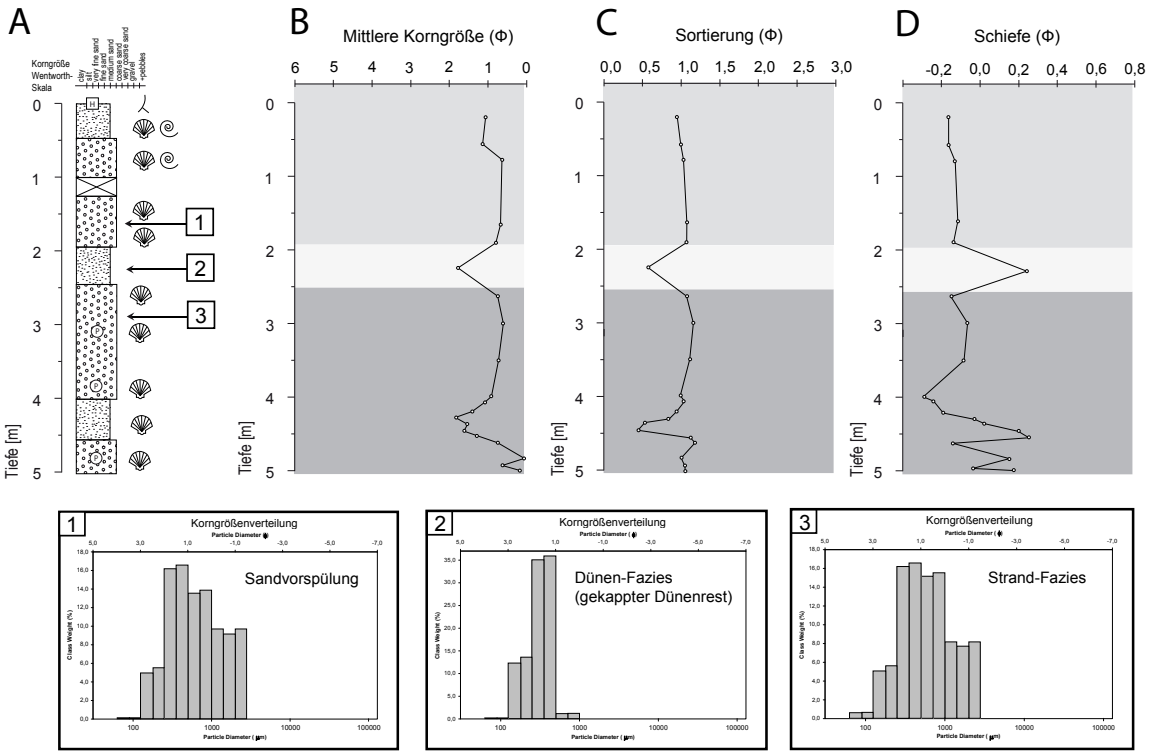


Abb. 4.16: *A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung 10. Zur Position von Bohrung 10 siehe Abb. 4.1 u. Abb. 4.12. Die Legende ist in Abb. 4.13 dargestellt. Die Histogramme 1 - 3 zeigen typische Korngrößenverteilungen der Sandvorspülung, der Dünen-Fazies und der Strand-Fazies.*

Die Dünenbasis bilden schillreiche marine Grobsande (0,58 φ - 0,69 φ), die als Strand-Fazies interpretiert werden. Eine typische Korngrößenverteilung der Strandsande zeigt Abbildung 4.16 (Bild 3). Mit zunehmender Tiefe gehen die Strandsande in die ebenfalls vorwiegend grobsandigen Vorstrand- und Tiderinnenablagerungen des *foreshore* und *shoreface* Niveaus über. Eingeschaltete schillführende Schichten kommen häufig in Kombination mit gut bis moderat gerundeten Kiesen vor. Muschelschalen und Schill der Herzmuschel (*Cerastoderma edule*) und der Pfeffermuschel (*Scrobicularia plana*) wurden für AAR-Datierungen verwendet (siehe Kapitel 4.3.3).

4.3.2.2 Georadar-Profile 4 - 9 und Bohrungen 5 + 6

Die Georadar-Profile 4 - 9 wurden allesamt im Norden der Hörnum Odde in einem unter Naturschutz stehenden Dünengebiet östlich des Odde Wais gemessen (Abb. 4.1). Die östliche Grenze bildet der sich unmittelbar an die Dünen anschließende Wald südlich des Hörnumer Leuchtturms. Im Norden und Westen wird das Gebiet durch die angrenzende Bebauung und die Privatgrundstücke der Kersig-Siedlung begrenzt. Aufgrund starker topographischer Höhenunterschiede konnten in unmittelbarer Umgebung zur „Weißen Düne" (vgl. Abb. 4.1) keine GPR-Daten erhoben werden. Das Dünengebiet setzt sich aus Grau- und Braundünen zusammen. Die vorherrschende Vegetation ist durch Heide (*Empertrum nigrum*, *Calluna vulgaris*, *Salix repens*) geprägt. Am Weges- und Waldrand gedeihen Sträucher der Kamtschatka-Rose (*Rosa rugosa*).

Georadar-Profil 4

GPR-Profil 4 (Abb. 4.17) wurde vorab in Tillmann & Wunderlich (2013) veröffentlicht. Das Transekt verläuft von West nach Ost auf einer Länge von 121 m. Oberhalb des Grundwasserspiegels wurde eine durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle von 0,12 m/ns ermittelt. Unterhalb des Grundwasserspiegels verlangsamt sich die Ausbreitungsgeschwindigkeit und beträgt durchschnittlich 0,09 m/ns. In GPR-Profil 4 wird eine maximale Erkundungstiefe von 300 ns TWT (-7 m NN) erreicht.

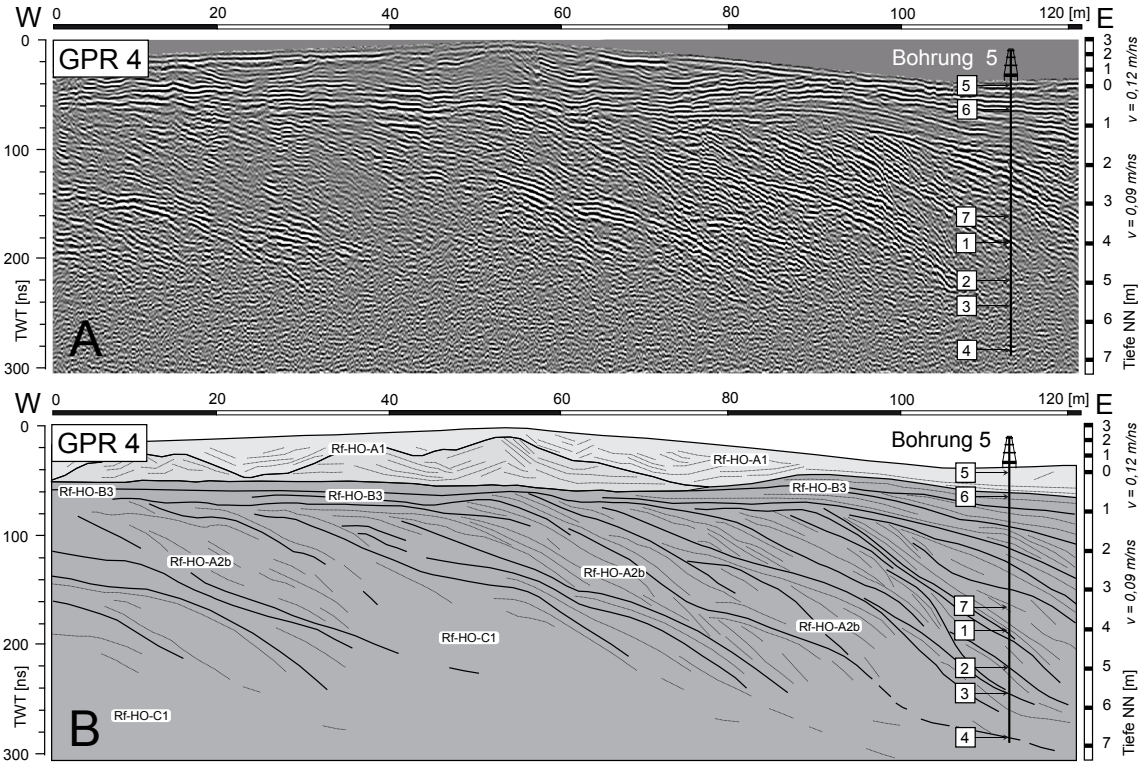


Abb. 4.17: *GPR-Profil 4 (200 MHz) verläuft mit einer Länge von 121 m von Westen nach Osten. Zur Lage von Bohrung 5 und GPR-Profil 4 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation mit Position der Bohrung 5. Legende siehe Abb. 4.10. Die Korngrößenstatistik von Bohrung 5 geht aus Abb. 4.18 hervor. Quelle: Tillmann & Wunderlich (2013).*

In 113 m Entfernung vom westlich gelegenen Startpunkt wurde die Bohrung 5 in das Transekt eingebracht und bis zu einer Tiefe von 7 m unter Geländeoberfläche abgeteuft. Entsprechend der berechneten Durchschnittsgeschwindigkeiten entspricht dies einer absoluten Geländetiefe von -6,95 m NN.

Im Radargramm 4 (Abb. 4.17) sind 4 Radarfazies zu unterscheiden. Das obere Drittel des Radargramms wird durch stark geneigte Reflektoren der Radarfazies Rf-HO-A1 eingenommen, die bis in eine Tiefe von 60 ns TWT (-0,5 m NN) vorkommen.

Im Liegenden von Rf-HO-A1 verlaufen horizontale, am östlichen Profilende auch leicht in Richtung Osten einfallende Reflektoren der Radarfazies Rf-HO-B3. Die einzelnen Reflektoren von Rf-HO-A1 sind annähernd parallel bis subparallel angeordnet, zeigen einen relativ kontinuierlichen Verlauf und gehen im Liegenden in die stärker einfallenden Reflektoren der Radarfazies Rf-HO-A2b über. Rf-HO-B3 umfasst im Radargramm einen Tiefenbereich zwischen 42 ns - 80 ns TWT, der im Gelände einer tatsächlichen Tiefe von 0 m bis -1 m NN entspricht.

Die Radarfazies Rf-HO-A2b offenbart sich in Profil 4 anhand von stark gebündelten Radarschichtpaketen, die ihrerseits durch Reflektoren mit stärkerer Amplitude begrenzt sind. Hinsichtlich der Reflektorendungen ist ein *downlap* der in Richtung der stärkeren, die *radar packages* begrenzenden Reflektoren festzustellen. Im Profilbereich zwischen 75 m und 110 m Entfernung vom Startpunkt ist zudem ein *onlap* zwischen den einzelnen *radar packages* nachzuweisen. Rf-HO-A2b zeigt ein steiles Einfallen in Richtung Osten und erreicht im Radargramm eine maximale Tiefe von 300 ns TWT (-7 m NN). Eine untere Begrenzung von Rf-HO-A2b ist aufgrund der Abschwächung der Reflektoren mit zunehmender Tiefe nicht auszumachen.

Bohrung 5

Bohrung 5 ist zum Teil in Tillmann & Wunderlich (2013) publiziert. Die Bohrung befindet sich in einem Dünental auf der Transektstrecke von GPR-Profil 4 (Abb. 4.17) und wurde dort in 117 m Entfernung vom westlich gelegenen Startpunkt bis zu einer Tiefe von 7 m unter Geländeoberfläche bzw. -6,95 m NN abgeteuft. Charakteristische Korngrößenparameter sind in Abbildung 4.18 dargestellt. Für granulometrische Laboranalysen wurden insgesamt 32 Sedimentproben entnommen.

Im flachen Dünental von Bohrung 5 reicht die Dünen-Fazies hinab bis zu einer Bohrtiefe von 0,78 m und besteht aus einer Wechsellagerung von Grob- und Mittelsanden. Diese zeigen eine für Dünen untypische, mäßig gute bis schlechte Sortierung (0,697 φ - 1,23 φ) und stellen damit bereits die Dünenbasis dar. Die mittlere Korngröße der Dünen-Fazies beträgt 1,641 φ - 0,106 φ. Wurzeln sind im oberen Bodenhorizont bis zu einer Tiefe von 10 cm vorhanden.

Ab einer Bohrtiefe von 0,78 m lassen sich erstmals Muscheln nachweisen, die zugleich den Übergang von Dünen-Fazies im Hangenden zur Strand-Fazies im Liegenden markieren. Die Strandsedimente des *backshore* Bereichs sind im Bohrkern durch schillführende Grobsande (0,23 φ – 0,99 φ) von durchweg schlechter Sortierung (1,39 φ - 1,21 φ) gekennzeichnet. Ab einer Tiefe von 1,1 m sind im Bohrkern vermehrt Kiese vorhanden.

Die Strandsedimente gehen im Liegenden in die ausschließlich marinen *foreshore* bis *shoreface* Sedimente der Tiderinnen-Fazies über. Diese bilden die unterste sedimentologische Einheit und sind im Vergleich zur Strand-Fazies von ähnlicher Zusammensetzung.

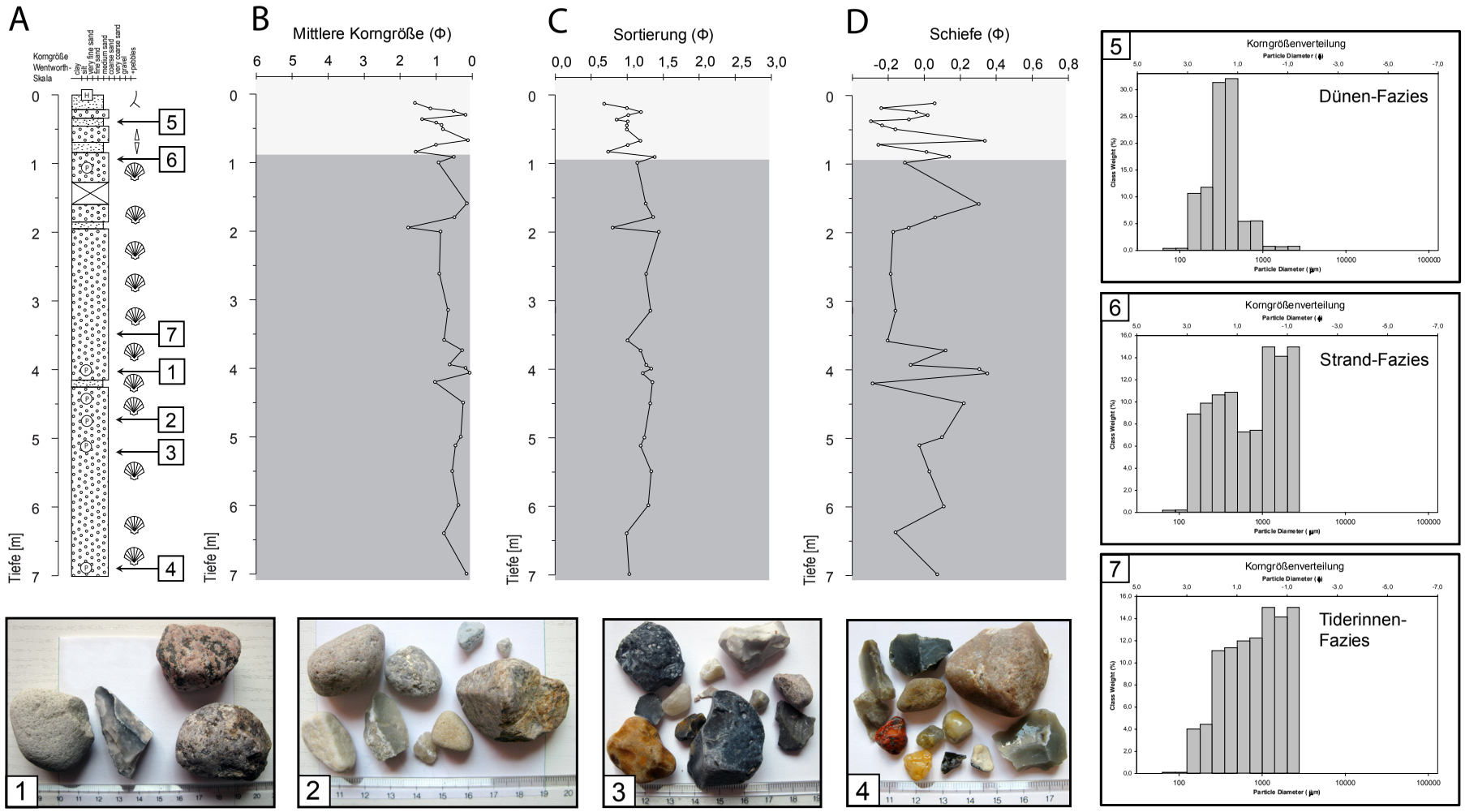


Abb. 4.18: *A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung 5. Zur Position von Bohrung 5 siehe Abb. 4.1 u. Abb. 4.17. Die Legende ist in Abb. 4.13 dargestellt. Die Fotos 1 - 4 zeigen die im Bohrkern im Bereich der Erosionsdiskordanzen vorkommenden Kiese. In den Histogrammen 5 - 7 sind typische Korngrößenverteilungen der Dünen-, Strand- und Tiderinnen-Fazies dargestellt. Quelle: in Anlehnung an* Tillmann & Wunderlich *(2013).*

Die Ablagerungen der Tiderinnen-Fazies bestehen aus schlecht sortiertem Grobsand (0,12 φ - 0,93 φ) mit eingeschalteten geringmächtigen Mittelsandlagen (1.04 φ - 1,79 φ) bei 1,85 m - 1,89 m und 4,19 - 4,24 m Bohrtiefe. In den Abbildungen 4.18 (Bild 5 - Bild 7) sind die typischen Kornverteilungen der Dünen-Fazies, der Strand-Fazies und der Tiderinnen-Fazies dargestellt.

Kennzeichnend für die Sedimente der Tiderinnen-Fazies sind eingeschaltete grobklastische Lagen mit Schill, Kiesen und Geröllen. Die Kiese des baltisch-skandinavischen Geschiebespektrums erreichen im Bohrkern einen Durchmesser von 8 - 60 mm und sind moderat bis gut gerundet. Gneis-, Granit- und Quarzitgerölle sind besser gerundet als die scharfkantigen Feuersteine. Die Abbildungen 4.18 (Bild 1 - Bild 4) zeigen die an den markierten Positionen im Bohrkern enthaltenen Kiese. Schalenreste der Herzmuschel (*Cerastoderma edule*), der Miesmuschel (*Mytilus edulis*) und der Pfeffermuschel (*Scrobicularia plana*) wurden zu Datierungen mittels der AAR-Methode herangezogen (siehe Kapitel 4.3.3).

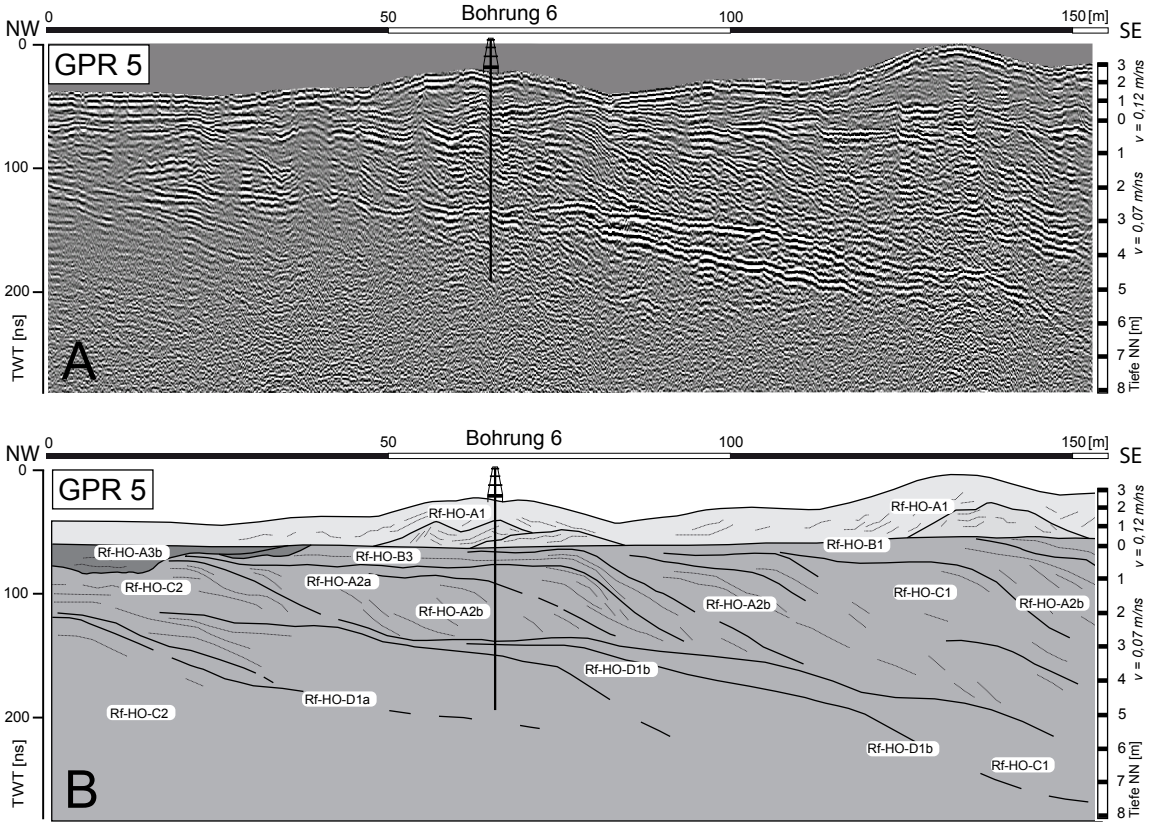


Abb. 4.19: *Nordwest-Südost streichendes GPR-Profil 5 (200 MHz) von 154 m Länge. Zur Lage von Bohrung 6 und GPR-Profil 5 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1 sowie Abb. 4.21. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.10. Quelle: Tillmann & Wunderlich (2011a, 2011b, 2012).*

Georadar-Profile 5 und 6

Die Georadar-Profile 5 und 6 sind bereits veröffentlicht. GPR-Profil 5 wird in Tillmann & Wunderlich (2011a, 2011b, 2012) gezeigt. GPR-Profil 6 wurde in Tillmann & Wunderlich (2011a) publiziert. Eine Profilbeschreibung und Interpretation der GPR-Profile 5 und 6 sowie die Beschreibung von Bohrung 6 sind u. a. auch in Tillmann & Wunderlich (2014) zusammengefasst.

Für die Georadar-Profile 5 und 6 wurde eine durchschnittliche Laufzeit der elektromagnetischen Welle von 0,12 m/ns über und 0,07 m/ns unter dem Grundwasserspiegel ermittelt. Das 154 m lange GPR-Profil 5 (Abb. 4.19) wurde von Nordwest nach Südost im natürlichen Dünengelände der nördlichen Hörnum Odde (Abb. 4.1) gemessen und zeigt Reflexionen bis zu einer Tiefe von 280 ns TWT. Basierend auf den gemittelten Ausbreitungsgeschwindigkeiten korrespondiert dies mit einer Geländetiefe von -8 m NN. Die maximale Erkundungstiefe in GPR-Profil 6 beträgt etwa 230 ns TWT (-6 m NN bis -7 m NN).

In 65,5 m Entfernung vom nordwestlichen Startpunkt von GPR-Profil 5 liegt der Kreuzungspunkt mit dem von Südwest nach Nordost verlaufenden 135 m langen GPR-Profil 6 (Abb. 4.21). Exakt in den Kreuzungspunkt der GPR-Profile 5 und 6 wurde die Bohrung 6 (vgl. Abb. 4.1 und Abb. 4.21) eingebracht und bis in eine Tiefe von 7 m unter der Geländeoberfläche abgeteuft. Die Bohrung erreicht damit ein Tiefenniveau von -5 m NN.

In den GPR-Profilen 5 und 6 sind insgesamt 11 Radarfazies dokumentiert. Der obere Bereich beider Radargramme wird von Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A1 eingenommen, die ein Einfallen in alternierende Richtungen aufweisen. Die ist besonders gut in dem 2,5D-Georadarprofil aus Abbildung 4.21 zu sehen. Durch eine scharfe Grenze im Liegenden werden die Reflektoren von Rf-HO-A1 von den unterlagernden Reflexionseinheiten getrennt. Die Position der Grenze entspricht mit etwa 0 m bis -0,2 m NN der Lage des heutigen Grundwasserspiegels (Rf-HO-B1).

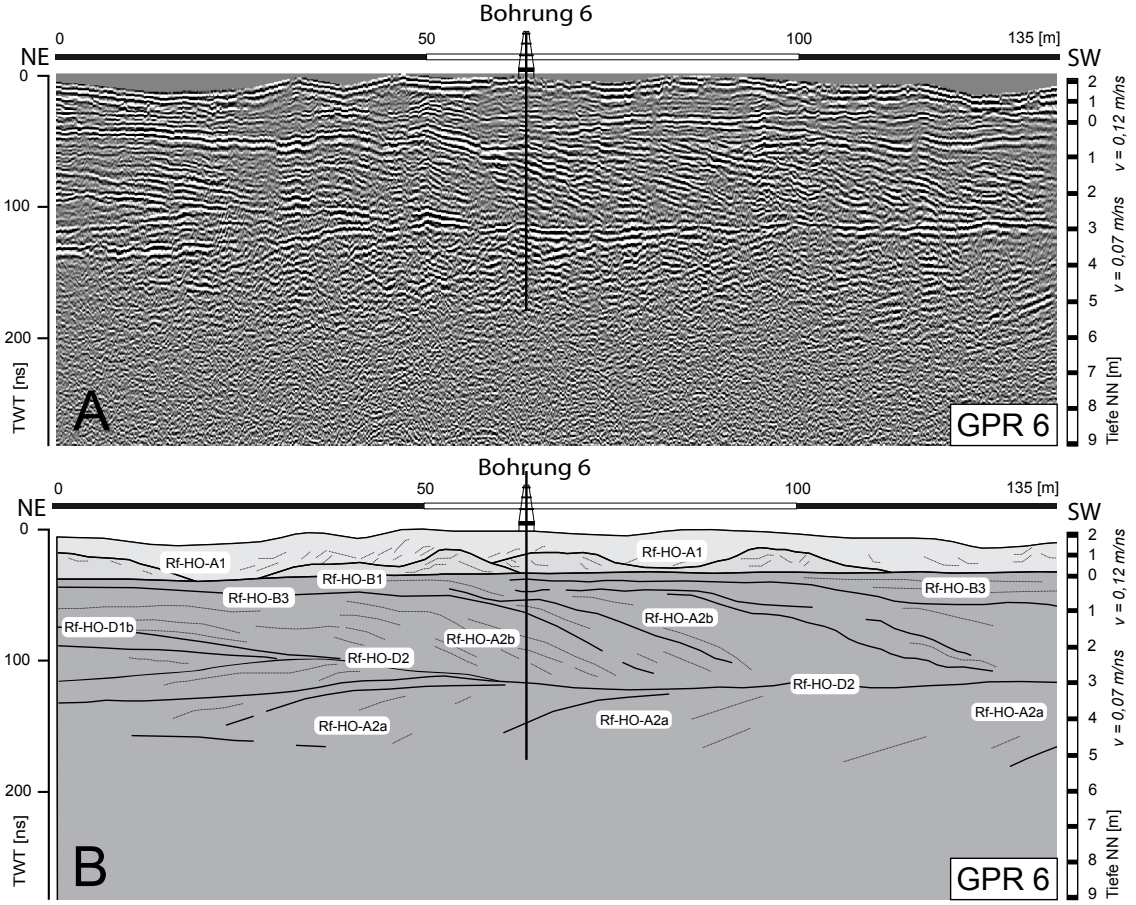


Abb. 4.20: *Nordost-Südwest streichendes GPR-Profil 6 (200 MHz) von 135 m Länge. Zur Lage von Bohrung 6 und GPR-Profil 6 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1 und Abb. 4.21. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.10. Quelle: Tillmann & Wunderlich (2014).*

Direkt unterhalb des Grundwasserspiegels sind in GPR-Profil 6 ausschließlich horizontal verlaufende, parallel bis subparallel ausgebildete Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-B3 zu finden. In GPR-Profil 5 nehmen diese den südöstlichen Profilbereich zwischen dem Startpunkt und 39 m Profillänge ein. Der nordwestliche Profilabschnitt wird in diesem Tiefenbereich dominiert durch konkave *cut-and-fill*-Strukturen, die sich bis zu einer Tiefe von 80 ns TWT (-1 m NN) in die Reflexionen von Rf-HO-B3 einschneiden. Unmittelbar im Liegenden dieser *cut-and-fill*-Strukturen sind die Reflektoren leicht gedämpft und werden als Rf-HO-C2 zusammengefasst.

In Profiltiefen zwischen 80 ns - 120 ns TWT dominieren in beiden Profilen gebündelte insgesamt nach Süden und Südosten einfallende sigmoidal geformte Reflektoren der Radarfazies Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b. Die einzelnen Reflektoren von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b enden - wie schon in den GPR-Profilen 1 bis 3 - mit einem *downlap* auf den Radarschichtflächen von Rf-HO-D1a, Rf-HO-D1b und Rf-HO-D2. Gut zu beobachten ist dies u. a. in Profil 5 im Bereich der Bohrung 6 (Abb. 4.19).

Unterhalb der Radarschichtfläche Rf-HO-D2 ist in GPR-Profil 6 (Abb. 4.20) ein abweichendes Einfallen der Reflektoren von Rf-HO-A2a zu beobachten. Ferner werden diese in ihrem oberen Bereich bei 120 ns TWT durch die Radarschichtfläche Rf-HO-D2 gekappt, sodass sich dort eine *toplap* Endung ausbildet.

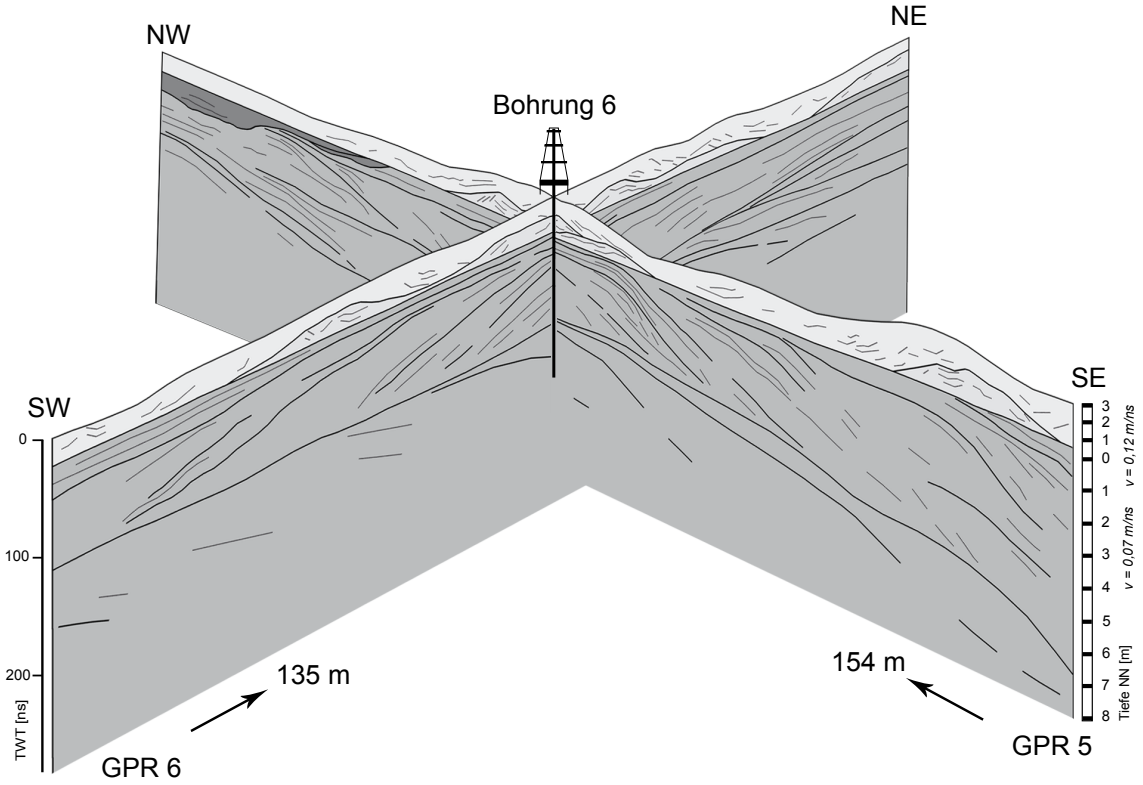


Abb. 4.21: *Die sich kreuzenden GPR-Profile 5 (Abb. 4.19) und 6 (Abb. 4.20). In der Mitte beider Profile wurde die Bohrung 6 (Abb. 4.22) abgeteuft. Zur Lage der GPR-Profile im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1. Legende siehe Abb. 4.10. Quelle: Tillmann & Wunderlich (2011a).*

Bohrung 6

Bohrung 6 wurde bis zu einer Tiefe von 7 m unter der Geländeoberfläche abgeteuft und erreicht damit ein absolutes Tiefeniveau von etwa -5 m NN. Die Bohrung wurde direkt in den Kreuzungspunkt der GPR-Profile 5 und 6 eingebracht. Für granulometrische Analysen wurden insgesamt 35 Sedimentproben entnommen. Abbildung 4.22 zeigt die typischen Korngrößenparameter von Bohrung 6 und wurde bereits in Tillmann & Wunderlich (2014) publiziert.

Der Bohrkern lässt sich in die folgenden sedimentologischen Einheiten unterteilen. Die oberste Einheit reicht bis zu einer Bohrtiefe von 1,8 m und besteht aus mäßig gut sortiertem Mittelsand. Die mittlere Korngröße ist in Abbildung 4.22 (Bild B) dargestellt. Die Sortierung und Schiefe gehen aus Abbildung 4.22 (Bild C und Bild D) hervor. Abbildung 4.22 (Bild 1) zeigt eine für die obere Einheit typische Korngrößenverteilung.

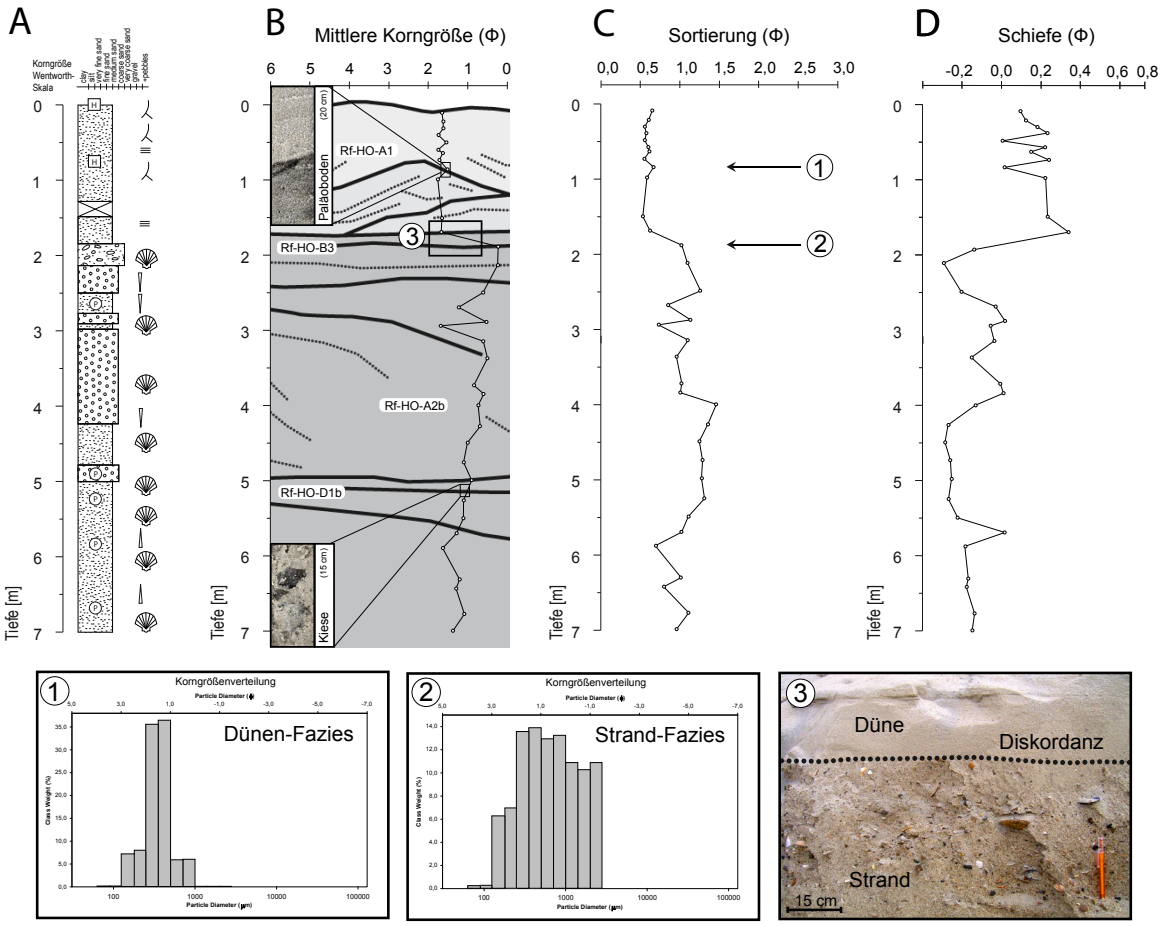


Abb. 4.22: *A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung 6. Zur Position von Bohrung 6 siehe Abb. 4.1 u. Abb. 4.21. Die Legende der Bohrung ist in Abb. 4.13 dargestellt. Die Histogramme 1 und 2 zeigen typische Korngrößenverteilungen der Dünen-, und Strand-Fazies. Das Foto 3 wurde im Untersuchungsgebiet an der Abbruchkante zur Westküste nach einer Sturmflut am 23. Oktober 2006 aufgenommen und zeigt die im Bohrkern an vergleichbarer Position nachgewiesene Diskordanz zwischen Strand- und Dünen-Fazies. Quelle: Tillmann & Wunderlich* (2014).

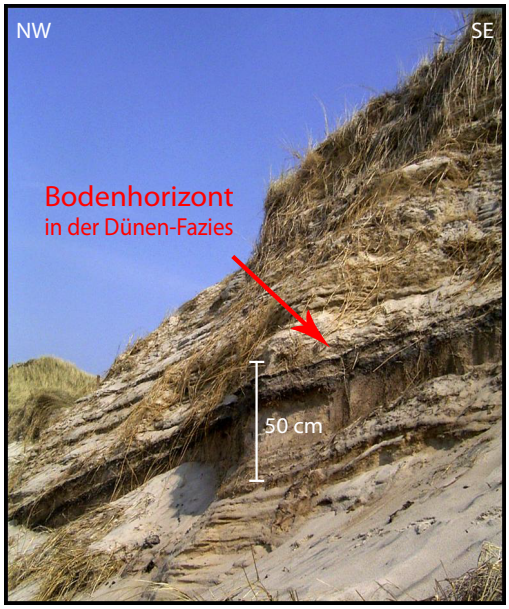


Abb. 4.23: *Foto eines Paläobodens innerhalb der Dünen-Fazies. Das Foto wurde im Untersuchungsgebiet an der Abbruchkante zur Westküste nach einer Sturmflut am 23.10.06 aufgenommen. Ein vergleichbarer Paläoboden lässt sich auch in Bohrkern 6 (siehe oberes Foto in Abb. 4.22 Bild B) nachweisen.*

Generell offenbart die oberste Sedimenteinheit nur geringe Abweichungen innerhalb der Korngröße und Sortierung. Die mittlere Korngröße variiert zwischen 1,77 φ und 1,52 φ. Die Sortierung ist mit 0,68 φ - 0,56 φ ebenfalls sehr einheitlich. Sedimentologisch wird die oberste Einheit als holozäne Dünen-Fazies interpretiert. Das Fehlen von makroskopisch erkennbaren Muscheln oder Schillanteilen sowie grobklastische Komponenten und Kiese sprechen für ein rein äolisches Sedimentationsgeschehen.

Wurzeln lassen sich im Bohrkern bis zu einer Tiefe von 1 m nachweisen. Ein intensiv durchwurzelter Humushorizont in 0,8 m - 1 m Tiefe wird als Paläoboden interpretiert (Abb. 4.22 Bild B). Die Bodenbildung geht auf Stillstandsphasen während der Dünenbildung zurück und markiert dadurch zwei, durch eine längere Ruhephase getrennten Dünenbildungsphasen, die auch in zahlreichen Radargrammen der Hörnum Odde bestätigt werden können (Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b). Nach Neal (2004) verursachen insbesondere organische Anreicherungen innerhalb der Bodenhorizonte Reflexionen in den GPR-Daten. Abbildung 4.23 zeigt ein Foto eines vergleichbaren Paläobodens, aufgenommen im Untersuchungsgebiet an der Abbruchkante zur Westküste (54°45'01" Nord, 8°17'11" Ost) nach einer Sturmflut am 23. Oktober 2006.

In einer Bohrtiefe von 1,93 m ist ein Übergang zwischen mäßig gut sortiertem (0,53 φ) Mittelsand (1,68 φ) im Hangenden zum schillführenden, schlecht sortierten (1,0 φ) Grobsand (0,25 φ) im Liegenden festzustellen. Diese Diskordanz markiert die Grenze zwischen äolischer Dünen-Fazies im Hangenden und der Strand-Fazies im Liegenden und ist im Radargramm durch einen horizontalen Reflektor von sehr starker Amplitude gekennzeichnet. Die Amplitudenstärke ist hierbei primär auf den Materialunterschied bzw. die damit einhergehenden Differenzen hinsichtlich Korngröße und Porosität zurückzuführen. Die Diskordanz zwischen Dünen und Strand-Fazies ließ sich im Untersuchungsgebiet auch direkt an einem Aufschluss beobachten. So stellte die Westküste der nördlichen Hörnum Odde (54°45'21" Nord, 8°16'52" Ost) unmittelbar nach einer Sturmflut am 23.10.06 zeitweilig einen erosionsbedingten Aufschluss dar. Ein Foto der Diskordanz ist in Abbildung 4.22 (Bild 3) zu sehen. Der Aufschluss ist unter normalen Bedingungen durch die aktuelle Sandvorspülung und die aus dem Hangenden der Dünen nachrutschenden Sande verdeckt.

Eine typische Korngrößenverteilung der Strandsedimente aus Bohrung 6 wird in Abbildung 4.22 (Bild 2) veranschaulicht. Strandsedimente reichen hinab in Tiefen von bis zu 2,5 m unter der Geländeoberfläche und gehen im Liegenden in die rein marinen *foreshore* und *shoreface* Ablagerungen der Tiderinne über. Diese unterste Sedimenteinheit umfasst eine Wechsellagerung aus schillführenden Mittel- und Grobsanden. Die mittlere Korngröße bewegt sich zwischen 1,76 φ und 0,52 φ. Die Sortierung ist mit Werten zwischen 0,74 φ und 1,46 φ mäßig bis schlecht.

Die stark reflektierenden Radarschichtflächen Rf-HO-D1b aus dem Radargramm (Abb. 4.22 Bild B) lassen sich sedimentologisch mit Ansammlungen von Kiesen, Geröllen, Muscheln und Schill im Bohrkern gleichsetzten. Dies zeigt sich besonders in einer Bohrtiefe von 4,75 m - 5,30 m, die im GPR-Profil mit der Position von drei übereinander liegenden Radarschichtflächen übereinstimmt. Der Durchmesser der größten Kiese aus dem Bohrkern beträgt etwa 3 cm - 5 cm. Die Kiese sind gut bis sehr gut gerundet und aus dem baltisch-skandinavischen Geschiebespektrum hervorgegangen. Dabei sind Kiese aus Flint in der Regel weniger gut gerundet als Kiese aus reinem Quarz, Gneis oder Granit.

Muscheln und Schill sind im Bohrkern ab einer Tiefe von 1,8 m zu finden. In konzentrierter Form liegen sie im Bereich der Radarschichtflächen vor. Schill und Schalenreste der Herzmuschel (*Cerastoderma edule*), der Sandklaffmuschel *(Mya arenaria), der* Plattmuschel (*Macoma baltica*) und der Auster (*Ostrea edulis)* sind häufig. Die Schalenklappen der Herzmuschel (*Cerastoderma edule*) und der Sandklaffmuschel *(Mya arenaria)* wurden zu Datierungen mittels der AAR-Methode herangezogen (vgl. Kapitel 4.3.3).

Georadar-Profile 7 - 9

Die GPR-Profile 7 bis 9 stellen eine unmittelbare Ergänzung zu den Profilen 5 und 6 (Abb. 4.21) dar und wurden in erster Linie mit dem Ziel gemessen, Informationen hinsichtlich der Geometrie und dem räumlichen Verlauf der Reflektoren zu erhalten und die dadurch die bestehenden Daten in diesem Gebiet zu verdichten. Die Laufzeiten der elektromagnetischen Welle im Untergrund (0,12 m/ns und 0,07 m/ns) sowie die maximalen Erkundungstiefen (280 ns TWT) sind gleichzusetzten mit den in Profil 5 und 6 gemessenen Werten.

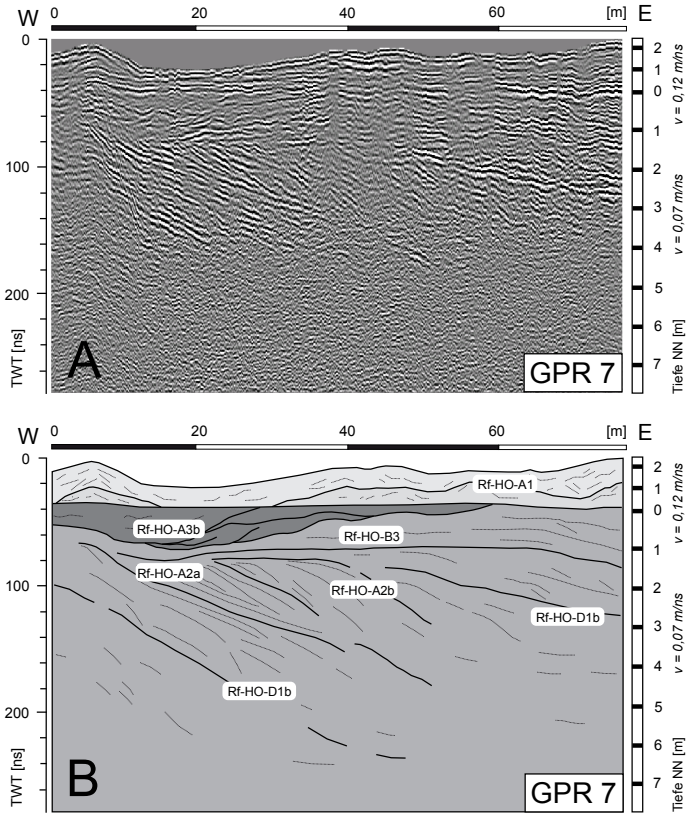


Abb. 4.24: *West-Ost streichendes GPR-Profil 7 (200 MHz) von 69 m Länge. Lage siehe Abbildung 4.1. A: Radargramm B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.10.*

Die Startpunkte von Georadar-Profil 7 (Abb. 4.24) und GPR-Profil 8 (Abb. 4.25) sind identisch und entsprechendem nordwestlichen Startpunkt von GPR-Profil 5. GPR-Profil 9 (Abb. 4.26) verbindet die Profilenden von GPR-Profil 5 und 6 (Abb. 4.21) miteinander. Der Startpunkt von GPR-Profil 9 ist zugleich der Endpunkt von GPR-Profil 8 (Abb. 4.1). Aufgrund der Übersichtlichkeit wurde darauf verzichtet alle Profillinien optisch zusammenzusetzen.

Die GPR-Profile 7 - 9 beinhalten 7 unterschiedliche Radarfazies. Die oberen Profilbereiche werden wie in den Radargrammen 5 und 6 von der Radarfazies Rf-HO-A1 eingenommen, die im Liegenden durch eine abrupte Grenze von den unterlagernden Radarfazies Rf-HO-B3 und Rf-HO-A3b getrennt ist.

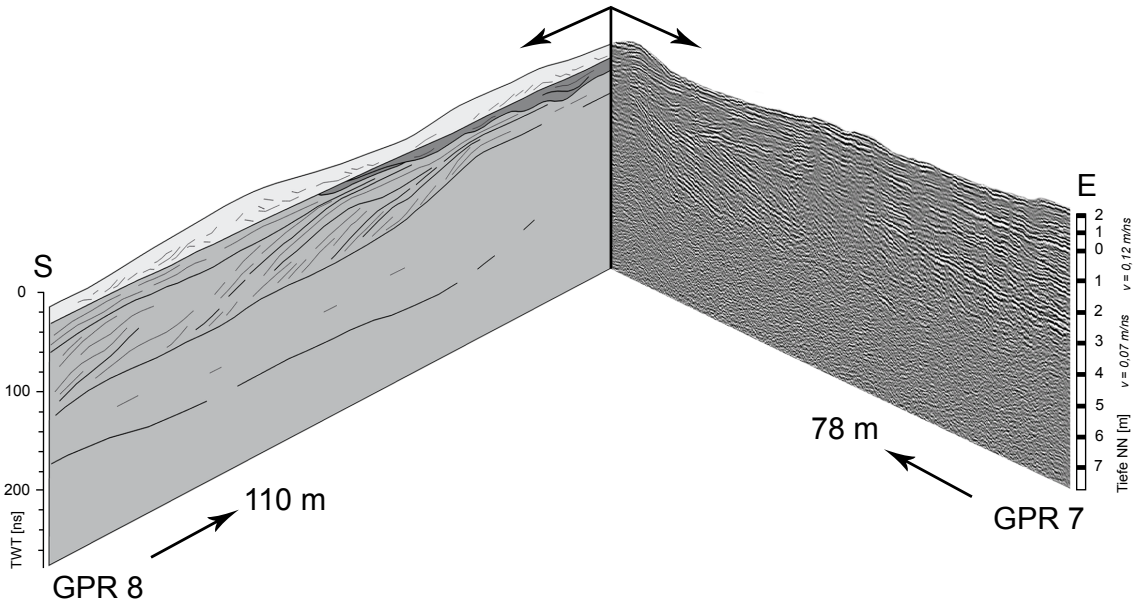
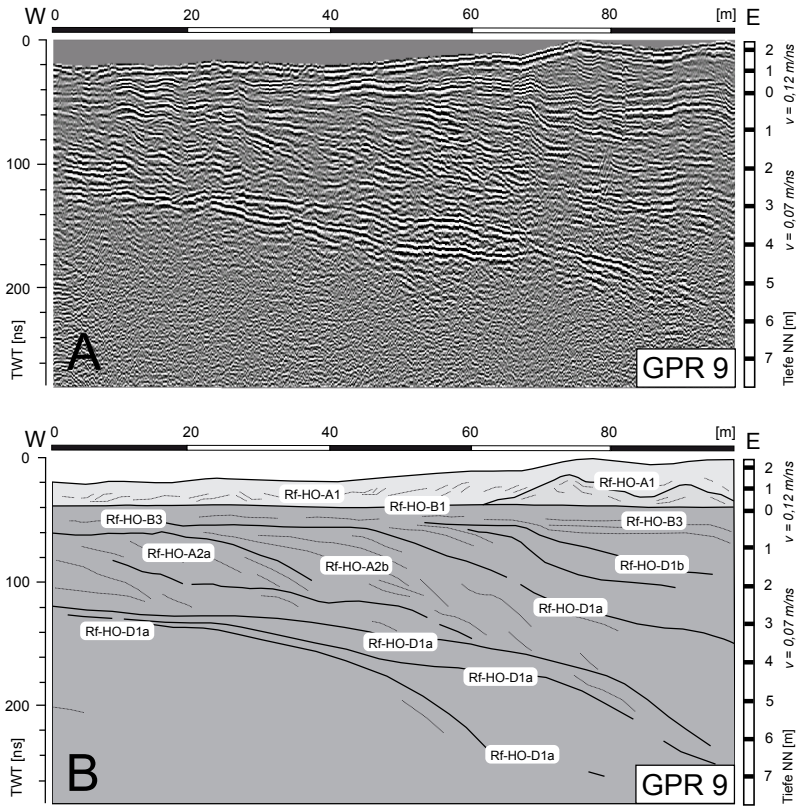


Abb. 4.25: *Zusammenhängende GPR-Profile 7 und 8. Zur Lage der Georadar-Profile im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1. Radarfazies und Interpretation von GPR-Profil 7 geht aus Abb. 4.24 hervor.*

Diese Grenze entspricht der Position des heutigen Grundwasserspiegels (Rf-HO-B1) und stellt zugleich die Dünenbasis dar. Die am nordwestlichen Ende von GPR-Profil 5 identifizierten *cut-and-fill*-Strukturen der Radarfazies Rf-HO-A3b können auch in den Radargrammen 7 und 8 am Profilanfang bestätigt werden. Im GPR-Profil 7 wird ein Ineinandergreifen der wannenförmigen *cut-and-fill*-Strukturen deutlich. Abbildung 4.25 zeigt die räumliche Ausbreitung der *cut-and-fill*-Strukturen der am gemeinsamen Startpunkt zusammengefügten GPR-Profile 7 und 8.



Aus den GPR-Profilen 7 bis 9 ist ein Einfallen der Radarschichtflächen Rf-HO-D1a, Rf-HO-D1b und der Reflektoren von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b in südliche bis östliche Richtung ersichtlich.

Abb. 4.26: *Georadar-Profil 9 (200 MHz) verläuft von Westen nach Osten auf einer Länge von 88 m. Zur Lage von GPR-Profil 9 im Untersuchungsgebiet siehe Abbildung 4.1. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.10.*

Interpretation und Diskussion der Georadar-Profile 1 - 9 und der Bohrungen 1, 2, 4, 5, 6 und 10

Die unterste aus den Radargrammen und den Bohrungen ersichtliche Einheit besteht aus marinen Sanden. Diese sind in einzelne Sedimentpakete unterteilt, die sich im Radargramm in Form von gebündelten Reflexionen (Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b) zeigen. Die jeweiligen Sedimentpakete bestehen aus einer Wechsellagerung von Fein-, Mittel- und Grobsanden und werden ihrerseits durch gröbere, in starkem Maße schillführende Lagen begrenzt. In den Radargrammen sind diese als Reflektoren stärkerer Amplitude anhand von durchgezogenen Linien gekennzeichnet.

Die einfallenden Sedimentpakete enden mit einem *downlap* auf den in den Radargrammen durch die Radarschichtflächen von Rf-HO-D1a und Rf-HO-D1b gekennzeichneten, stark reflektierenden Schichtgrenzen. Die Radarschichtgrenzen verlaufen im oberen Bereich annähernd horizontal und zeigen in der Regel nach mehreren Zehner-Metern ein steileres Einfallen bis in Tiefen von 8 - 10 m unter NN.

Aus den Georadar-Profilen 1 - 9 sowie aus zusätzlich gemessenen dreidimensionalen GPR-Profilen (vgl. Abb. 4.1 Bild A) konnte ein Einfallen der Reflektoren von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b sowie der Radarschichtflächen Rf-HO-D1a und Rf-HO-D1b in Richtung Süden bis Osten belegt werden. Dies lässt auf eine nach Südosten gerichtete Anlagerung einzelner, aus marinen Sanden bestehender Sedimentpakete (Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b) schließen. Die strömungsbedingte Anlagerung von Sedimentpaketen führte allmählich zum Längenwachstum der südlichen Sylter Inselspitze und damit zur Progradation der Barriere in südöstliche Richtung.

Die Progradation bedingte ein Hineinwachsen der Inselspitze in die sich im Süden an die Insel anschließende Tiderinne. Die unterste sedimentologische Einheit wird dementsprechend auch als Tiderinnen-Fazies angesprochen und repräsentiert die älteste aus Radargrammen und sedimentologischen Daten ersichtliche Entwicklungsphase.

Die Sedimente der Tiderinne sind Teil der progradierenden *spit*-Sequenz und umfassen die grobkörnigsten Ablagerungen des südlichen Nehrungshakens. Dies steht in Übereinstimmung mit Angaben von Hayes (1980), Davis (1992), Davis et al. (2003b) und Schwartz et al. (1987), wonach die Sedimente der Tiderinne generell die grobkörnigsten Ablagerungen einer Barriereinsel repräsentieren. Besonders die Radarschichtflächen (Rf-HO-D1a, Rf-HO-D1b, Rf-HO-D2) weisen einen deutlichen Anteil grober Korngrößenkomponenten auf.

Trotz erhöhter Dämpfung des elektromagnetischen Signals mit zunehmender Tiefe sind die Radarschichtflächen (Rf-HO-D1a, Rf-HO-D1b, Rf-HO-D2) durchweg von hoher Amplitude und weisen folglich auf einen deutlichen Materialwechsel oder ein stark reflektierendes Material hin. Aus den Bohrungen geht hervor, dass die Radarschichtflächen aus schlecht bis sehr schlecht sortiertem Grobsand aufgebaut sind und zudem eine hohe Konzentration an Schwermineralien, Muscheln, Bruchschill und Kiesen enthalten.

Gröbere Sedimentkomponenten wie z. B. große Kiese, die nicht durch Bohrungen erfasst wurden, wirken für das elektromagnetische Signal als Punktstreuer und bilden sich im Radargramm als Diffraktionshyperbeln ab. Die Diffraktionshyperbeln an der Basis der Radarschichtflächen von Rf-HO-D1a entsprechen Strandkiesen und Brandungsgeröllen mit einem Durchmesser von ca. 10 - 15 cm (vgl. Abb. 4.9 und Abb. 4.12). Die Kiese und Gerölle lassen auf ein erhöhtes Energieniveau und Strömungsregime während der Sedimentation schließen. Auch das Vorkommen von Bruchschill und Schwermineralseifen spricht für eine episodische

Sedimentation und Umlagerung. Ein erhöhtes energetisches Niveau, bezogen auf den Barriereinselkomplex, herrscht im Bereich der Tiderinnen oder wird durch Extremereignisse wie beispielsweise durch Sturmfluten hervorgerufen.

Demzufolge werden die Radarschichtflächen von Rf-HO-D1a als sturmflutbedingte Erosionsdiskordanzen innerhalb der Tiderinnen-Fazies interpretiert. Die Erosionsdiskordanzen stellen stationäre bis regressive Phasen während des Progradationsprozesses dar und entsprechen damit ehemaligen Endpositionen der südlichen Inselspitze (Tillmann & Wunderlich 2011a, 2013).

Die Sedimente der Tiderinnen-Fazies stimmen annähernd mit den von Hoffmann (1974b: 64) beschriebenen „grobkörnigen Hakensedimenten" überein und können mit den in Hayes (1980) und FitzGerald et al. (2001) beschriebenen *channel lag deposits* verglichen werden. Grobkörnige Hakensedimente wurden auch von Dietz & Heck (1952) nachgewiesen. So stellt die nördlich des Leuchtturms und nahe des Hörnumer Hafens abgeteufte Bohrung Hörnum 1 (54°45'23" Nord und 8°17'36" Ost) zugleich die südlichste Bohrung der Geologischen Karte von Sylt dar und wurde von Dietz & Heck (1952: 104) folgendermaßen interpretiert: Oberflächennah wurden „Mittel- und Grobsande" nachgewiesen, die bis in eine Tiefe von 8,50 m unter der Geländeoberfläche anstehen. Zwischen 8,50 m und 12 m Bohrtiefe konnte „braunbunter Mittel- bis Grobkies" festgestellt werden. Im Liegenden, bis in eine Bohrtiefe von 13,80 m, wurde „kiesiger Sand mit Schalen" gefunden.

Die Mächtigkeit der Tiderinnen-Fazies von bis zu 7 m spricht für eine Progradation in große Wassertiefen. Falls - wie aus historischen Land- und Seekarten ersichtlich - an dieser Stelle die Tiderinne des einstigen Faretrap-Tief verlief, so wird angenommen, dass die damalige südliche Inselspitze allmählich in das Tief hineinwuchs und das Tief mit den fortwährend durch den Küstenlängstransport von Norden angelieferten Sedimenten zuschüttete. Die Schließung des Faretrap-Tiefs erfolgte damit durch Progradation und Sedimentation. Die Reste der Paläo-Tiderinne des Faretrap-Tiefs bilden heute den Untergrund der Hörnum Odde. Auch in der Karte von Johannes Mejer aus dem Jahr 1648 (siehe Abb. 4.2 aus Kapitel 4.2.4 oder Abb. 6.3 aus Kapitel 6.1.2) ist im Bereich der heutigen Odde der Begriff „Faretrap" vermerkt.

Eine vergleichbare Tiderinnen-Sequenz, die auf die Schließung und das Zusedimentieren einer ehemaligen Tiderinne im Golf von Maine (USA) zurückzuführen ist, wurde auch von Hein et al. (2012) belegt. GPR-Daten dieser Tiderinnen-Sequenz zeigen ähnliche, stark einfallende, sigmoidal-oblique Reflexionen, die durch eine Wechsellagerung von Fein-, Mittel-, und Grobsanden bedingt sind und die Progradation einer Inselspitze abbilden (Hein et al. 2012). Auch die Mächtigkeit der Tiderinnen-Fazies entspricht annähernd der von Hein et al. (2012) ermittelten Mächtigkeit der Tiderinnen-Sequenz von 5 - 6 m. Die Progradation der Südspitze und das damit einhergehende Zuschütten des Faretrap-Tiefs erklärt auch warum an dieser Stelle keine Marschsedimente erbohrt wurden. Dieser Teil der Insel lag nie im leeseitigen *backbarrier*-Bereich.

In GPR-Profil 6 lassen sich Sedimente eines älteren, unterlagernden Inselspitzensystems feststellen, die durch eine scharfe Erosionsdiskordanz von den Sedimenten des Hangenden getrennt sind. Diese weitestgehend undefinierten Ablagerungen zeigen leichte Abweichungen hinsichtlich der Progradationsrichtung, die auf Änderungen im Strömungsregime der Tiderinne zurückzuführen sind. Ursächlich kann darüber hinaus auch ein zeitweilig unterschiedlich stark ausgeprägter Küstenlängstransport sein (Tillmann & Wunderlich 2014).

Die unter Rf-HO-B3 zusammengefassten Strandsedimente sind in den Bohrungen durch schillführende marine Sande der Mittel- bis Grobsandfraktion gekennzeichnet, die generell eine schlechte Sortierung sowie einen deutlichen Anteil an Strandkiesen und Brandungsgeröllen aufweisen. Die Strandsedimente der Hörnum Odde sind vergleichbar mit den von Friedman et al. (1992: 426) als "*spit beach-face sand*" bezeichneten Strandablagerungen, die planare bis leicht in Richtung Meer einfallende und gut geschichtete Sande umfassen.

Die Strand-Fazies ist in den GPR-Profilen hinsichtlich ihrer Mächtigkeit unterschiedlich stark ausgebildet. In GPR-Profil 1 sind keine Strandablagerungen nachzuweisen. In den GPR-Profilen 2 und 3 werden nur einzelne Teilbereiche des Profils von Rf-HO-B3 eingenommen. In den GPR-Profilen 4 - 9 geht die Strand-Fazies des *foreshore*-Niveaus mit zunehmender Tiefe in die Tiderinnen-Fazies des *shoreface*-Niveaus über. Lediglich an den südlichen Enden der GPR-Profile 2 und 3 ist die Strand-Fazies mit ca. 1 m relativ mächtig.

Die Strandablagerungen werden in den GPR-Profilen zum Hangenden hin durch eine Diskordanz begrenzt, die der Position des heutigen Grundwasserspiegels (Rf-HO-B1) entspricht. Es wird angenommen, dass diese oftmals stark ausgeprägte Erosionsdiskordanz auf Sturmfluten zurückzuführen ist, die die oberen Bereiche des Strandes mit eventuell darauf gebildeten saisonalen Embryonal- und Primärdünen erodierten. Trockengefallene Strandsande oberhalb des Grundwasserspiegels wurden zunehmend durch die Deflation feiner Korngrößen aufgearbeitet und äolisch transportiert, sodass sich erste Embryonal- und Primärdünen bilden konnten, die sich schließlich zu den heutigen Dünen (Rf-HO-A1) der Hörnum Odde weiterentwickelten (Tillmann & Wunderlich 2011b). Der trockengefallene Strand fungierte auf diese Weise als Deflationsoberfläche, was ebenfalls eine Konzentration von gröberen Korngrößen im Strandbereich erklärt.

Hinweise auf diese ehemalige Landoberfläche finden sich bereits in Dietz & Heck (1952). Dietz & Heck (1952: 46) vermerkten folgendes: „[…] der Inselboden besteht von der Odde bis Hörnum aus kiesigem Sand des Hochstrandes, […] dem ein Steinpflaster aufliegt". Dieses „Steinpflaster" wurde schon von Meyn (1876: 665) verzeichnet, der von einer „[…] etwa 1 Meter höher erhabenen Sandplatte, völlig horizontal und dicht bedeckt, beinahe regelrecht gepflastert, mit flachen Steinen von der Größe einer Hand bis zu der eines gewöhnlichen Tellers […]" sprach. Nach Angaben von Dietz & Heck (1952: 46) wurde der „Hochstrand und mit ihm das Strandpflaster" bereits vor 1952 vermutlich durch fortschreitende Erosion „zerstört". Die fortschreitende Erosion begründet auch, warum die alten Strandablagerungen im Bereich der Hörnum Odde unterschiedlich mächtig sind. Die von Meyn (1876: 665) genannten „tellergroßen" Steine des Strandes sind eine Erklärung für die zahlreichen innerhalb der Strand-Fazies in den GPR-Daten nachgewiesenen Diffraktionshyperbeln, die auf Objekte mit einem Durchmesser von bis zu 15 cm zurückgehen.

Heute sind diese alten Strand- und Vorstrandablagerungen der Hörnum Odde von Dünen bedeckt und nirgends oberflächennah aufgeschlossen. Die direkte Dünenbildung auf dem teils erodierten Strand lässt sich besonders in GPR-Profil 2 (Abb. 4.11) zwischen dem Startpunkt und 50 m Profillänge sowie in GPR-Profil 3 im Bereich der Bohrung 10 nachvollziehen.

Die Dünen-Fazies (Rf-HO-A1) ist in den Radargrammen oberhalb des Grundwasserspiegels auf einem Niveau von >0 m NN vorzufinden und zeigt die für Küstendünen typische und durch kleinräumig wechselnde Windrichtungen bedingte äolische Schräg- und Kreuzschichtung. Die interne äolische Schichtung zeichnet sich besonders deutlich in den Dünen von GPR-Profil 3 (Abb. 4.12) zwischen dem nördlichen Startpunkt und 120 m Profillänge ab.

Den internen Aufbau einer typischen Vordüne der Hörnum Odde zeigt Abbildung 4.6 (Kapitel 4.3.1.1) aus Tillmann & Wunderlich (2012). Die interne Schichtung wird durch eine in den Bohrkernen bestätigte Wechsellagerung von gut bis mäßig gut sortierten Fein- und Mittelsanden hervorgerufen.

In den GPR-Daten (z. B. GPR-Profile 4 - 6) im nördlichen Teil der Hörnum Odde sind mindestens zwei Dünengenerationen zu verzeichnen, die in den Bohrkernen z. B. der Bohrung B6 (Abb. 4.22) durch eine Bodenbildung gekennzeichnet sind. Die Bodenbildung wird durch Wurzelhorizonte und dunklen Humuslagen innerhalb der hellen Dünensande begleitet (vgl. z. B. Abb. 4.23). Paläoböden innerhalb der Dünenschichtung entstehen in Zeiten geringer äolischer Mobilität und deuten so auf Stillstandsphasen während der Dünenbildung hin. In den Radargrammen bilden sich die Bodenhorizonte als *boundig surfaces* ab und sind durch starke Reflexionen innerhalb der Dünen-Fazies gekennzeichnet. Die starke Amplitude geht auf Unterschiede hinsichtlich Korngröße, Kompaktion, Porosität und Infiltrationskapazität sowie die Anreicherung von organischem Material und Schwermineralien zurück (z. B. Bristow et al. 1996; Girardi & Davis 2010; Neal 2004; Van Dam 2001; Van Dam et al. 2002). Die Dünensande enthalten keine makroskopisch erkennbaren Muscheln oder Schillanteile und sind sedimentologisch daher deutlich von den marinen Sedimenten der *washover*-, Strand- und Tiderinnen-Fazies zu unterscheiden.

In den Georadar-Profilen der Hörnum Odde kommt die *washover*-Fazies an unterschiedlichen Positionen in der stratigraphischen Abfolge vor. Ältere *washover*-Ablagerungen sind in den GPR-Profilen 1, 5, 7, 8 im Liegenden der Dünen-Fazies als *cut-and-fill*-Strukturen nachzuweisen. Dort schneiden sie sich als *washover channel* in die Sedimente des Strand- und Vorstrandes ein.

Jüngere *washover*-Ablagerungen sind heute ausschließlich auf den Bereich der Vordünen und Dünen beschränkt. Radargramm 2 und 3 (Abb 4.11 und Abb. 4.12) zeigen *washover*-Sedimente eines Dünendurchbruchs infolge der Sturmflut 1962 südlich der Hörnumer Kersig-Siedlung. Während darauffolgender Sturmfluten z. B. 1981 wurde das Gebiet zum Teil erneut überflutet (Tillmann 2006). Die Dünen wurden entweder, wie in Radargramm 2 (Abb. 4.11), bis zur Basis erodiert oder wie in Radargramm 3 (Abb. 4.12) an der Stelle von Bohrung 2 (Abb. 4.15) zu sehen, im oberen Bereich gekappt (Tillmann & Wunderlich 2011b). Der durch *overwash*-Prozesse und anschließende Sandvorspülung gekappte Dünenrest ist als solcher in Radargramm 3 gut erkennbar (Abb. 4.12) und ließ sich in Bohrung 10 (Abb. 4.16) bestätigen.

Washover-Sedimente an unterschiedlichen Positionen im stratigraphischen Profil der Hörnum Odde belegen, dass in unterschiedlichen Zeiten und Entwicklungsstadien des Aufbaus der südlichen Inselspitze *overwash*-Ereignisse zu verzeichnen waren. Dabei sind die in jüngerer Vergangenheit und rezent durch Dünendurchbrüche auf Sylt abgelagerten Sedimente von geringerer Mächtigkeit und Ausdehnung als die zur Zeit der Entstehung und Progradation der Inselspitze vermutlich unterhalb des Meeresspiegels entstandenen *washover*-Strukturen (siehe dazu auch Kapitel 5).

Im Dünendurchbruchstal südlich der Kersig-Siedlung wurde 1983 als küstenschutztechnische Reaktion auf die *overwash*-Dynamik der Sturmfluten 1962 und 1981 eine Sandaufspülung in Form einer Dünenverwallung vorgenommen und in den 1990er Jahren durch mehrfache Sandvorspülungen seewärts verstärkt (Tillmann 2007; Tillmann & Wunderlich 2011b). Die GPR-Profile 2 und 3 (Abb. 4.11 und Abb. 4.12) und die Bohrungen 1, 2 und 10 zeigen Reste dieser Spülsande, die zugleich die jüngste stratigraphische Einheit der Hörnum Odde repräsentieren. Die Spülsandvorkommen gerieten nach Ablagerung zunehmend unter äolischen Einfluss und wurden anschließend durch systematische Strandhaferanpflanzungen festgelegt.

4.3.2.3 Georadar-Profile 10 - 12

Die Georadar-Profile 10 - 12 wurden zusammenhängend im Dünengelände nahe des Aussichtspunktes am Unterfeuer der Hörnum Odde (54°44′55″ Nord und 8°17′26″ Ost) gemessen und repräsentieren das mittlere Gebiet der Odde (Abb. 4.1). Hinsichtlich der Vegetation dominieren Heide (*Empertrum nigrum*) und Strandhafer (*Ammophila arenaria*). Für alle drei Radargramme wurde eine mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,12 m/ns im oberflächennahen, wasserungesättigten Untergrund sowie von 0,07 m/ns im tieferen, wassergesättigten Untergrund bestimmt. Aufgrund ungünstiger logistischer Voraussetzungen konnten keine Bohrungen in die GPR-Profile 10 - 12 im Süden des Naturschutzgebietes Hörnum Odde eingebracht werden.

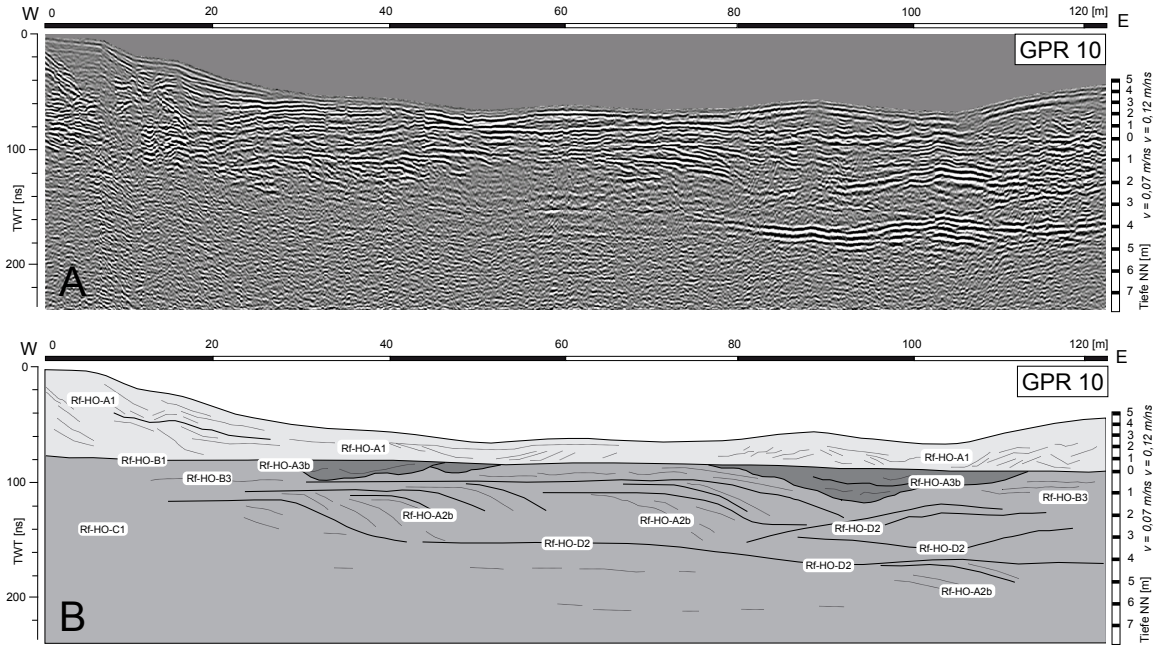


Abb. 4.27: *West-Ost streichendes GPR-Profil 10 (200 MHz) von 125 m Länge. Zur Lage von GPR-Profil 10 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1 sowie 4.30. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.10.*

Das Georadar-Profil 10 (Abb. 4.27) hat eine Länge von 125 m und verläuft von Westen nach Osten. Im Durchschnitt wird eine maximale Erkundungstiefe von bis zu 180 ns TWT erreicht. Gemäß der ermittelten Ausbreitungsgeschwindigkeit entspricht dies einer Tiefe von -5 m NN. Im Radargramm 10 lassen sich 7 Radarfazies definieren.

Das Georadar-Profil 11 (Abb. 4.28) wurde von NNW nach SSE auf einer Länge von insgesamt 130 m gemessen. Die maximale Eindringtiefe des elektromagnetischen Signals in den Untergrund beträgt etwa 240 ns TWT (-7,5 m NN). GPR-Profil 11 umfasst insgesamt 9 Radarfazies.

Das Georadar-Profil 12 (Abb. 4.29) wurde mit einer Länge von 95 m von Westen nach Osten aufgenommen. Eine maximale Erkundungstiefe von bis zu 180 ns TWT (-5,5 m NN) wurde erreicht. Das Radargramm beinhaltet 8 verschiedene Radarfazies.

Die Radarfazies Rf-HO-A1 bildet in den Radargrammen 10 - 12 die obere Einheit und kommt dort bis zu einer Tiefe von etwa 50 ns - 70 ns TWT. In allen drei GPR-Profilen wird die untere Grenze von Rf-HO-A1 durch einen kontinuierlichen, horizontalen Reflektor mit starker Amplitude gebildet, der als Grundwasserspiegel (Rf-HO-B1) interpretiert wird. Die Position des Grundwasserspiegels liegt bei 0 m NN. Unterhalb des Grundwasserspiegels treten keine Reflexionen von Rf-HO-A1 mehr auf.

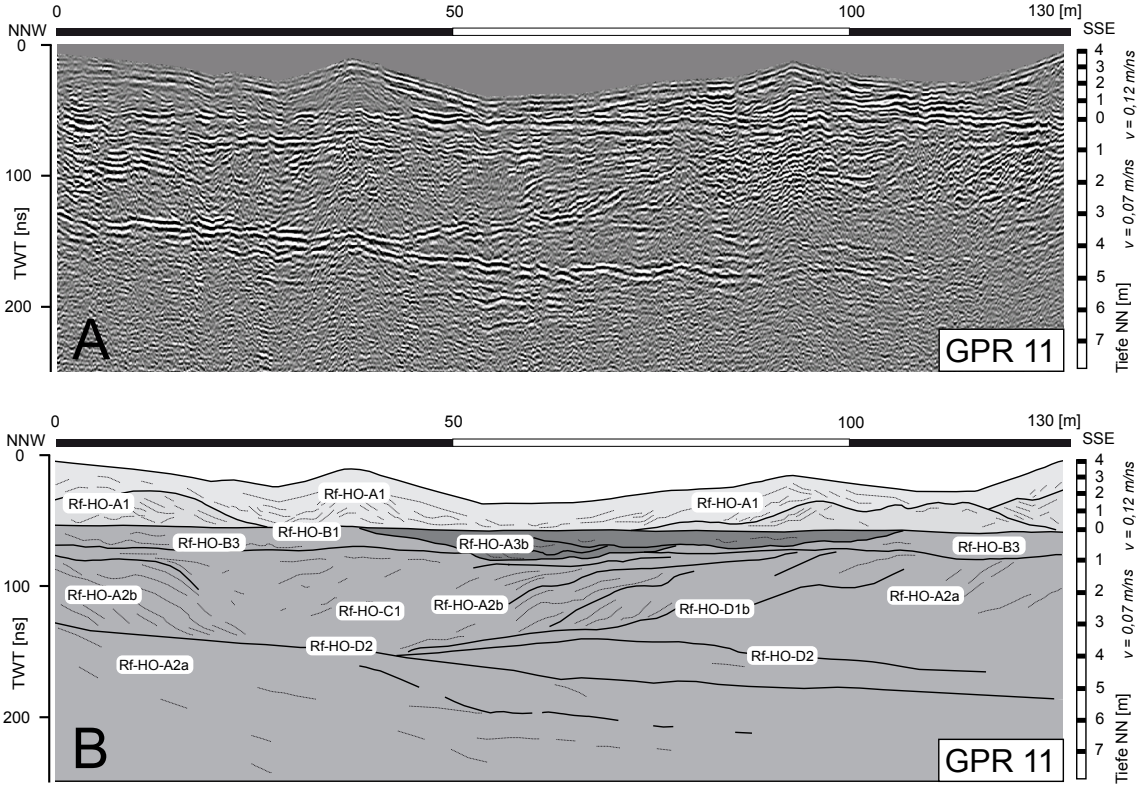


Abb. 4.28: *GPR-Profil 11 (200 MHz) von 130 m Länge verläuft von NNW nach SSE. Zur Lage von GPR-Profil 11 im siehe Abb. 4.1 sowie 4.30. A: Radargramm nach Processing und topographischer Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.10. Quelle: Tillmann & Wunderlich (2014).*

Der Tiefenbereich zwischen 0 m NN und -1,5 m NN wird größtenteils von Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A3b bestimmt, die sich als wannen- und rinnenförmige *cut-and-fill*-Strukturen in die umgebene Radarfazies Rf-HO-B3 einschneiden. Die horizontalen Reflektoren von Rf-HO-B3 gehen ab einer Tiefe von -1 m NN in die Radarfazies Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b über.

Während die in einzelne Radarschichtpakete gebündelten Reflektoren von Rf-HO-A2b im nordwestlichen Teil von GPR-Profil 11 in Richtung Südosten einfallen, ändert sich dies ab etwa einer Entfernung von 45 m vom Startpunkt. Die Reflektoren fallen dort generell in nordwestliche Richtung ein. Wo sich die unterschiedlich einfallenden Reflektoren von Rf-HO-A2b treffen (zwischen 25 m - 45 m Profillänge) überlagern sich diese und bilden die Radarfazies Rf-HO-C1.

Auch in GPR-Profil 10 ist eine Konvergenz der Reflektoren zu beobachten. Zwischen 80 m und 95 m Entfernung vom westlichen Profilstart enden die Reflexionen von Rf-HO-A2b mit einem *onlap* auf den Radarschichtflächen von Rf-HO-D2.

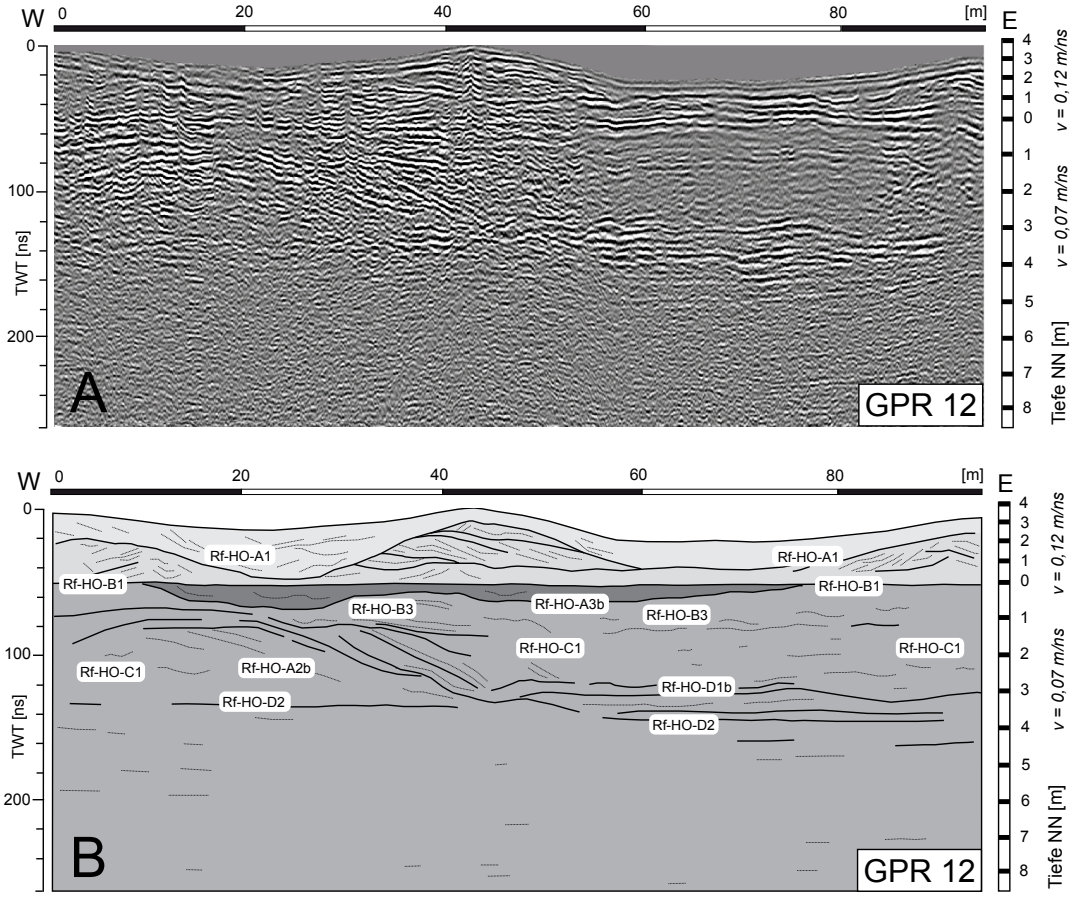


Abb. 4.29: *West-Ost streichendes GPR-Profil 12 (200 MHz) von 95 m Länge. Zur Lage von GPR-Profil 12 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1 sowie 4.30. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.10.*

Im Westen von GPR-Profil 12 (Abb. 4.29) fällt Rf-HO-A2b zunächst nach Osten ein. Der östliche Profilabschnitt wird jedoch von weitestgehend undefinierten Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-C1 eingenommen, die dort für eine interne Überlagerung von Reflexionen sprechen.

In einer Tiefe von 150 ns - 170 ns TWT (-4 m NN bis -5 m NN) verläuft in allen drei Profilen eine Radarschichtfläche (Rf-HO-D2). Im Liegenden der Radarschichtfläche treten vereinzelt noch Reflexionen von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b auf. Eine untere Grenze von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b ist aufgrund der Dämpfung im Untergrund nicht auszumachen.

Interpretation und Diskussion der Georadar-Profile 10 – 12

Die jüngste aus den GPR-Profilen 10 - 12 (Abb. 4.27 - Abb. 4.29) ersichtliche sedimentologische Einheit bilden die rezenten Dünen (Rf-HO-A1). Innerhalb der Dünen-Fazies trennen eingeschaltete *bounding surfaces* ältere von jüngeren Dünengenerationen. Dies ist vorzugsweise im GPR-Profil 12 (Abb. 4.29) zwischen 30 m und 60 m Profillänge erkennbar. Die Dünenbasis entspricht der Lage des heutigen Grundwasserspiegels, der sich auf einem Niveau von +/-0 m NN befindet. Unterhalb des Grundwasserspiegels stehen weitestgehend Strandsedimente (Rf-HO-B3) an, die im Liegenden ein zunehmend steileres Einfallen aufweisen. Diese erreichen eine durchschnittliche Mächtigkeit von etwa einem Meter.

Die horizontal lagernden Strandsande werden durch sich einschneidende *cut-and-fill*-Strukturen erosiv durchbrochen. Die *cut-and-fill*-Strukturen sind auf sturmflutbedingte *overwash*-Events zurückzuführen und werden infolgedessen morphologisch als *washover channel* interpretiert. In GPR-Profil 10 und 11 (Abb. 4.27 und Abb. 4.28) können ineinandergreifende *cut-and-fill*-Strukturen beobachtet werden, die durch ein erneutes Einschneiden von *washover channel* in ältere *washover*-Ablagerungen entstanden sind. Auf diese Weise entstanden verschiedene *washover*-Generationen, die auf zeitlich voneinander getrennte *overwash*-Events zurückzuführen sind. Da sich die *washover*-Sedimente dennoch alle an gleicher Position im stratigraphischen Profil zwischen Vorstrand- und Strand-Fazies im Liegenden und Dünen-Fazies im Hangenden befinden, wird von zeitlich dicht aufeinander folgenden *overwash*-Ereignissen ausgegangen.

Unsicher und nicht direkt durch GPR-Daten zu belegen ist, ob der *washover channel* im Westen vom GPR-Profil 10 (zwischen 30 m und 55 m Entfernung vom Profilstart) im Zusammenhang mit den übrigen *washover*-Strukturen steht. Geht man bei dem *overwash*-Event von einer Strömungsrichtung von Nordwesten aus, so erscheint es jedoch möglich, dass sich die beiden im GPR-Profil 10 (Abb. 4.27) noch relativ engen *washover channel* zu dem im GPR-Profil 11 (Abb. 4.28) und GPR-Profil 12 (Abb. 4.29) abgebildeten *washover*-System vereinigen (Abb. 4.30).

Die *washover*-Ablagerungen im GPR-Profil 12 (Abb. 4.29) sind zwar mit maximal 75 cm von geringerer Mächtigkeit, erreichen aber eine weitläufigere Ausdehnung als die *washover channel* aus GPR-Profil 10 (Abb. 4.27). Damit stehen diese morphologisch eher im Zusammenhang mit dem distalen Bereich des *washovers* und werden daher als rückwärtig abgelagerter *washover fan* interpretiert.

Die unterste Einheit bilden marine Sedimente der Radarfazies Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b. Diese sind in einzelne Schichtpakete zusammengefasst. Zwar wurden in den GPR-Profilen 5 und 6 der nördlichen Odde die Sedimente von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b im Liegenden durch eine Erosionsdiskordanz von älteren Sedimenten der Inselspitze unterlagert, die sich durch eine abweichende Progradationsrichtung auszeichnen. In den GPR-Profilen 10 und 11 wird ein unmittelbares Konvergieren der Reflektoren von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b bzw. ein aufeinander gerichtetes Einfallen der sedimentären Schichtpakete deutlich. Der Bereich, in dem sich die Reflexionen überlagern, wird durch die Radarfazies Rf-HO-C1 beschrieben und entspricht auch sedimentologisch einem Übergangsbereich ohne bevorzugte interne Struktur. Entsprechend ist das Fehlen von Reflexionen u. a. auf relativ homogene Sedimente, ohne sich deutlich z. B. durch Korngrößenunterschiede abzeichnende interne Schichtung, zurückzuführen.

Im Gegensatz zu den Profilen der nördlichen Odde, die in ihrem oberen Bereich primär eine kontinuierliche, lediglich durch Sturmfluten unterbrochenen Progradation der Inselspitze in ausschließlich südöstliche Richtung belegen, ist in den GPR-Profilen 10 - 12 die vorherrschende Progradationsrichtung nicht mehr ganz so einheitlich ausgeprägt.

Es lässt sich nicht mehr nur ein ausschließliches Progradieren der Inselspitze in südöstliche Richtung bestätigen. Vielmehr erfolgte eine Anlagerung lateraler Sedimentkörper aus unterschiedlichen Richtungen. Die konvergierenden Reflektoren der Radarfazies Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b lassen auf ein zur Zeit der Sedimentation alternierendes Strömungsregime schließen. Sich ändernde, multilaterale Strömungsverhältnisse der sich im Süden anschließenden Tiderinne, führten dabei zu den komplexeren Sediment- und Ablagerungsstrukturen einer nicht lagekonstanten Inselspitze. Als Ursache wird ein zeitweiliges Mäandrieren der Tiderinne angenommen.

In einer Tiefe von etwa -4 m NN bis -5 m NN existieren in den Radargrammen 10 - 12 Radarschichtflächen des Typs Rf-HO-D2. Diese kontinuierlichen Reflektoren starker Amplitude stellen Erosionsdiskordanzen dar und wurden unter Sturmflutbedingungen in einem erhöhten Energieniveau geformt. Im Liegenden der Erosionsdiskordanzen werden ältere *shoreface* Sedimente der frühen Inselspitze vermutet, die aufgrund der unzureichenden Eindringtiefe des elektromagnetischen Signals in den Untergrund aus den Georadardaten nicht eindeutig identifiziert und zum Liegenden hin abgegrenzt werden können.

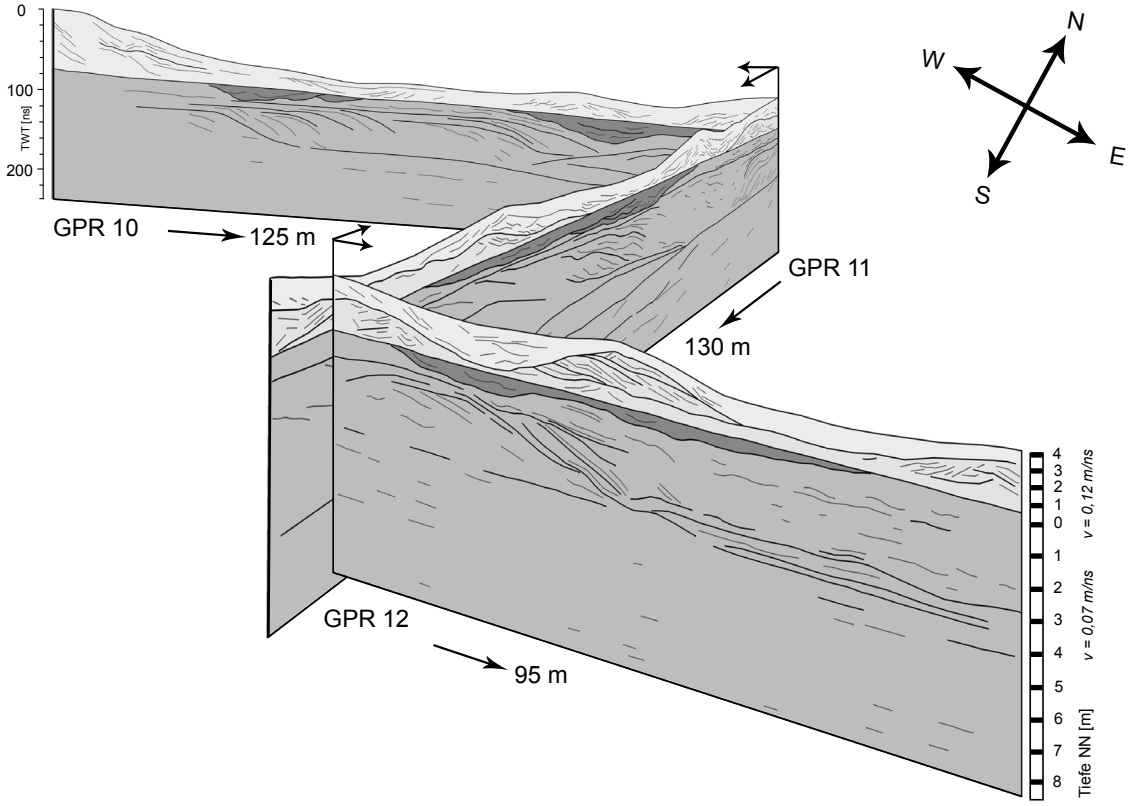


Abb. 4.30: *Zusammengesetzte GPR-Profile 10 - 12. Zur Lage der Profile im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1. Radarfazies und Interpretation sind in Abb. 4.27 - 4.29 dargestellt. Legende siehe Abb. 4.10.*

4.3.2.4 Georadar-Profile 13 und 14

Die sich kreuzenden Georadar-Profile 13 und 14 (Abb. 4.31 und Abb. 4.32) wurden im natürlichen Dünengelände im äußersten Süden der Hörnum Odde gemessen. Die Dünen sind mit Heide (*Calluna vulgaris*, *Empertrum nigrum*) und Standhafer (*Ammophila arenaria*) bewachsen. Aufgrund ungünstiger logistischer Voraussetzungen konnten keine Bohrungen in die GPR-Profile 13 und 14 im Süden des Naturschutzgebietes Hörnum Odde eingebracht werden.

GPR-Profil 13 (Abb. 4.31) hat eine Länge von 148 Metern und verläuft in küstennormaler Richtung von West nach Ost. GPR-Profil 14 (Abb. 4.32) verläuft von Südwest nach Nordost, ist 146 m lang und schneidet das GPR-Profil 13. Der Schnittpunkt beider Profile liegt in 123 m Entfernung vom Startpunkt von Profil 13. Auch für die GPR-Profile 13 und 14 wurden durchschnittliche

Ausbreitungsgeschwindigkeiten von 0,12 m/ns oberhalb und 0,07 m/ns unterhalb des Grundwasserspiegels ermittelt. Die maximale Erkundungstiefe in beiden Profilen beträgt 190 ns TWT und entspricht gemäß den zu Grunde liegenden Ausbreitungsgeschwindigkeiten einer Tiefe von etwa -5 m NN.

Der obere Profilbereich wird von Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A1 ausgefüllt. Die untere Grenze der Einheit Rf-HO-A1 bildet der Grundwasserspiegel (Rf-HO-B1) bei 40 ns TWT (+/-0 m NN). Große Teile des Profils werden durch die Radarfazies Rf-HO-B3 eingenommen. Diese zeigt sich im Vergleich zu den im Norden der Hörnum Odde gemessenen Georadar-Profilen (z. B. GPR-Profile 4 - 9) hinsichtlich ihrer Reflexionsmuster im Allgemeinen deutlich vielseitiger.

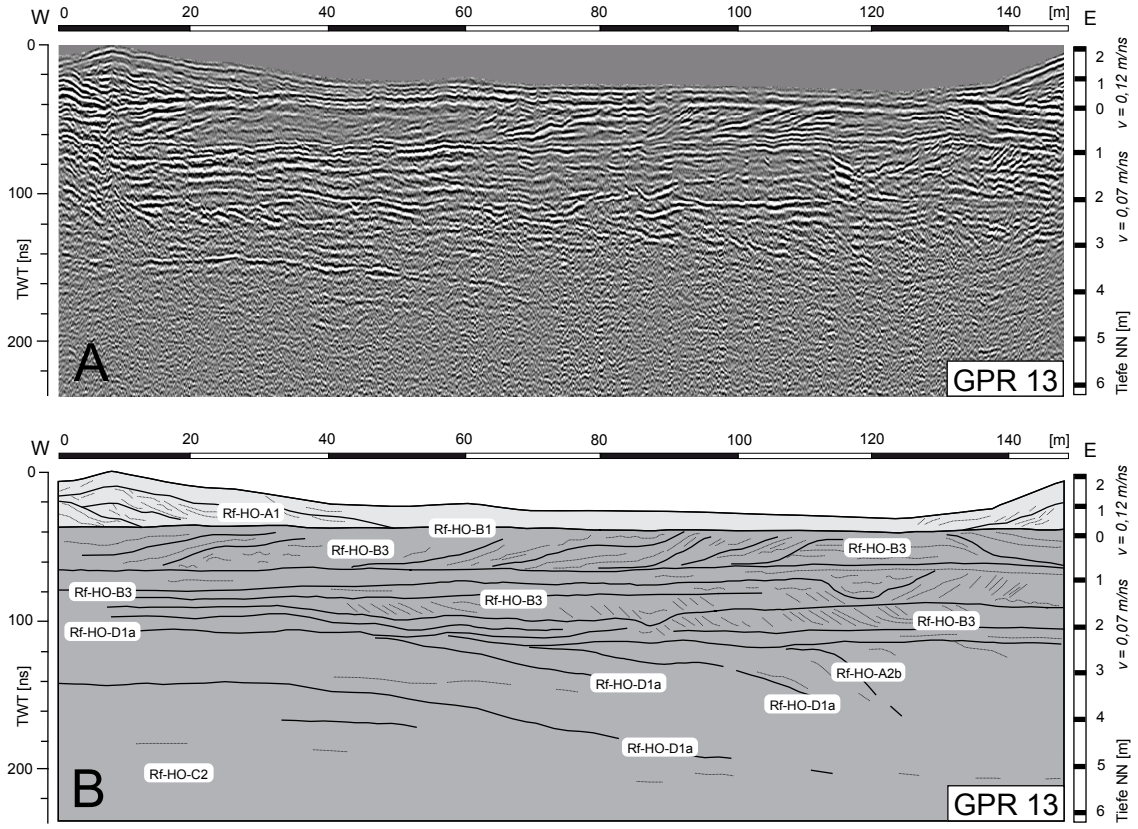


Abb. 4.31: *West-Ost streichendes GPR-Profil 13 (200 MHz) von 148 m Länge. Zur Lage von GPR-Profil 13 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.10.*

Die vorwiegend horizontalen Reflektoren von Rf-HO-B3 sind in den Profilen 13 und 14 nicht mehr ausschließlich parallel bis subparallel ausgebildet, sondern zeigen einen eher unruhigen, wellenförmigen Verlauf in Verbindung mit einzelnen, konkaven Reflexionen von geringer räumlicher Ausdehnung. Solche rinnenförmigen Reflexionsstrukturen lassen sich z. B. im GPR-Profil 13 (Abb. 4.31) zwischen 112 m - 130 m Entfernung vom westlichen Profilstart in einer Tiefe von 65 ns - 85 ns TWT (-0,8 m NN bis -1,4 m NN) und zwischen 84 m - 92 m in einer Tiefe von 95 ns - 103 ns TWT (-1,65 m NN bis -2 m NN) nachweisen. Im GPR-Profil 14 (Abb. 4.32) kommt in einer Tiefe von 90 ns - 110 ns TWT (-1 m NN bis -1,75 m NN) und einer Entfernung von 103 m - 133 m vom südwestlichen Startpunkt eine ähnliche rinnenförmige Reflexion vor. In Nachbarschaft zu den rinnenförmigen Strukturen finden sich kurze, steil einfallende

Reflektoren. Die Einfallsrichtung dieser Reflektoren variiert und kann sich wie z. B. zwischen den Profilmetern 110 und 140 in Radargramm 13 (Abb. 4.31) kleinräumig ändern.

Die Radarfazies Rf-HO-B3 ist in den GPR-Profilen 13 und 14 in einem Tiefenbereich zwischen 40 ns - 108 ns TWT (0 m NN bis -2 m NN) präsent. Ab einer Tiefe von 108 ns TWT gehen die Reflektoren von Rf-HO-B3 in die nach Osten einfallende Radarfazies Rf-HO-A2b über, deren Reflektoren mit einem *downlap* auf den Radarschichtflächen von Rf-HO-D1a enden. An der Basis der Radarschichtflächen fanden sich in den unbearbeiteten Rohdaten Diffraktionshyperbeln in hoher Konzentration, die durch das *Processing* größtenteils aus den gezeigten Daten entfernt wurden. Eine untere Begrenzung der Radarschichtflächen ist aus den GPR-Profilen 13 und 14 nicht abzuleiten.

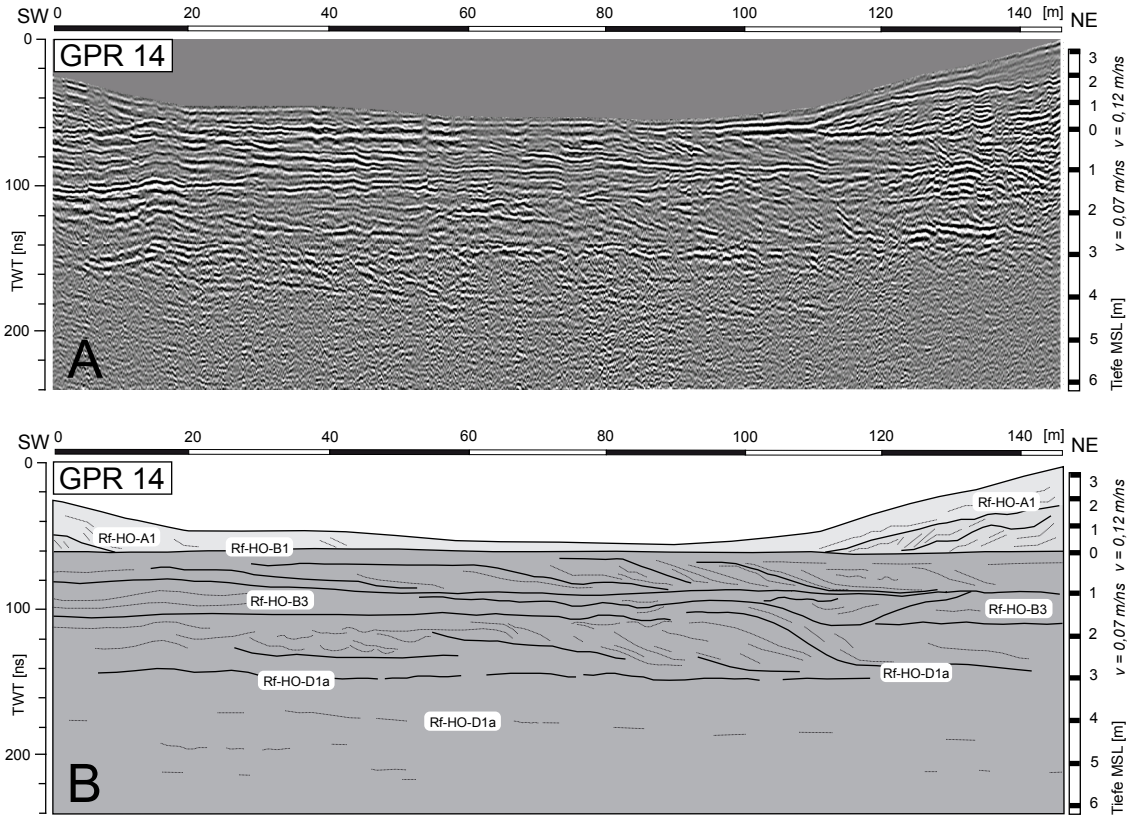


Abb. 4.32: *GPR-Profil 14 (200 MHz) verläuft auf einer Länge von 146 m von Südwesten nach Nordosten. Zur Lage von GPR-Profil 14 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.10.*

Interpretation und Diskussion der Georadar-Profile 13 und 14

Den oberen Bereich der GPR-Profile (Abb. 4.33) bilden die heutigen Dünen der südlichen Hörnum Odde. Diese sind zum Teil auf älteren Dünenhorsten entstanden, die sich anhand gut ausgebildeter, interner *bounding surfaces* in den GPR-Daten abzeichnen. Eine solche *bounding surface* ist beispielsweise am nordöstlichen Ende von GPR-Profil 14 (Abb. 4.32) ab dem Profilmeter 110 erkennbar. Interne *bounding surfaces* sprechen für eine Ruhephase während der aktiven Dünenbildung (Kocurek 1996) und erlauben daher die Unterteilung in zwei Dünengenerationen.

Die mittlere Einheit der GPR-Profile 13 und 14 (Abb. 4.33) wird durch Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-B3 dominiert und sedimentologisch als Strand interpretiert. Ein Unterschied besteht jedoch hinsichtlich seines internen Aufbaus. Im Gegensatz zu den im Norden der Hörnum Odde gemessenen GPR-Profilen ist der Strandbereich in den südlichen GPR-Profilen 13 und 14 mit durchschnittlich 2 m vergleichsweise mächtig ausgebildet. Darüber hinaus sind die Reflexionsmuster vielseitiger und umfassen neben den weitläufigen, horizontalen, parallel bis subparallel ausgebildeten Reflektoren noch wannenförmige sowie kurze, steil einfallende Reflexionen. Diese finden sich in unmittelbarer Umgebung zu den rinnenförmigen Reflexionsstrukturen und sind auf ehemals gut ausgebildete Vollformen zurückzuführen, die allerdings in ihrem oberen Bereich durch die Sedimente des Hangenden gekappt wurden. Der interne Aufbau dieser Vollformen ähnelt dabei der internen Schichtung intertidaler Sedimentkörper (*tidal bars, swash bars*) wie sie heute im Strandbereich vieler Nordseeinseln zu finden sind.

Intertidale Sedimentkörper (*intertidal bars* und *swash bars*) zählen nach FitzGerald (2005) zu den typischen Elementen der Strandmorphologie im *foreshore*-Bereich des nassen Strandes. Die sog. *swash bars* zeigen im Allgemeinen eine durch Wellenenergie induzierte, auf die Küste gerichtete Migrationsrichtung (Hayes 1980; Jackson et al. 2007; Lindhorst 2008). Stratigraphisch kommen diese überwiegend als Vollformen ausgebildeten Sedimentkörper im Verbund mit parallel zur Küstenlinie verlaufenden linearen rinnen- und wannenförmigen Geländedepressionen vor und gehören zu temporären Sequenzen innerhalb des Strandprofils (FitzGerald 2005; Greenwood 2005).

Aus dem deutschsprachigen Raum sind diese intertidalen Vollformen mit den in Schäfer (2005: 228 ff.) angesprochenen „Strandriffen" vergleichbar, die als mehrfach aufeinander folgende, strandparallele Sandbänke in der Brecherzone von der senkrecht zur Küsten auflaufenden Brandung aufgeworfen werde. Die Seeseite der Strandriffe ist flach. Auf der Landseite bilden die steil einfallenden (18° - 30°) Riffstirnschichten mit landwärts orientierten Anlagerungsflächen eine parallele Schrägschichtung aus (Schäfer 2005).

Oft sind diese vorwiegend aus Sand aufgebauten intertidalen Sedimentkörper stratigraphisch in das Strandprofil eingebaut und aufgrund des geringen morphologischen und sedimentologischen Unterschiedes zum Strand (Jackson et al. 2007) nur schwer anhand von Bohrungen zu identifizieren. Die Entstehung und Anlagerung von *swash bars* an den Strand ist vor allem auf ruhige Phasen zwischen oder nach Sturmfluten zurückzuführen (Jackson et al. 2007; Tanner 1995). Während Sturmfluten werden die intertidalen Sedimentkörper zum Teil ausgeräumt, aufgearbeitet oder in ihrem oberen Bereich gekappt, sodass ein durch Wellen- und Brandungserosion bedingtes ebenes Strandprofil entsteht (FitzGerald 2005; Jackson et al. 2007).

Auch in GPR-Profil 13 (Abb. 4.31) sind zwischen den Profilmetern 40 und 100 in einer Tiefe von 80 ns - 100 ns TWT (-1,5 m NN bis -2 m NN) sowie zwischen den Profilmetern 90 und 140 in einer Tiefe von 80 ns - 110 ns TWT (-1,5 m NN bis -2,2 m NN) intertidale Sedimentkörper im Hangenden durch Erosion gekappt worden.

Vollformen und Geländedepressionen wechseln sich in den Georadar-Profilen 13 und 14 (Abb. 4.33) auf kleinstem Raum ab und sind mit der in (Greenwood 2005) beschriebenen typischen *ridge-and-runnel*-Topographie einiger Strände vergleichbar. Die konvexen Vollformen der *intertidal bars* und *swash bars* repräsentieren dabei die Sedimentrücken (*ridges*). Rinnenförmige Reflexionen innerhalb der Radarfazies von Rf-HO-B3 entsprechen dabei den sog. *runnels,* die von Schäfer (2005) auch als Strandpriele bezeichnet werden.

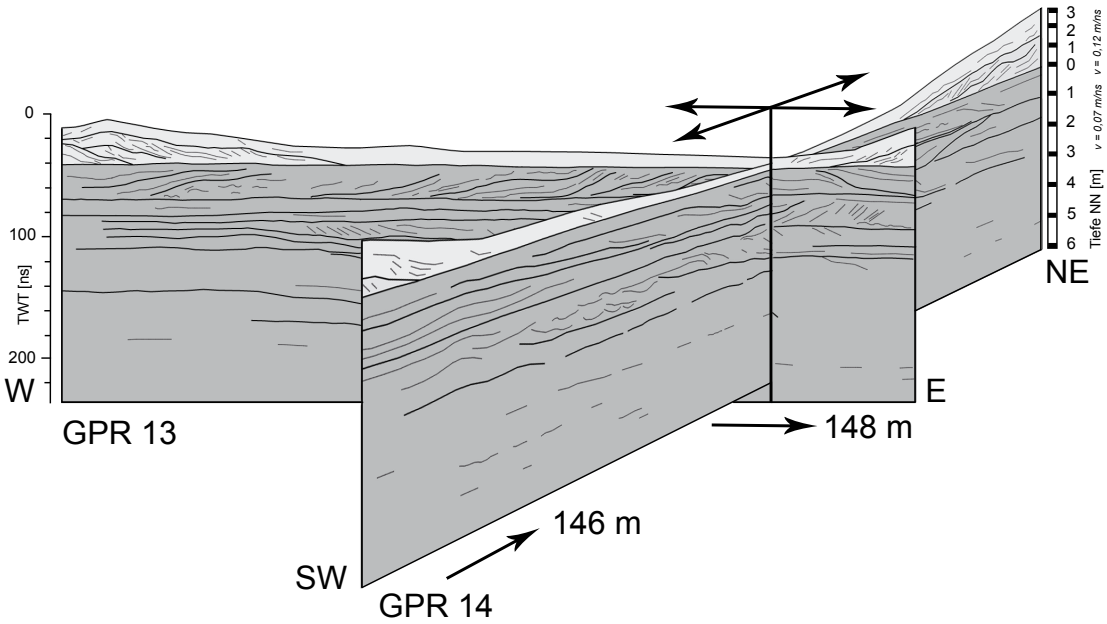


Abb. 4.33: *Zusammengesetzte GPR-Profile 13 und 14. Zur Lage der Transekte im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.1. Radarfazies und Interpretation sind in Abb. 4.31 - 4.32 dargestellt. Legende siehe Abb. 4.10.*

Die Strandpriele (*runnels)* erreichen in GPR-Profil 13 (Abb. 4.31) eine Ausdehnung von 8 m - 18 m Länge und eine maximale Mächtigkeit von 35 cm - 60 cm. Im GPR-Profil 14 (Abb. 4.32) ist ein Strandpriel von 30 m Länge und 75 cm Mächtigkeit ausgebildet. Das Vorkommen dieser Strukturen in einem Tiefenbereich zwischen -0,8 m NN bis maximal -2 m NN spricht für ehemalige Sedimentstrukturen aus dem Strandbereich.

Die *ridge-and-runnel*-Strukturen kommen dabei in Verbindung mit den annähernd horizontalen Reflektoren von Rf-HO-B3 vor, die als söhlig lagernde, leicht in Richtung Meer einfallende Strandsandschichten gedeutet werden. Diese zeigen die von Schäfer (2005: 228) als „Hochenergie-Parallelschichtung" bezeichnete interne Sedimentstruktur.

Die bis zu 2 m mächtigen Strandablagerungen sprechen insgesamt für eine verlangsamte Progradation des südlichen Bereichs der Hörnum Odde. Dieser Bereich muss über einen längeren Zeitraum stabil gewesen sein, sodass sich mächtige Strandsandschichten sowie eine ausgeprägte *ridge-und-runnel*-Topographie mit eingeschalteten intertidalen Sedimentkörpern entwickeln konnte. So erfolgte die Ablagerung intertidaler Sedimentkörper vorzugsweise in den Ruhephasen zwischen einzelnen Sturmfluten.

Wiederkehrende Sturmfluten sorgten für die Erosion der oberen Bereiche der intertidalen Vollformen und dementsprechend für die anschließende Ausbildung eines zeitweilig ebenen Strandprofils (Jackson et al. 2007). Dieses zeigt sich durch die im GPR-Profil vorhandenen annähernd horizontalen Reflektoren, die einen Strand mit Hochenergie-Parallelschichtung (Schäfer 2005) darstellen.

Es ist festzustellen, dass der Strandbereich der südlichen Odde im Vergleich zur nördlichen Odde weniger stark durch Sturmfluten erodiert wurde und somit heute noch eine durchschnittliche Mächtigkeit von 2 m aufweist. In den GPR-Profilen im Norden der Hörnum Odde lässt sich nur ein geringmächtiger Strand nachweisen. Die horizontalen Strandsedimente gehen dort schnell in die unterlagernden *foreshore*- und *shoreface*-Sedimente der Tiderinne über.

Es wird angenommen, dass der Strandbereich in den GPR-Profilen der nördlichen Odde durch zahlreiche Sturmfluten größtenteils erodiert wurde. Im Vergleich zu heute wurde der Strand aus den GPR-Profilen 13 und 14 (Abb. 4.33) unter anderen Sedimentationsbedingungen gebildet. So ist der heutige Strand der südlichen Oddespitze ausschließlich durch stark erosive Bedingungen geprägt (Tillmann 2007). Sogar außerhalb der Sturmflutsaison ist in den Sommermonaten eine scharfe Abbruchkante im Strandbereich der südlichen Odde ausgebildet. Es ist davon auszugehen, dass sich der in den GPR-Profilen 13 und 14 abgebildete einstige Strand der Inselspitze aus einem breiten Strandbereich mit ausgeprägter Strandmorphologie und insgesamt flacher Topographie mit spärlich verbreiteten, ephemeren Dünen zusammensetzte.

Die Strandsedimente gehen erst ab einer Tiefe von -2 m NN in die leicht in südöstliche Richtung einfallenden *foreshore*- und *shoreface*-Sedimente über. Die hohe Konzentration an Diffraktionshyperbeln an der Basis der Radarschichtfläche von Rf-HO-D1a lässt auf eine hohe Anzahl an Geröllen und Strandkiesen schließen, die dort in einem sturmflutbedingt erhöhten Energieniveau zur Ablagerung gelangten.

4.3.2.5 Georadar-Profile 15 und 16 und Bohrung S1 (Hörnum Steintal)

Im Steintal nordwestlich der Ortschaft Hörnum wurden insgesamt 10 Georadar-Profile gemessen (Abb. 4.1). Das 108 m lange GPR-Profil 15 (Abb. 4.34) bildet den nördlichen Talabschluss des Steintals und verläuft von Südwest nach Nordost. Der südliche Talabschluss wird vom 162,5 m langen, von Nordwest nach Südost streichenden GPR-Profil 16 (Abb. 4.35) eingenommen. Im Steintal dominieren mit Heide (*Calluna vulgaris*, *Empertrum nigrum*) bewachsene Grau- und Braundünen.

In den GPR-Profilen des Steintals wurde ein zweigeteilter Maßstab basierend auf einer mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle von 0,11 m/ns oberhalb des Grundwasserspiegels und von 0,08 m/ns im wassergesättigten Sediment unterhalb des Grundwasserspiegels berechnet. Generell konnte im Steintal eine Abnahme der Erkundungstiefe in östlicher Richtung beobachtet werden. In den GPR-Profilen 15 und 16 beträgt die maximale Eindringtiefe des elektromagnetischen Signals 180 ns - 220 ns TWT. Gemäß den ermittelten Ausbreitungsgeschwindigkeiten entspricht dies einer absoluten Tiefe von etwa -8 m NN bis -9 m NN. GPR-Profil 15 (Abb. 4.34) zeigt 8 unterschiedliche Radarfazies. In GPR-Profil 16 (Abb. 4.35) sind 7 Radarfazies zu unterscheiden.

Der gesamte obere Teil von GPR-Profil 16 (Abb. 4.35) wird bis zu einer Tiefe von 50 ns TWT (0 m NN) von der Radarfazies Rf-HO-A1 eingenommen, die sich im Liegenden von der Radarfazies Rf-HO-B3 durch den starken Reflektor von Rf-HO-B1 abgrenzt. Im südwestlichen Abschnitt von GPR-Profil 15 (Abb. 4.34) wird die Radarfazies Rf-HO-A1 von irregulären Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A4 überlagert, die an dieser Stelle morphologisch eine Vollform ausbilden.

Der Tiefenbereich zwischen 0 m NN und -0,5 m NN wird in beiden Profilen von Rf-HO-B3 dominiert. Die Reflektoren von Rf-HO-B3 zeigen zunächst einen annähernd horizontalen Verlauf und gehen anschließend in die einfallende Radarfazies Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b über. Im GPR-Profil 15 fallen die Reflektoren von Rf-HO-A2a und Rf-HO-A2b nach Nordosten ein und enden durch eine markante *downlap*-Konfiguration auf der Radarschichtfläche RF-HO-D1a.

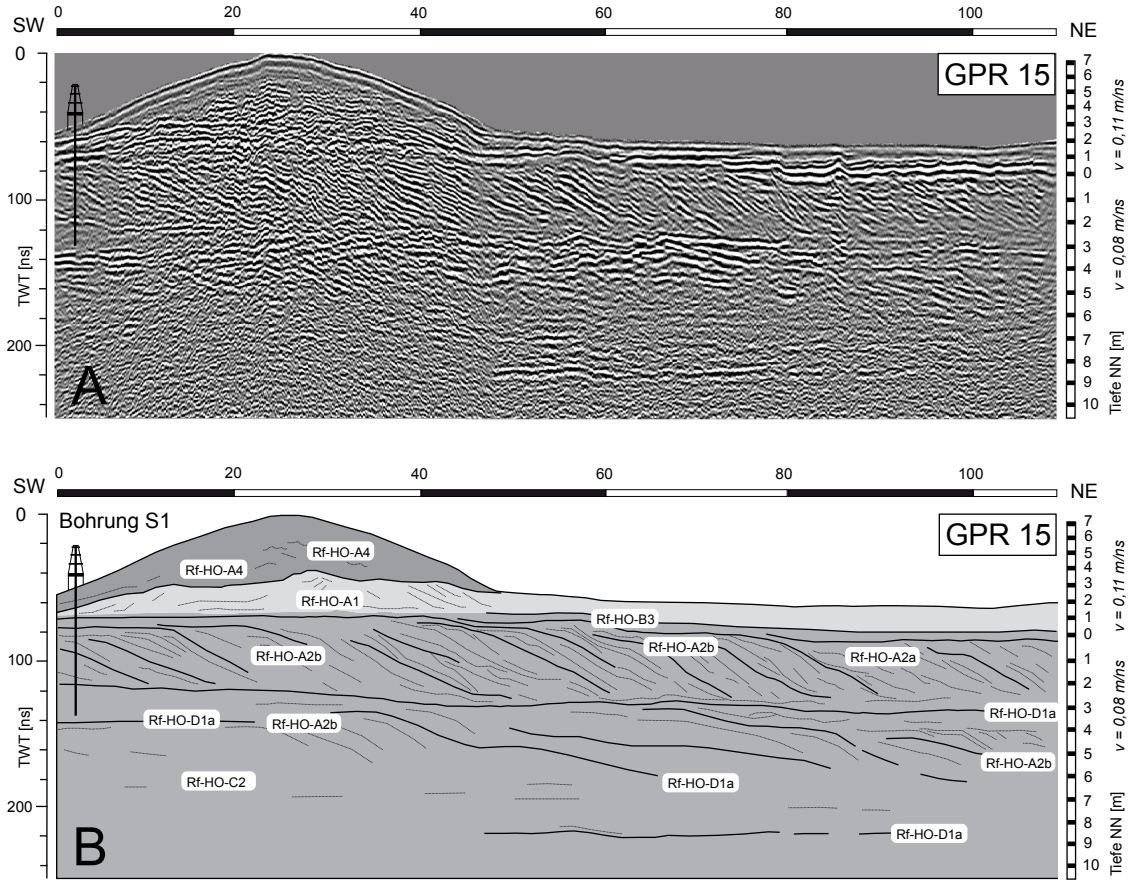


Abb. 4.34: *Das GPR-Profil 15 (200 MHz) verläuft auf einer Länge von 108 m von Südwesten nach Nordosten. Zur Lage von Bohrung S1 und GPR-Profil 15 im Hörnumer Steintal siehe Abb. 4.1. A: Radargramm nach Processing und topographischer Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.10.*

Unterhalb der annähernd horizontalen Radarschichtfläche dominieren ebenso nach Nordosten einfallende Reflexionen der Radarfazies Rf-HO-A2b sowie weiterer Radarschichtflächen vom Typ Rf-HO-D1a. In GPR-Profil 16 nimmt die Radarfazies Rf-HO-A2a, Rf-HO-A2b und Rf-HO-D1a ebenfalls den untersten Teil des Radargramms ein, zeigt aber im Gegensatz zu GPR-Profil 15 nach Südosten einfallende Reflexionen.

Stark gedämpfte Profilabschnitte sind am östlichen Ende von GPR-Profil 16 sowie am südwestlichen Profilanfang von GPR-Profil 15 zu finden und werden mit der Radarfazies Rf-HO-C2 beschrieben. Im GPR-Profil 15 kann die verstärkte Dämpfung im Untergrund durch die überlagernde Vollform der Radarfazies Rf-HO-A4 erklärt werden. Aufgrund der relativen Anhebung des Profils im Zuge der während des Processings durchgeführten topographischen Korrektur handelt es sich lediglich um eine scheinbar verminderte Erkundungstiefe.

Bohrung S1

Die Bohrung S1 (Abb. 4.36) wurde in 2 m Entfernung vom südwestlichen Startpunkt in das GPR-Profil 15 (Abb. 4.34) eingebracht und bis zu einer Tiefe von 5,75 m unter der Geländeoberfläche abgeteuft. Damit erreicht die Bohrung eine maximale Tiefe von ca. -4 m NN. Für Korngrößenanalysen wurden 32 Proben entnommen.

Die Bohrung lässt sich in drei Einheiten unterteilen (Abb. 4.36). Bis zu einer Tiefe von 1 m unter der Geländeoberfläche kommt ausschließlich heller Mittelsand mit einer mittleren Korngröße zwischen 1,83 φ und 1,46 φ vor. Die Sortierung ist mit Werten zwischen 0,43 φ und 0,68 φ gut bis mäßig gut. Die Kornverteilung ist unimodal bis bimodal und von symmetrischer bis positiver Schiefe. An der Oberfläche ist ein 4 cm mächtiger Humushorizont ausgebildet und mit Wurzeln des Strandhafers (*Ammophila arenaria*) durchzogen. Der obere Teil der Bohrung entspricht der Radarfazies Rf-HO-A4, die auf Spülsande zurückzuführen ist.

In einer Bohrtiefe von 1 m ließ sich durch starke Humusanreicherung ein etwa 10 cm mächtiger Paläoboden mit Wurzeln von Heidevegetation (*Calluna vulgaris*, *Empertrum nigrum*) nachweisen, der zugleich die Grenze zur Fazies im Liegenden repräsentiert. Dort dominieren mäßig bis gut sortierte (0,75 φ - 0,63 φ) Sande der Mittelsandfraktion (1,37 φ - 1,59 φ), die unter Einbeziehung der GPR-Daten als Dünen-Fazies interpretiert werden.

Ab einer Tiefe von 1,68 m ließen sich erstmals Muschelbruchstücke und Schill nachweisen, die auf eine marine Fazies hindeuten. Schalenreste der Herzmuschel (*Cerastoderma edule*) und der Miesmuschel (*Mytilus edulis*) wurden zu Datierungen mittels der AAR-Methode herangezogen.

Die Grenze zur untersten Einheit wird durch einen eisenhaltigen und rot gefärbten Oxidationshorizont definiert. Im Liegenden folgt eine Wechsellagerung aus hellgrauen Mittel- und Feinsanden (1,14 φ - 2,4 φ) mit eingeschalteten grobklastischen Schilllagen. Die Sortierung der untersten Fazies variiert und ist gut (0,47 φ) bis schlecht (1,48 φ). Die Korngrößenverteilung ist überwiegend bimodal und besitzt eine symmetrische bis negative Schiefe.

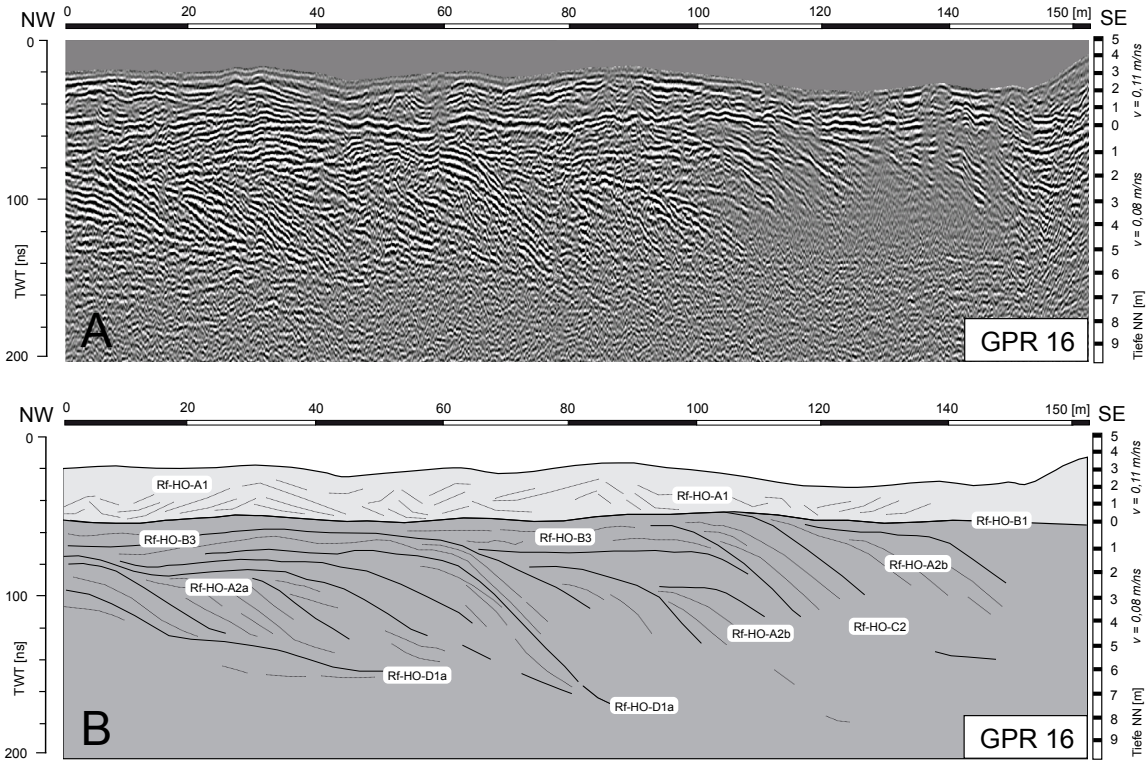


Abb. 4.35: *Das GPR-Profil 16 (200 MHz) verläuft auf einer Länge von 162,5 m von Nordwesten nach Südosten. Zur Lage von GPR-Profil 16 im Steintal siehe Abb. 4.1. A: Radargramm nach Processing und topographischer Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.10.*

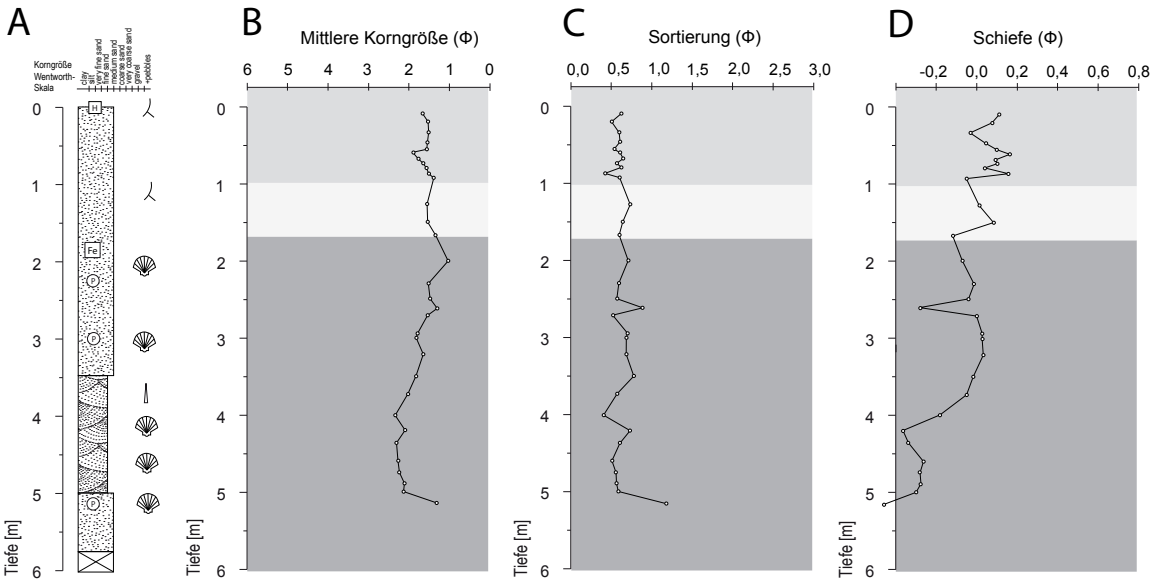


Abb. 4.36: *A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung S1. Zur Position von Bohrung S1 im Hörnumer Steintal siehe Abb. 4.1 u. Abb. 4.34. Die Legende ist in Abb. 4.13 dargestellt.*

Interpretation und Diskussion der Georadar-Profile 15 und 16 sowie der Bohrung S1 (Hörnum Steintal)

Die Georadar-Profile des Steintals lassen sich mit den Profilen der Hörnum Odde vergleichen. Die oberste sedimentologische Einheit sind mit Ausnahme der Radarfazies Rf-HO-A4 die holozänen Dünen (Rf-HO-A1), die im Steintal das Stadium der Grau- und Braundüne erreicht haben. Die Dünenbasis entspricht der Position des Grundwasserspiegels (Rf-HO-B1) und liegt in einigen Profilen sogar bis zu 0,5 m darunter.

Die Sande der Radarfazies Rf-HO-A4 wurden aus Küstenschutzgründen in das überflutungsgefährdete Dünental eingebracht und stellen eine künstliche von Nordost nach Südwest verlaufende Dünenverwallung dar. Diese wurde zum Schutz vor Überflutungen des sich östlich der Bundesstraße anschließenden Wohngebietes erbaut.

Die marine Fazies unterhalb des Grundwasserspiegels setzt sich aus marinen Sanden zusammen, die im Radargramm eine strömungsbedingte Anlagerung von Sedimentpaketen zeigen. Während aus GPR-Profil 15 (Abb. 4.34) eine Anlagerung dieser Sedimente in nordöstlicher Richtung abgeleitet werden kann, bauen sich die einzelnen Schichtpakete in GPR-Profil 16 (Abb. 4.35) vorwiegend nach Südosten vor. Die unterschiedliche Einfallsrichtung kann mit der Ausrichtung der GPR-Profile in Bezug zur ursprünglichen Inselspitze erklärt werden. So stellt GPR-Profil 15 den östlichen Randbereich der ursprünglichen Inselspitze dar, während in GPR-Profil 16 die südliche Front der Insel abgebildet wird (siehe Abb. 4.44).

Östlich des Steintals konnten aufgrund dichter Bebauung innerhalb der Ortslage von Hörnum keine Bohrungen durchgeführt und nur in eingeschränktem Maße GPR-Profile gemessen werden (vgl. Abb. 4.1). Die gemessenen Profile wurden durch zahlreiche Diffraktionen bedingt durch bautechnische Einflüsse wie Kabel, Rohrleitungen etc. überlagert und sind daher insgesamt von schlechter Qualität. Dennoch konnte in allen GPR-Profilen östlich der

Bundesstraße eine Abnahme der Erkundungstiefe festgestellt werden. Auch in den GPR-Profilen des sich nordöstlich anschließenden „Großes Tals“ und des „Möskentals“ (vgl. Abb. 4.46) wurde im Vergleich zum Steintal nur eine geringe Eindringtiefe des elektromagnetischen Signals von wenigen Metern erreicht.

Als Grund für die verminderte Erkundungstiefe ist ein Materialwechsel im oberflächennahen Untergrund hin zu feinkörnigen, tonhaltigen Sedimenten anzuführen. Bohrungen von Dietz & Heck (1952) bestätigen diese Annahme.

Bohrung 2 „Hörnum Steintal/Fliegerhorst“ aus Dietz & Heck (1952: 104) befindet sich östlich von GPR-Profil 15 (54°45’48” Nord und 8°17’20” Ost). Im Bohrkern wurde durch Dietz & Heck (1952: 104) bis 6,70 m unter der Geländeoberfläche „hellbräunlicher feiner Sand“ belegt der bis zu einer Tiefe von 11,40 m in „hellgrauen Feinsand“ übergeht. Der Feinsand aus Bohrung 2 „Hörnum Steintal/Fliegerhorst“ spricht für weniger strömungsintensive Sedimentationsbedingungen. Möglicherweise handelt es sich hierbei um Misch- oder Sandwattablagerungen, die als Stillwassersedimente im Lee einer sich von Norden her vorbauenden Inselspitze abgelagert wurden. Damit lag der Bereich östlich des Steintals im *backbarrier environment* und unterscheidet sich daher von den grobkörnigeren Hakensedimenten der progradierenden Inselspitze.

4.3.2.6 Diskussion

Auf der Basis der gewonnenen Georadar- und sedimentologischen Daten wurde ein stratigraphisches Modell entwickelt, das auf stark vereinfachte Weise den sedimentologischen Aufbau der südlichen Inselspitze Sylts sowie die wichtigsten am Aufbau und der Entwicklung beteiligten Prozesse zusammenfasst und erklärt (Abb. 4.37). Das Modell wurde vorab in Tillmann & Wunderlich (2013) sowie ansatzweise in Tillmann & Wunderlich (2014) veröffentlicht.

***Barrier spit accretion* Modell**

Die erste und älteste aus Radargrammen und sedimentologischen Daten ersichtliche Entwicklungsphase stellt das Wachstum der südlichen Inselspitze durch eine nach Süden und Südosten gerichtete Progradation dar (Abb. 4.37). Diese wurde durch die Kombination von Sturmfluterosion und Küstenlängstransport induziert und gesteuert.

Die strömungsbedingte Anlagerung von Sedimenten aus dem Küstenlängstransport an die südliche Inselspitze führte allmählich zu deren Längenwachstum. Die Progradation bedingte ein Hineinwachsen der Inselspitze in die sich im Süden anschließende Tiderinne (Abb. 4.37). Die Sedimentstrukturen lassen auf eine Ablagerung in großer Wassertiefe schließen. Der Vergleich alter Land- und Seekarten (z. B. Mejer Karte von 1648 aus Abb. 4.2 Bild B) zeigt, dass sich die mittlere Hörnum Odde heute etwa an der Position einer alten Tiderinne, dem Faretrap-Tief befindet. Sofern an dieser Stelle die Tiderinne des Faretrap-Tief als Vorgänger des Hörnum-Tiefs verlief, wird angenommen, dass sich die damalige südliche Inselspitze allmählich in das Tief hinein vorbaute und diese mit den fortwährend durch den Küstenlängstransport von Norden angelieferten Sedimenten zuschüttete. Die Verlängerung der Hörnum Odde erfolgte demnach als rein marine Nehrungshakenbildung.

Zahlreiche Erosionsdiskordanzen unterhalb des heutigen Meeresspiegels markieren ursprüngliche Inselspitzenendpositionen (*time lines*) und sind auf schwere Sturmflutereignisse zurückzuführen (Abb. 4.37). Schill, Schwermineralien sowie zahlreiche Strandgerölle an der Basis der Erosionsdiskordanzen bestätigen eine Ablagerung unter hochenergetischen Sedimentationsbedingungen und produzieren in den GPR-Daten Reflektoren von starker Amplitude.

Die *time lines* werden nach Süden hin jünger und zeichnen unterschiedliche Stadien der Progradation nach, die ein episodisches Wachstum der Inselspitze in Abhängigkeit von der Sedimentverfügbarkeit und der Sturmflutintensität belegen.

Frühere Sturmfluten führten zur Erosion an der Westküste des zentralen Inselteils. Dieser wird zwischen Westerland und Kampen von pleistozänen Sedimenten der Saale-Moräne aufgebaut, die heute als Rotes Kliff zwischen Wenningstedt und Kliffende bei Kampen zu Tage treten. Der zentrale Inselteil sowie weitere vor der Westküste existente Geestvorkommen (Pisa-Moräne, Amrum-Bank-Moräne) fungierten als Sedimentlieferant und stellten das Material zum Aufbau des südlichen Nehrungshakens bereit (vgl. Kapitel 2.2.1).

Das eigentliche Wachstum der südlichen Inselspitze durch die Anlagerung mariner Sedimente (*barrier spit accretion*) fand höchtwahrscheinlich unter normalen Schönwetterbedingungen statt, wie sie gewöhnlich in den Sommermonaten außerhalb der Sturmflutsaison herrschen. Das erodierte Sediment wurde durch den Küstenlängsstrom entlang der Westküste bis zur südlichen Inselspitze transportiert und dort progradierend angelagert. Zu einer Steigerung von Wachstum und Progradation kam es dann, wenn die Zeit zwischen den einzelnen Sturmfluten lang und die Menge des durch den Küstenlängstransport ankommenden Sedimentes hoch war. Die Progradation der Inselspitze bedingte vermutlich eine nach Süden gerichtete Migration der Tiderinne (Abb. 4.37).

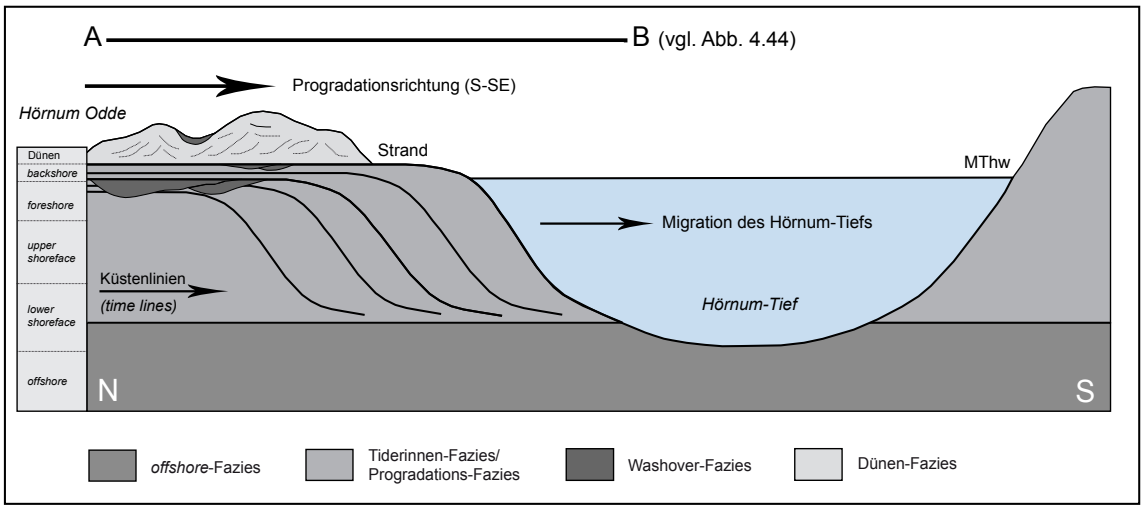


Abb. 4.37: *Barrier spit accretion Modell der Sylter Südspitze. Schematisches Nord-Süd-Profil durch die südliche Inselspitze. Zur Lage des Profils siehe Abbildung 4.44. Die erste aus den Daten nachweisbare Entwicklungsphase stellt die nach SE gerichtete Progradation der Inselspitze dar. Die Bildung der Hörnum Odde begann durch die submarine Anlagerung strömungsbedingter Sedimentpakete. Sturmflutbedingte Erosionsdiskordanzen markieren alte Inselspitzenendpositionen (time lines). Sturmfluten führten darüber hinaus zu overwash-Prozessen. Washover channel sind in die Sedimente des Strand- und Vorstrandes einschnitten. Auf der trocken gefallenen Inselspitze setzte anschließend Dünenbildung ein. Quelle: Tillmann & Wunderlich (2013, 2014).*

Während sich die Inselspitze nach Süden verlängerte, blieb die damalige Westküste keinesfalls lagekonstant. Es wird angenommen, dass Sturmfluten nicht nur im Bereich der Geestkerne erosiv wirkten, sondern gleichzeitig Teile der Westküste des damals noch jungen Nehrungshakens erodierten.

Sedimente eines älteren Inselspitzensystems (*spit*-System) im Liegenden sind weitestgehend undefiniert, zeigen aber eine leicht abweichende Progradationsrichtung und deuten auf etwaige Änderungen hinsichtlich der Strömungsrichtung von Tiderinne und Küstenlängstransport hin. Ein temporäres Mäandrieren der Tiderinne sowie eine nicht lagekonstante Inselspitze werden infolgedessen angenommen. Das ältere *spit*-System im Liegenden ist durch eine scharfe Erosionsdiskordanz von Ablagerungen des Hangenden getrennt.

Heute wird die Progradation und das Längenwachstum der südlichen Inselspitze durch die starken Strömungen im Hörnum-Tief unddas Sedimentdefizit entlang der Westküste beschränkt. Durch fehlende Geestvorkommen vor der Westküste und den zum Teil massiven Küstenschutz der Inselmitte (z. B. Strandmauer von Westerland) wird während Sturmfluten weniger Sediment erodiert und durch den Küstenlängstransport zum südlichen Inselende verfrachtet. Auch die jährlichen Sandvorspülungen können diesen natürlichen Sedimentinput in Richtung südlicher Inselspitze nur geringfügig ersetzen.

Schwere Sturmfluten führten darüber hinaus immer wieder zu *overwash*-Prozessen und Überschwemmungen der noch jungen Inselspitze. Dies belegen ältere *washover*-Ablagerungen, die sich in Form von *washover channel* in Ablagerungen des Strand- und Vorstrandes einschnitten (Abb. 4.37). Diese sind sowohl hinsichtlich ihrer Mächtigkeit und Ausdehnung als auch ihrer stratigraphischen Position deutlich von den rezenten *washover*-Ablagerungen zu unterscheiden, die sich vornehmlich auf den Bereich der heutigen Dünen konzentrieren (siehe dazu Kapitel 5). Demzufolge spielten *overwash*-Prozesse bereits während der initialen Entstehungsphase der Barriere eine wichtige Rolle und waren somit im entscheidenden Maße am Aufbau der südlichen Inselspitze von Sylt beteiligt.

Strandsedimente lagerten sich im *backshore* bis *foreshore* Niveau der Inselspitze ab und variieren heute in ihrer Mächtigkeit und Ausdehnung. Während die vorwiegend horizontal geschichteten, grobkörnigen Strandsandschichten der nördlichen Odde nur geringmächtig ausgebildet oder weitestgehend erodiert sind, ist der Strand der südlichen Odde mächtiger und zeigt eine ausgeprägte *ridge-and-runnel*-Topographie bestehend aus intertidalen Hohl- und Vollformen (*intertidal bars, swash bars*). Anschließende Dünenbildung führte zu einer Stabilisierung der Inselspitze oberhalb des Meeresspiegels und vollzog sich in mindestens zwei getrennten Dünenbildungsphasen.

4.3.3 Alter der südlichen Inselspitze von Sylt (Hörnum-Odde)

4.3.3.1 Aminosäure-Racemisierungs-Datierungen (AAR) an Schilllagen

In den vorangegangenen Kapiteln wurde mit Hilfe von Georadarmessungen, Bohrungen und sedimentologischen Analysen eine relative Stratigraphie der südlichen Inselspitze erarbeitet und in Form eines Modells (Abb. 4.37) erörtert und dargestellt. In diesem Kapitel wird der Versuch unternommen, die am Aufbau der Hörnum Odde beteiligten Prozesse in einen absoluten zeitlichen Rahmen einzuordnen. Kenntnisse zum Alter des südlichen Nehrungshakens von Sylt liegen nur äußerst spärlich vor und werden im Folgenden kurz skizziert.

Harck (1974: 71) versuchte anhand verdrifteter Steinwerkzeuge (Flintbeil, Flachbeil, Sichel, Klingen etc.) erstmals das Alter des südlichen Nehrungshakens zu datieren und stellte dabei fest, dass südlich von Puan Klent ausschließlich „stark abgerollte" und von der Brandung aufgearbeitete Steinwerkzeuge im Strandbereich nachzuweisen waren. Diese sind somit erst durch den Küstenlängstransport bis zum Hörnumer Steintal und der nördlichen Hörnum Odde transportiert worden.

Auf der Küstenstrecke zwischen Rantum und Puan Klent hingegen wurden u. a. auch „nichtabgerollte Steinwerkzeuge" (Harck 1974: 71), die auf einen kurzen Küstenlängstransport zurückzuführen sind, gefunden. Ferner liegen aus dem Gebiet um Rantum weitere voneinander unabhängige Beobachtungen vor (vgl. z. B. Harck 1974; Newig 2001), die auf prähistorische, vermutlich steinzeitliche oder älterbronzezeitliche Gräber (Grabhügel Wirkshoog aus der älteren Bronzezeit) schließen lassen (siehe Kapitel 2.3). Nach Vermutungen von Harck (1974: 72) war die „diluviale Oberfläche" südlich des Westerländer Geestkerns bis Puan Klent im Neolithikum zum Teil begehbar und durch eine „[…] westlich vorgelagerte an die heute abgetragenen Altmoränen anschließende Landzunge vor Überflutungen geschützt".

Es ist außerdem davon auszugehen, dass der Inselteil südlich von Puan Klent im Neolithikum noch nicht vorhanden gewesen ist und es sich - wie auch beim Lister Ellenbogen im Inselnorden - um eine postneolithische Bildung handelt (Harck 1974). Radiokohlenstoffdatierungen an Muschelschalen im Bereich des Ellenbogens durch Lindhorst (2008) belegen ein Alter von etwa 1300 Jahren.

Wie die Ausführungen zeigen, erschien eine Datierung des südlichen Nehrungshakens und speziell der Hörnum Odde immer schon schwierig, sodass in der Literatur bislang keine Ergebnisse zum absoluten Alter des südlichen Nehrungshakens vorliegen.

Schwierigkeiten ergeben sich aus dem Fehlen an eindeutig datierbaren Sedimenten wie z. B. Torfen im Untergrund. Eigene Ergebnisse zeigen, dass der südliche Nehrungshaken von Sylt und insbesondere die Hörnum Odde aus marinen, klastischen Sedimenten aufgebaut sind (Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b, 2012, 2013, 2014.

Der Vergleich von alten Land- und Seekarten lässt ein sehr junges geologisches Alter der Hörnum Odde vermuten. So lag die damalige Südspitze Sylts in der Mejer Karte von 1648 südlich des heutigen Leuchtturms von Hörnum auf einer Höhe von 54°45'20" Nord (Newig 1995). Es wird daher angenommen, dass sich die heutige Hörnum Odde erst nach 1648 gebildet hat. Der auf dieser Grundlage zu datierende Altersbereich umfasst demgemäß die letzten 364 Jahre. Damit liegt die zu erwartende Zeitspanne unter der aufgrund des marinen

Reservoireffektes in der Nordsee erforderlichen Reservoirkorrektur von etwa 400 Jahren (vgl. z. B. Geyh 2005b; Heier-Nielsen et al. 1995; Mangerud et al. 2006). Darauf begründet erweist sich die Radiokohlenstoff-Methode als ungeeignet für die Datierung der Sedimente im Bereich der Hörnum Odde.

Für die Datierungen wurde infolgedessen und in Anlehnung an die Arbeit von Ziehe (2009) die Aminosäure-Racemisierungs-Methode angewandt. Die AAR-Datierungen wurden an Muschelschalen der Gattungen *Cerastoderma edule (C.e.)*, *Mya arenaria (M.a.)*, *Mytilus edulis (M.e.)* und *Scrobicularia plana (S.p.)* durchgeführt, die zum Teil als intakte Muschelklappen jedoch vorwiegend in Form von Muschelbruchstücken und Schill vorlagen. Die Datierungen wurden unter Verwendung der Aminosäure Asparaginsäure (Asp) durchgeführt, die aufgrund ihrer schnellen Racemisierung die Datierung geologisch junger Zeiträume ermöglicht.

Die datierten Schalenreste stammen bevorzugt aus Schilllagen innerhalb des Bohrkerns. Diese ließen sich mit Erosionsdiskordanzen im *foreshore*- bis *shoreface*-Niveau korrelieren, die zugleich ehemalige Inselspitzenendpositionen nachzeichnen und daher auch als *time lines* bezeichnet werden (vgl. Kapitel 3.2.2).

Die Schalenreste aus den Bohrkernen wurden zum größten Teil nicht „in situ" abgelagert, sondern gehen aus Sturmflutablagerungen hervor. Eine eventbezogene Akkumulation unter hochenergetischen Sturmflutbedingungen macht eine Datierung der jeweiligen Schicht - egal mit welcher Datierungsmethode - generell schwierig.

Es besteht eine Diskrepanz zwischen ursprünglichem Lebensraum und postmortalem Sedimentationsraum, die bei der Interpretation stets zu beachten ist. Ebenso entspricht der datierte Todeszeitpunkt nicht dem Ablagerungszeitpunkt bzw. der Einbettung in die jeweilige Schicht. So können Muschelschalen über lange Zeiträume umgelagert und erst durch Sturmfluten im Bereich der Erosionsdiskordanzen abgelagert worden sein. Unklar ist ebenso, ob es sich um Muscheln aus dem näheren Küstenvorfeld handelt oder um Schillkomponenten die über weite Strecken aus dem *offshore-Bereich* heran transportiert wurden.

Dennoch wurde der Versuch unternommen mit Hilfe der AAR-Datierung zeitliche Anhaltspunkte zu gewinnen, um die Prozesse, die zur Entstehung der Sylter Südspitze geführt haben, in einen groben zeitlichen Rahmen einzuordnen.

Wichtig für die Interpretation und Eingrenzung des Alters erwies sich insbesondere das Alter der jeweils ältesten und jüngsten der datierten Muschelschale innerhalb der schillführenden Schicht. So definiert die jüngste Muschel das Mindestalter der zu datierenden Schilllage. Es ist anzunehmen, dass die Sedimente im Liegenden der datierten Schicht älter sein müssen, als die jüngste darin enthaltene Muschelschale. Auszuschließen ist hingegen nicht, dass sich innerhalb der datierten Schicht weitere Muschelschalen jüngeren Alters befinden, die nicht im Probenmaterial der abgeteuften Bohrungen enthalten sind. Ganz sicher hingegen ist die Schicht mindestens so alt, wie die darin enthaltene und im Bohrkern geförderte jüngste Muschelschale.

Basierend auf der relativen Stratigraphie der Hörnum Odde ist folgendes zu erwarten:

1. die Erosionsdiskordanzen (*time lines)* werden in Richtung Süden jünger
2. die Sedimente des Hangenden sind jünger als die Ablagerungen im Liegenden

Wie im Schema aus Abbildung 4.38 vereinfacht dargestellt, liegt ein besonderes Augenmerk auf der Datierung der Strand- und Vorstrandsedimente. Die Erosionsdiskordanzen zeichnen als *time lines* die nach Süden fortschreitende Progradation der Inselspitze nach (siehe auch Abb. 4.37). Der obere Teil der Erosionsdiskordanzen befindet sich im *backshore*- bis *foreshore*-Niveau und bildet den ursprünglichen Strand der progradierenden Inselspitze (Abb. 4.38). Es ist davon auszugehen, dass der Strand bereits über das MThw-Niveau hinaus geragt hat.

Die Strandsedimente der Odde befinden sich heute im Bereich des Grundwasserspiegels bis knapp darunter. Geht man von einer Korrelation von Grundwasser- und Meeresspiegel aus (Kapitel 3.2.4), so wurden die Strandsande abgelagert als der Meeresspiegel minimal tiefer lag als dies heute der Fall ist. Daraus zu schließen, sind die Strandsedimente verhältnismäßig jungen Alters und werden sowohl nach Süden als auch zum Hangenden hin jünger (Abb. 4.38).

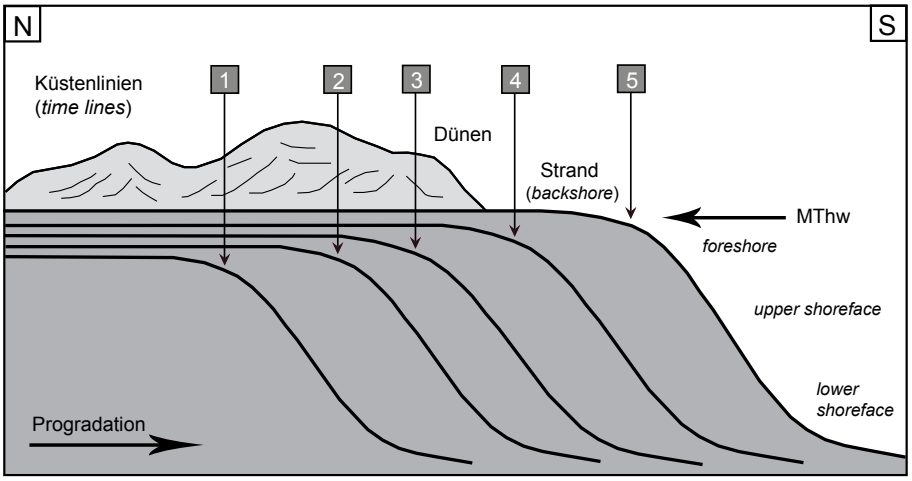


Abb. 4.38: *Schema der Küstenlinien (time lines) der südlichen Inselspitze von Sylt. Die Küstenlinien der progradierenden Hörnum Odde werden nach Süden hin jünger, sodass die Küstenlinie 1 die älteste und die Küstenlinie 5 die jüngste darstellt.*

4.3.3.2 Ergebnisse

Die Ergebnisse der Datierungen bzw. das gemessene L/D-Asp-Verhältnis sind in den Abbildungen 4.39 bis 4.43 dargestellt. Eine Tabelle der Messwerte und Ausgangsparameter findet sich im Anhang (Tab. A-1) dieser Arbeit. Bis auf wenige Ausnahmen zeigen die Datierungen eine stringente Abfolge und werden - wie erwartet - zum Hangenden und in Richtung Süden zunehmend jünger. Die Abbildung 4.45 zeigt die Bohrungen und GPR-Profile.

Datierungen der Bohrungen 2, 4, und 10 aus GPR-Profil 3

In Bohrung 2 aus dem GPR-Profil 3 (Abb. 4.39) wird die stringente Abfolge innerhalb eines *washover channels* gestört. Dort wurde eine Muschelschale von *Cerastoderma edule (C.e.)* auf die Zeitspanne 164 - 352 J.v.h. (vgl. Anhang Tab. A-1) datiert und ist damit älter als die auf 150 - 323 J.v.h datierten Strandsedimente im Liegenden. Die vermeintlich ältere Muschelschale kam höchstwahrscheinlich infolge des *overwash-Prozesses* im dortigen *washover channel* zur Ablagerung und entstammt daher vermutlich aus dem Strandbereich im unmittelbaren Küstenvorfeld.

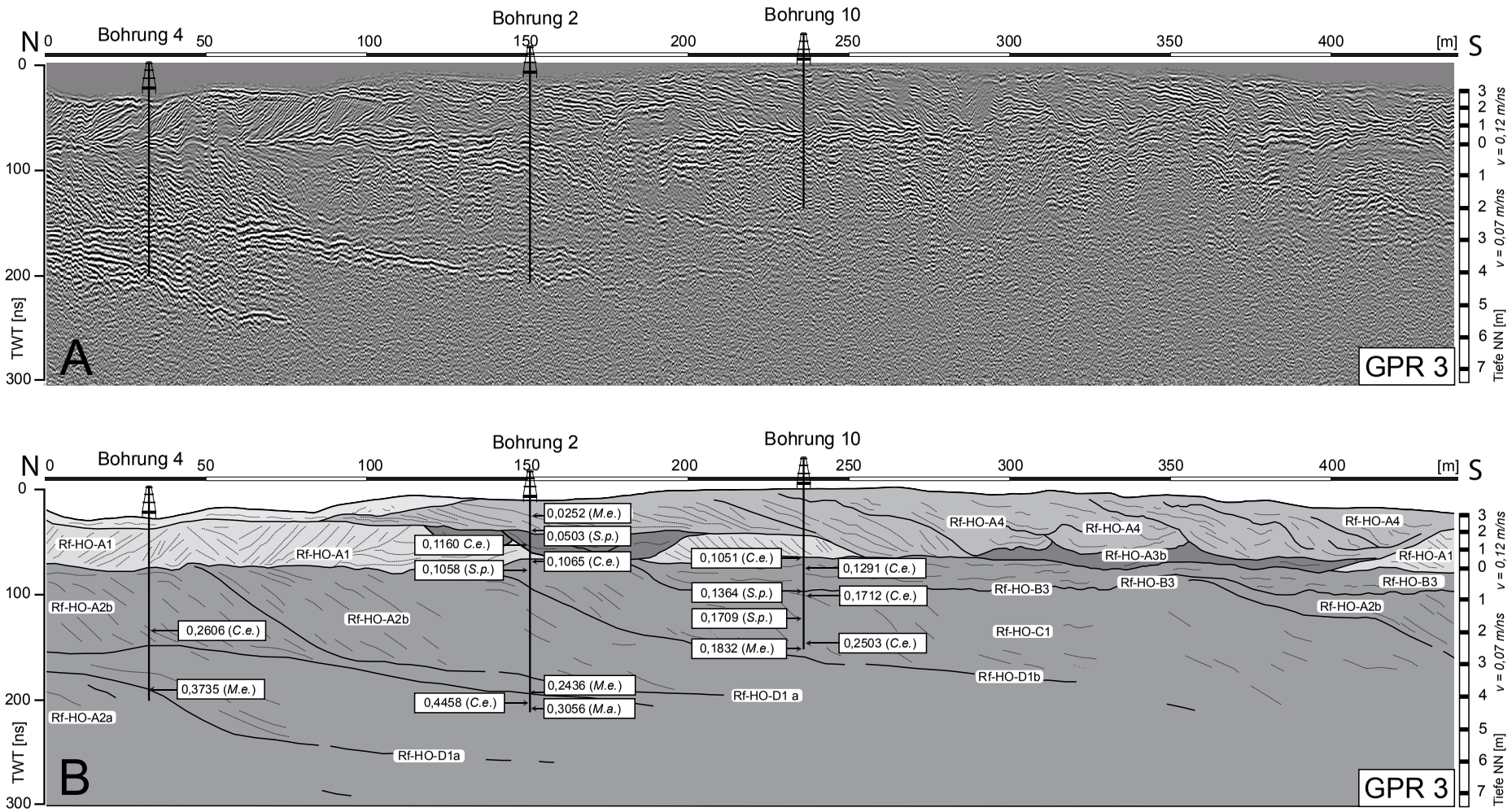


Abb. 4.39: *Übersicht der AAR-Datierungen (L/D-Asp-Verhältnis) aus GPR-Profil 3 (vgl. Abb. 4.12). AAR-Alter siehe Anhang. Zur Legende und Lage von GPR-Profil 3 siehe Abb. 4.10 und Abb. 4.1. Quelle: in ursprünglicher Anlehnung an* Tillmann & Wunderlich *(2011b).*

Die jüngste der datierten Muschelschalen hat ein Alter von 43 - 96 Jahren. Die Miesmuschel *(M.e.)* wurde aus einer Probe aus dem oberflächennahen Spülfeld der im Jahre 1983 eingebrachten Sandvorspülung gewonnen. Ebenso wie eine auf 79 - 171 Jahre datierte Schale der Pfeffermuschel *(S.p.)* stammt die Schalenklappe aus größeren Wassertiefen des Entnahmegebietes der Sandvorspülung. Es wird angenommen, dass die Muschel im Entnahmegebiet bereits postmortal abgelagert oder im Sediment des Meersbodens eingebettet wurde. Erst mit der Sandentnahme durch den Hopperbagger (vgl. Kapitel 2.5.1) gelangten die Gehäuse mit den Spülsanden auf die Insel.

Strandsedimente (Rf-HO-B3) aus den Bohrungen 2 und 10 sind zwischen 167 - 364 und 148 - 319 Jahre alt und wurden durch Schalen der Gattung *Cerastoderma edule (C.e.)* und *Scrobicularia plana (S.p.)* datiert. Insgesamt liegen die Proben der Strandsande aus Bohrungen 2 und 10 zwischen 0 m NN und -0,5 m NN Tiefe eng beieinander und zeigen nur eine geringe Abweichung.

Daraus lässt sich ableiten, dass der Bereich der Odde zwischen den Bohrungen 2 und 10 seit mindestens 148 - 319 Jahren landfest gewesen sein muss, da sich sonst eine Muschelschale mit diesem Alter nicht in das Sediment hätte einbetten können. Auszuschließen ist hingegen nicht, dass dieser Teil der Odde jünger ist. Daraus lässt sich gleichermaßen schlussfolgern, dass die Dünenbildung in diesem Teil der Odde erst nach dem Zeitraum 1665 - 1863 n. Chr. eingesetzt haben kann. Der Strandbereich in GPR-Profil 3 reicht bis zum südlichen Profilende. Es wird daher angenommen, dass auch das südliche Ende von GPR-Profil zu dieser Zeit bereits existiert hat.

Die älteste und unterste Erosionsdiskordanz (Rf-HO-D1a) wurde durch ein Schalenbruchstück von *Mytilus edulis (M.e.)* in Bohrung 4 auf die Zeit 1516 - 670 J.v.h. datiert. Damit ist belegt, dass die älteste Erosionsdiskordanz mindestens seit dieser Zeit existiert. Ein Höchstalter kann dagegen nicht abgeleitet werden.

In Bohrung 2 wurde die unterste Erosionsdiskordanz (Rf-HO-D1a) durch ein Schalenbruchstück von *Mytilus edulis (M.e.)* auf 986 - 436 J.v.h. datiert. Die Sedimente unterhalb dieser Erosionsdiskordanz wurden mit Hilfe von Muschelschalen der Gattungen *Cerastoderma edule (C.e.)* und *Mya arenaria (M.a)* auf 1365 – 635 J.v.h. und 1396 - 637 J.v.h datiert.

Die oberste Erosionsdiskordanz in Bohrung 10 wurde auf ein Alter von 417 - 217 J.v.h. datiert und trennt die jüngere Strand-Fazies im Hangenden von der Tiderinnen-Fazies des Liegenden. Daraus lässt sich ableiten, dass der subtidale Teil der Inselspitze an dieser Stelle mindestens seit 1540 - 1794 n. Chr. existiert. Die Sedimente der Tiderinnen-Fazies besitzen in Bohrung 10 ein Alter zwischen 522 - 243 Jahren und 765 - 356 Jahren und werden zum Liegenden hin älter.

Datierungen der Bohrung 1 aus GPR-Profil 2

Der in Abbildung 4.40 gezeigte Ausschnitt aus GPR-Profil 2 befindet sich einige Meter westlich versetzt vom GPR-Profil 3. Bohrung 1 ist zwischen den Bohrungen 2 und 10 gelegen (vgl. Abb. 4.1). Der *washover channel* aus Bohrung 1 steht in unmittelbarer Verbindung zum *washover*-System aus Bohrung 2.

Ähnlich wie in Bohrung 10 umfasst die Tiderinnen-Fazies Sedimente, die durch eine Schale von *Cerastoderma edule (C.e.)* auf 668 - 311 J.v.h. datiert wurden. Im Liegenden werden die Sedimente mit 802 - 354 J.v.h. und 828 - 378 J.v.h. älter.

Die unterste Datierung wurde mittels einer Schalenklappe von *Scrobicularia plana (S.p.)* im Bereich einer Erosionsdiskordanz (Rf-HO-D1a) durchgeführt und auf ein Alter von 981 - 451 Jahre datiert. Die Erosionsdiskordanz wurde auch in Bohrung 2 durch ein Schalenbruchstück von *Mytilus edulis (M.e.)* mit einem vergleichbaren Alter von 986 - 436 Jahren datiert. Zwischen beiden Datierungen besteht folglich nur eine geringe Abweichung.

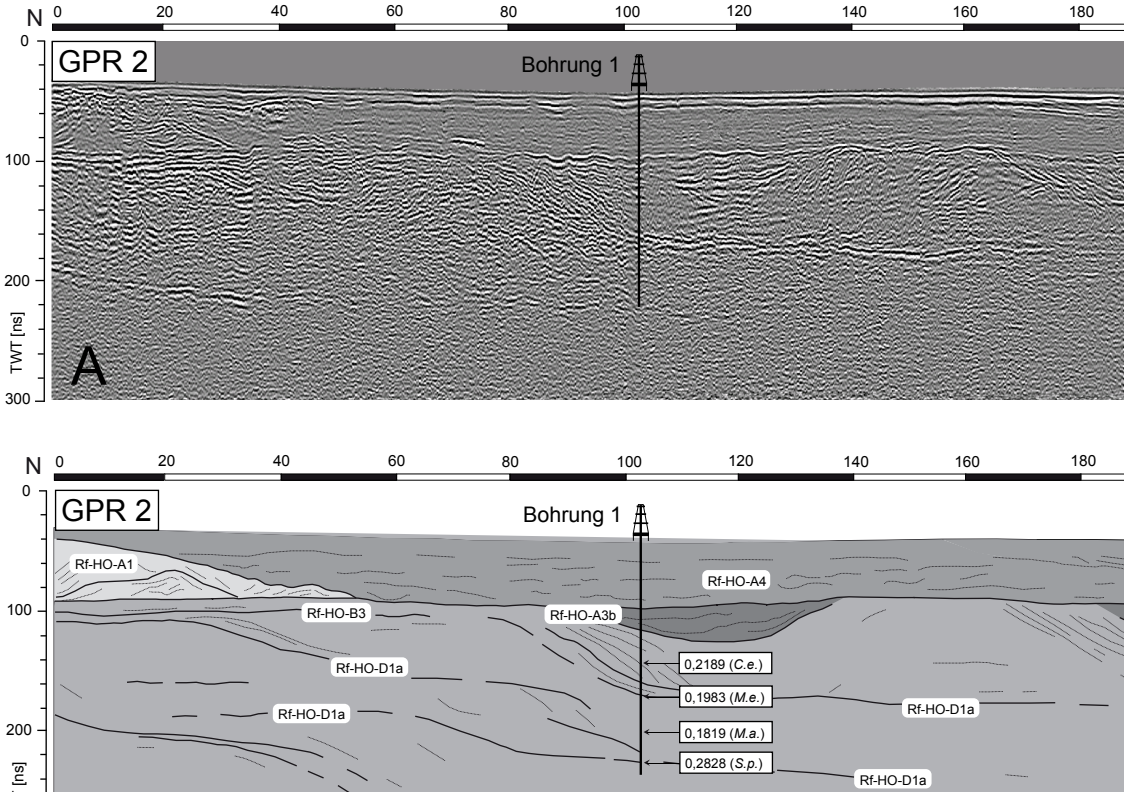


Abb. 4.40: *Ausschnitt aus GPR-Profil 2 (Teil 1). Legende und Position siehe Abb. 4.1, Abb. 4.10 und Abb. 4.11. In Bohrung 1 enthaltene Muschelschalen wurden mittels AAR datiert (vgl. Anhang Tab. A-1). Das L/D-Asp. Verhältnis in angegeben.*

Datierungen der Bohrung 6 aus GPR-Profil 5

Bohrung 6 in der Mitte von GPR-Profil 5 wurde durch 5 Datierungen zeitlich eingeordnet (Abb. 4.41). Der Strand im Bereich der oberen Erosionsdiskordanz wurde durch ein Schalenbruchstück von *Cerastoderma edule (C.e.)* auf 579 - 269 J.v.h. datiert. Dementsprechend wird angenommen, dass dieser Teil der Hörnum Odde schon seit dem Zeitraum 1432 - 1743 n. Chr. existiert.

Auch in der Mejer Karte aus dem Jahr 1648 ist dieser nördliche Teil der Hörnum Odde bereits verzeichnet. In Übereinstimmung mit Newig (1995) erscheint eine aus der Karte von Mejer abgeleitete Inselspitzenendposition auf der Höhe des heutigen Leuchtturms von Hörnum (54°45'20" Nord) für sehr wahrscheinlich (siehe Abb. 4.45).

Die Sedimente der Tiderinnen-Fazies besitzen in Bohrung 6 ein Alter von 573 - 266 Jahren und 677 - 315 Jahren. Aufgrund sedimentärer Umlagerungen erscheint es generell sinnvoll die gemessenen Alter in den strömungsbedingten Sedimentpaketen der Tiderinnen-Fazies (Rf-HO-A2b) zusammengefasst zu betrachten.

Eine weitere Erosionsdiskordanz wurde durch ein Schalenbruchstück der Sandklaffmuschel *(M.a.)* auf 908 - 415 J.v.h. datiert. Ähnlich wie in den Bohrungen 1 und 2 sind die unteren Erosionsdiskordanzen deutlich älter und weisen darauf hin, dass der nördliche Teil der Odde bereits in der Zeit vor 1103 - 1596 n. Chr. submarin gebildet wurde.

Datierungen der Bohrung 5 aus GPR-Profil 4

Aus Bohrung 5 wurden insgesamt 7 Proben datiert (Abb. 4.42). Die oberste Datierung aus Bohrung 5 wurde an einer Muschelschale von *Cerastoderma edule (C.e.)* im oberen Strandbereich (Rf-HO-B3) durchgeführt und auf 300 - 140 J.v.h. datiert. Damit ist belegt, dass der Strand noch im Zeitraum 1711 - 1871 n. Chr. überflutet wurde.

Dementsprechend ist der Strand aus Bohrung 5 deutlich jünger, als der Strand in gleicher Höhe (ca. -0,5 m NN) bzw. in gleicher Position zum heutigen Grundwasserspiegel, wie der Strand aus Bohrung 6. Die zeitliche Abweichung kann durch die natürliche Streuung der Messwerte bedingt sein. Wahrscheinlicher ist jedoch, dass die Strandsedimente nicht nur in südliche, sondern auch in östliche Richtung zunehmend jünger werden. Dies spiegelt die in Kapitel 4.3.2.6 nachgewiesene Progradation der Inselspitze in südöstliche Richtung wieder. Eine Überflutung des Strandbereiches um 1711 - 1871 n. Chr. bedeutet zugleich, dass die Dünenbildung im nördlichen Teil der Odde großflächig erst danach einsetzte.

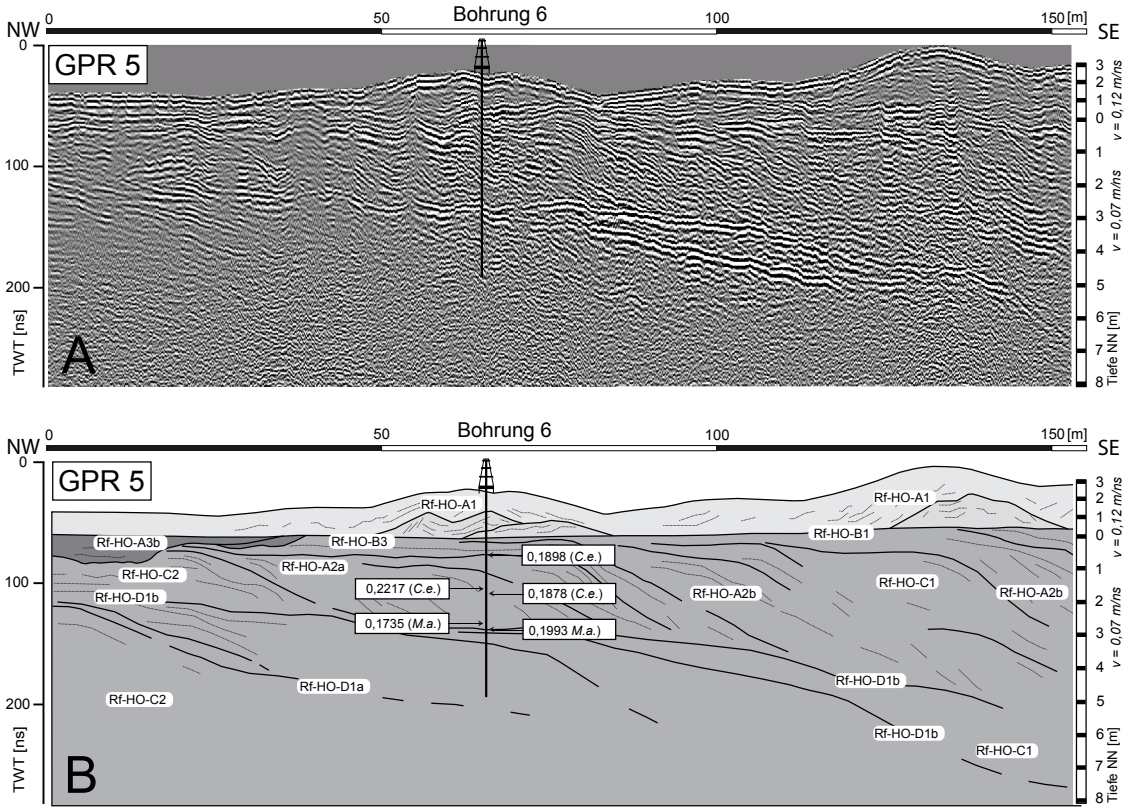


Abb. 4.41: *AAR-Datierungen (L/D-Asp-Verhältnis) an Muschelschalen aus Bohrung 6 im GPR-Profil 5. AAR-Alter siehe Tab. A-1 im Anhang (Tab. A-1). Zur Lage von Bohrung 6 und GPR-Profil 5 siehe Abb. 4.1 und 4.21. Legende und Interpretation von GPR-Profil 5 sind in Abb. 4.10 und Abb. 4.19 ersichtlich. Quelle: erweitert nach* Tillmann & Wunderlich *(2011a, 2011b, 2012).*

Innerhalb der Tiderinnen-Fazies (Rf-HO-A2b) besteht in Bohrung 5 eine starke Variabilität, die keine stringente Abfolge vom Liegenden zum Hangenden erlaubt. Insgesamt umfasst die Tiderinnen-Fazies einen Zeitbereich zwischen 497 - 231 und 707 - 329 Jahren vor heute. Die Abweichungen lassen sich durch starke Umlagerungen während der strömungsbedingten Anlagerung der sich nach Südosten vorbauenden Sedimentkörper erklären. In GPR-Profil 4 konnten zudem laterale Anwachskörper nachgewiesen werden, die ebenfalls zu einer Akkumulation von Muschelschalen unterschiedlichen Alters führen.

Wie auch in Bohrung 6 sind die unteren Erosionsdiskordanzen mit einem Alter von mindestens 971 - 451 J.v.h. und 1004 - 462 J.v.h. deutlich älter als die überlagernden Sedimente der Tiderinnen und belegen, dass die nördliche Odde bereits vor 1007 – 1549 n. Chr. submarin angelegt wurde.

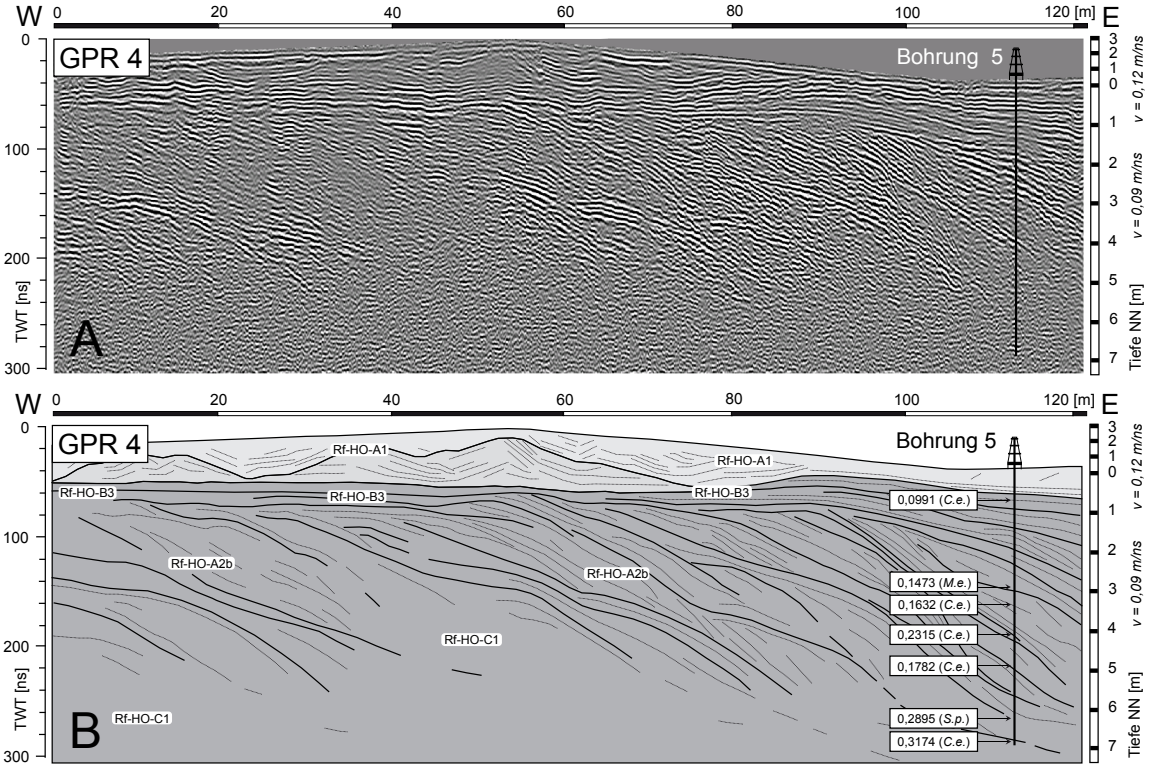


Abb. 4.42: *AAR-Datierungen (L/D-Asp-Verhältnis) an Muschelschalen aus Bohrung 5 im GPR-Profil4. AAR-Alter siehe Tab. A-1 im Anhang. Zur Lage von Bohrung 5 und GPR-Profil 4 siehe Abb. 4.1. Legende und Interpretation von GPR-Profil 4 sind in Abb. 4.10 und Abb. 4.17 ersichtlich. Quelle: erweitert und ergänzt nach* Tillmann & Wunderlich *(2013).*

Datierungen der Bohrung S1 aus GPR-Profil 15

Die Bohrung S1, abgeteuft auf der Transekstrecke von GPR-Profil 15 wurde durch 5 Datierungen zeitlich eingeordnet (Abb. 4.43). Der oberflächennahe Strandbereich (Rf-HO-B3) wurde mit Hilfe eines Schalenbruchstückes von *Cerastoderma edule (C.e.)* auf 615 – 286 J.v.h. datiert. Daraus ist abzuleiten, dass das Steintal nordwestlich der Ortschaft Hörnum bereits seit 1396 - 1725 landfest gewesen sein muss bzw. zeitweilig über das MThw hinausgeragt hat. Die Sedimente der Tiderinne (Rf-HO-A2b) zeigen hinsichtlich ihres datierten Inventars eine breite Streuung mit Werten von 559 - 260 und 735 - 325 Jahren vor heute.

Die unterste Datierung aus Bohrung S1 wurde mit einer Schale von *Cerastoderma edule (C.e.)* im Bereich einer Erosionsdiskordanz (Rf-HO-D1a) durchgeführt. Für die annähernd horizontal auf einem Niveau von -2,5 m NN bis -3,5 m NN verlaufende Diskordanz wurde eine Zeit von 804 - 374 J.v.h. bestimmt. Die Sedimente im Liegenden müssen dementsprechend älter und vor 1207 - 1637 abgelagert worden sein.

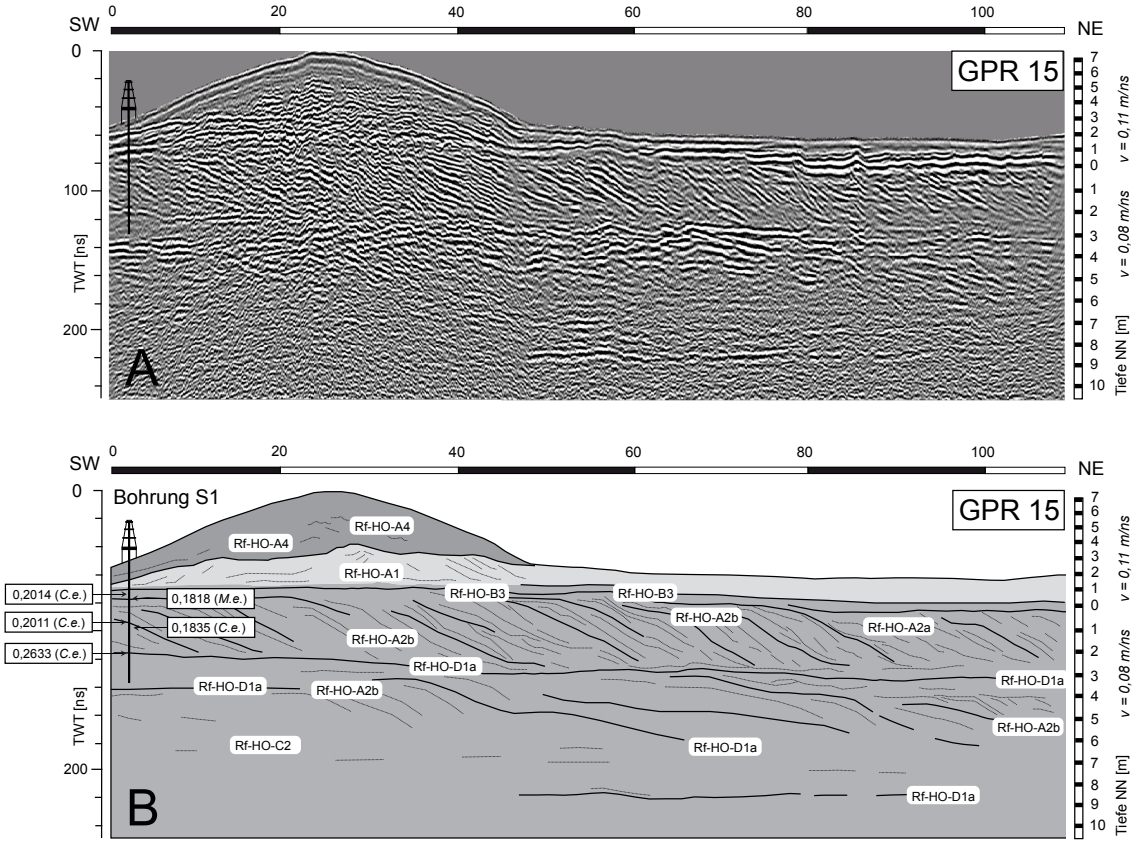


Abb. 4.43: *Für die AAR-Datierungen des GPR-Profils 15 wurden Muschelschalen aus Bohrung S1 entnommen. das AAR-Alter ist Tab. A-1 im Anhang zu entnehmen. Zur Lage von Bohrung S1 und GPR-Profil 15 siehe Abb. 4.1. Legende und Interpretation sind in Abb. 4.10 und Abb. 4.34 ersichtlich.*

4.3.3.3 Diskussion zum Alter des südlichen Nehrungshakens von Sylt

Das durch die Analyse historischer Land- und Seekarten vermutete junge Alter der südlichen Inselspitze lässt sich bestätigen. Historische Land- und Seekarten bilden allerdings nur jenen Teil der Landmassen ab, der für den Kartographen der damaligen Zeit sichtbar war. Daher geht aus alten Karten nur der Teil der Inselspitze hervor, der bereits über das MThw-Niveau hinausgewachsen war. Es handelt sich um die Dünen und den trockenen Strand *(backshore)* der Inselspitze. Die Entstehung von Dünen setzt jedoch die subtidale Anlage der Inselspitze und ein anschließendes Trockenfallen bzw. ein Anwachsen bis auf eine Höhe oberhalb des Mittleren Tidehochwassers voraus.

Für die Hörnum Odde lässt sich eine deutlich ältere subtidale Anlage nachweisen als dies aus alten Karten hervorgeht. Die Bildung der Hörnum Odde begann durch die submarine Anlagerung strömungsbedingter Sedimentpakete. Dies führte allmählich zur Progradation

der Inselspitze in Richtung Südosten. Das episodische, durch den Küstenlängstransport unterstützte Wachstum wurde durch Sturmflutereignisse unterbrochen, die in Form schillführender Erosionsdiskordanzen belegt sind.

Die Erosionsdiskordanzen werden nach Süden hin jünger und zeichnen ehemalige Inselspitzenendpositionen *(time lines)* nach. Der oberflächennahe Teil der Erosionsdiskordanzen beginnt auf dem Strand- und Vorstrandniveau *(backshore-foreshore)* und fällt nach einigen hundert Metern stark ab und geht in die *shoreface*-Sedimente der Tiderinne über (vgl. Abb. 4.37 und Abb. 4.38).

Die älteste Erosionsdiskordanz enthält eine Muschelschale mit einem Alter von 1516 - 670 Jahren und belegt, dass die submarine Anlage der mittleren Odde bereits vor 495 - 1341 n. Chr. stattfand. Diese Erosionsdiskordanz konnte ausschließlich unterhalb des MThw-Niveaus bis in eine Tiefe von -7 m NN nachgewiesen werden. Inwieweit es sich um Reste einer unterlagernden älteren Inselspitze oder eines Vorläufers der heutigen Inselspitze handelt, konnte nicht eindeutig geklärt werden.

Der obere Strandbereich repräsentiert den Teil der Inselspitze, der über dem Mittleren Tidehochwasser gelegen ist und bereits landfest war. Der Strand wird sowohl nach Süden als auch nach Osten jünger. Während die Strandsedimente im Steintal bereits vor 1396 - 1725 n. Chr. abgelagert wurden, ist der Strand der nördlichen Odde im Bereich von Bohrung 6 jünger und enthält Muschelschalen, die dem Anschein nach erst um 1432 - 1743 n. Chr. dort sedimentiert wurden. In der östlichsten Bohrung 5 wurden Muscheln mit einem Alter von 300 - 140 J.v.h. nachgewiesen, die eine Überflutung des dortigen Strandes noch um 1711 - 1871 n. Chr. vermuten lassen. Für den oberflächennahen Strand zwischen den Bohrungen 2 und 10 wird ein Alter von mindestens 319 - 148 Jahren angenommen. Demnach war dieser Teil der Odde bereits vor 1692 - 1863 landfest.

Ein starkes Wachstum der südlichen Inselspitze lässt sich im Mittelalter nachweisen. Mittelalterliche Sturmfluten - vor allem in den Jahren 1362 und 1634 - führten an der Westküste Sylts zu starker Abrasion, die durch zahlreiche Landverluste (z. B. Eydum, Wardum, Alt-Rantum sowie der Friesenhafen Wendingstadt) belegt ist (siehe Kapitel 2.2.2.3). Die gesteigerte Abrasion an der Westküste führte verstärkt zur Sedimentfreisetzung und durch den nach Süden gerichteten Küstenlängstransport zum Sedimentinput am südlichen Inselende. Der überdurchschnittliche Sedimentinput führte schließlich zu Wachstum und Progradation der Inselspitze.

Durch die Kartierung der in den GPR-Profilen nachgewiesenen Küstenlinien *(time lines)* und der Korrelation mit den Datierungen wurde für die südliche Inselspitze ein vereinfachtes schematisches Modell entwickelt (Abb. 4.44).

Erste *time lines* konnten bereits im Steintal nördlich von Hörnum nachgewiesen werden. Diese belegen eine stark nach Südosten gerichtete Progradation und wurden bereits vor 1396 - 1725 n. Chr. gebildet (Abb. 4.44 Bild 1). Das Längenwachstum der damaligen Südspitze wurde durch sturmflutbedingte *overwash*-Prozesse begleitet (Abb. 4.44 Bild 1). Die Ausrichtung und der Verlauf der Küstenlinien im Steintal zeigen auch, dass die Hörnum Odde wesentlich weiter westlich gelegen haben muss. Der Inselteil östlich des Steintals muss sich zu dieser Zeit im backbarrier Bereich befunden haben. Auch die Bohrungen von Dietz & Heck (1952: 104) aus der geologischen Karte von Sylt zeigen östlich des Steintals typische Stillwassersedimente, die an dieser Stelle ein Misch- oder Sandwatt vermuten lassen. Innerhalb der Ortschaft Hörnum konnten aufgrund der Bebauung keine eigenen Bohrungen durchgeführt werden.

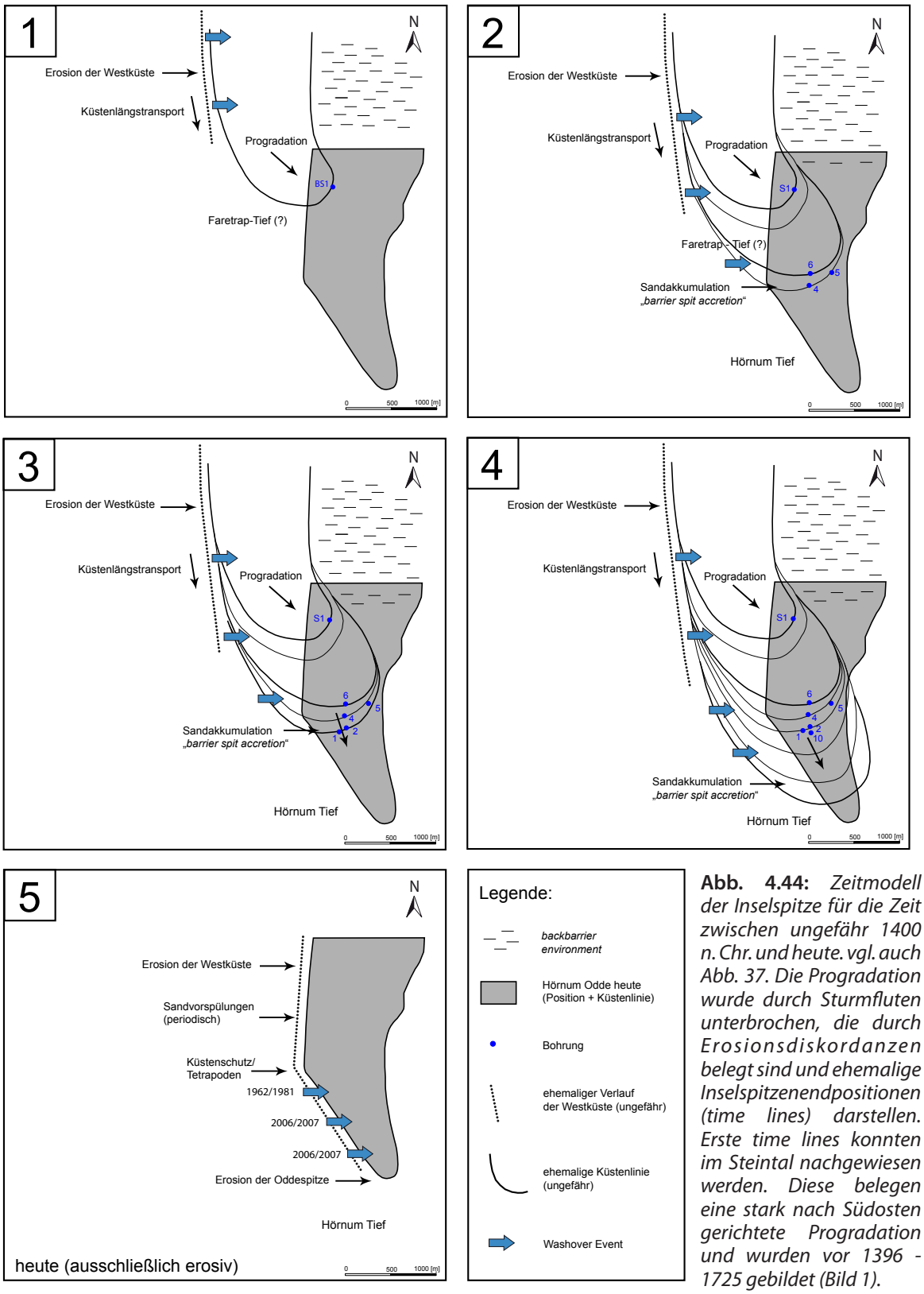


Abb. 4.44: *Zeitmodell der Inselspitze für die Zeit zwischen ungefähr 1400 n. Chr. und heute. vgl. auch Abb. 37. Die Progradation wurde durch Sturmfluten unterbrochen, die durch Erosionsdiskordanzen belegt sind und ehemalige Inselspitzenendpositionen (time lines) darstellen. Erste time lines konnten im Steintal nachgewiesen werden. Diese belegen eine stark nach Südosten gerichtete Progradation und wurden vor 1396 - 1725 gebildet (Bild 1).*

Der Verlauf der Küstenlinien im Steintal zeigt, dass die Odde weiter westlich gelegen haben muss. Der Inselteil östlich des Steintals muss sich zu dieser Zeit im backbarrier Bereich befunden haben. Das Längenwachstum wurde durch sturmflutbedingte overwash-Prozesse begleitet. Ein starkes Wachstum der Inselspitze lässt sich im Mittelalter nachweisen (Bild 2). Die Küstenlinien der mittleren und südlichen Odde zeigen im Vergleich zum Steintal eine stärker nach Süden orientierte Progradation (Bild 3). Für den Teil der Odde südlich der Bohrung 10 wird aufgrund der Datierungen im dortigen Strandbereich eine Bildung nach 1692 - 1863 angenommen (Bild 4). Heute findet kein Längenwachstum mehr statt. Bild 5 zeigt die rezenten washover-Events.

Im Bereich der Hörnum Odde liegen die *time lines* bedingt durch die dortige Datendichte eng beieinander und zeigen generell ein stärker nach Süden ausgerichtetes Einfallen. Die Mejer Karte von 1648 (Abb. 4.2 Bild B) zeigt, dass sich die mittlere Hörnum Odde heute etwa an der Position des einstigen Faretrap-Tief befindet. Es ist davon auszugehen, dass sich die damalige Südspitze allmählich in das Tief hinein vorbaute und diese mit den fortwährend durch den Küstenlängstransport von Norden angelieferten Sedimenten zuschüttete (Abb. 4.44 Bild 2).

Nimmt man für die Hörnum Odde ein sehr spätes Wachstum an, so stimmt die Karte von Johannes Mejer aus dem Jahr 1648, die den südlichen Sylter Nehrungshaken vergleichsweise kurz darstellt, doch annähernd mit der tatsächlichen Nord-Süd-Erstreckung überein. In der Mejer Karte lag die Südspitze Sylts im Jahr 1648 südlich des heutigen Leuchtturms Hörnum auf einer Höhe von 54°45'20" Nord (Newig 1995). Bohrung 6 befindet sich auf gleicher Höhe (Abb. 4.45) und umfasst Strandsedimente, die dort 1432 - 1743 n. Chr. abgelagert wurden. Dementsprechend ist davon auszugehen, dass sich der Teil südlich des Leuchtturms erst danach gebildet hat (Abb. 4.44 Bild 3).

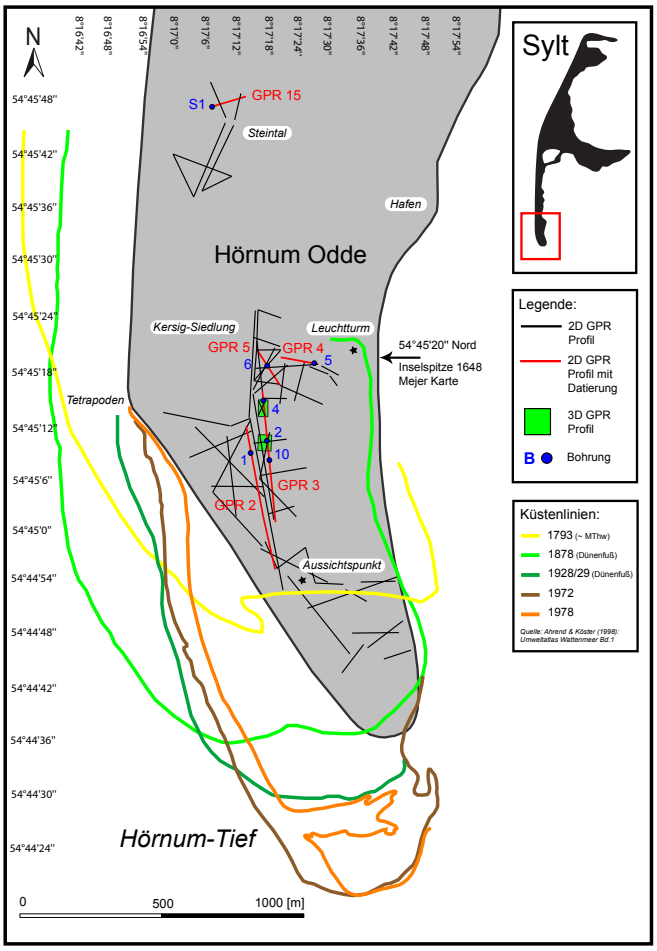


Abb. 4.45: *Gemessene GPR-Profile und abgeteufte Bohrungen im Vergleich zu den Küstenlinien aus Ahrendt & Köster (1998). Nimmt man für die Odde ein sehr spätes Wachstum an, so stimmt die Mejer Karte (Abb. 4.2 Bild B), annähernd mit der tatsächlichen Nord-Süd-Erstreckung überein. In der Mejer Karte lag die Südspitze Sylts im Jahr 1648 südlich des Leuchtturms auf einer Höhe von 54°45'20" Nord (Newig 1995). Die Bohrung 6 befindet sich auf gleicher Höhe und umfasst Strandsedimente, die dort vor dem Jahr 1617 (+/-19 Jahre) abgelagert wurden. Der datierte Strand aus Bohrung 10 reicht mindestens bis zum südlichen Ende vom GPR-Profil 2 und endet auf der Höhe der Küstenlinie aus dem Jahr 1793.*

Die auf der Grundlage der GPR-Profile kartierten Küstenlinien der mittleren und südlichen Odde zeigen im Vergleich zum Steintal ein stärker nach Süden orientiertes Wachstum (Abb. 4.44 Bild 3 und Bild 4). Für den Teil der Odde südlich der Bohrung 10 wird aufgrund der Datierungen im dortigen Strandbereich eine Bildung nach 1692 - 1863 n. Chr. angenommen (Abb. 4.44 Bild 4). Der datierte Strand aus Bohrung 10 reicht mindestens bis zum südlichen Ende vom GPR-Profil 2 und endet damit ungefähr auf der Höhe der Küstenlinie aus dem Jahr 1793 aus Ahrendt & Köster (1998), dargestellt in Abbildung 4.45.

Auf der über das Mittlere Tidehochwasser hinausgewachsenen Inselspitze setzte anschließend Dünenbildung ein. Gemäß Ehlers (1986, 2008) war die Dünenbildung auf den Nordseeinseln kein kontinuierlicher Vorgang, sondern vollzog sich in drei großen Phasen, die durch Zeiten schwächerer äolischer Morphodynamik voneinander getrennt waren.

Eine erste Phase der Dünenbildung ereignete sich im 13. - 15. Jahrhundert (Ehlers 1986). Die schweren mittelalterlichen Sturmfluten (z. B. 1362) und Meereseinbrüche führten zu Landverlusten und sorgten so für die entsprechende Sedimentverfügbarkeit. Zwar liegen für die Nordfriesischen Inseln keine gesicherten Daten zum Alter der Dünen vor (Ehlers 2008). Nach einem Bericht aus dem 15. Jahrhundert, in dem sich der nach längerer Abwesenheit nach Sylt zurückgekehrte Chronist Hans Kielholt darüber wunderte, dass sich am Strand große „Sandhaufen" gebildet haben. Nach dieser Quelle wäre die Entwicklung der Dünen auf Sylt etwa um 1430 anzusetzen (Kielholt 1430 zitiert nach Ehlers 1986: 32). Dieser Zeitraum kann für die Hörnum Odde hingegen weitestgehend ausgeschlossen werden, da der heutige Teil der Inselspitze erst nach 1593 landfest wurde. Gemäß Ehlers (1986, 2008) gelten auch das 17. und 18. Jahrhundert sowie die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts als Phasen intensiver äolischer Mobilität. Für die mittlere Odde wird eine Dünenbildung erst nach dem Jahre 1711 - 1871 angenommen. Aus den GPR-Profilen und Bohrungen konnten mindestens zwei unterschiedliche Dünenbildungsphasen nachgewiesen werden (Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b, 2014.

Heute findet an der Hörnum Odde kein Längenwachstum mehr statt (Abb. 4.44 Bild 5). Der natürliche Sedimentinput, durch den nach Süden gerichteten Küstenlängstransport, wird durch das Tetrapodenquerwerk (Abb. 4.44 Bild 5) westlich der Kersig-Siedlung weitestgehend unterbunden. Periodisch durchgeführte Sandvorspülungen stellen den einzigen Sedimentinput dar. Einzelheiten zu den aktuellen Küstenschutzmaßnahmen sind dem Kapitel 2.5.1 zu entnehmen. Das Kapitel 5 fasst die aktuelle *overwash*-Dynamik an der Hörnum Odde zusammen.

4.3.4 Stratigraphie der Ansatzzone des südlichen Nehrungshakens an den zentralen Inselgeestkern bei Rantum/Süd-Sylt

Die Datenbasis dieses Kapitels wurde im Untersuchungsgebiet Süd-Sylt (SS) gewonnen. Eine gesonderte Radarfazies-Definition des Untersuchungsgebietes Süd-Sylt geht aus Abbildung 4.47 hervor. Die Radarfazies wurde bereits im Kapitel zur Radarfazies Analyse (Kapitel 4.3.1.1) des südlichen Nehrungshakens erläutert und stellt die Grundlage für die in diesem Kapitel folgende Interpretation und Stratigraphie dar. Ergebnisse und Inhalte des Kapitels wurden in Tillmann & Wunderlich (2013) veröffentlicht.

Die Georadar-Profile 17 - 19 wurden im Baakdeel gemessen, einem Dünengebiet südlich der Ortschaft Rantum 8 (Abb. 4.46 Bild B). Die Endung „deel" steht im Friesischen für Dünental (Wilts 2011). Die Transekte verlaufen auf natürlichem Untergrund des durch Heidevegetation *(Calluna vulgaris*, *Empertrum nigrum, Erica tetralix*) geprägten Braundünengebietes.

Im Osten wird das Untersuchungsgebiet durch die Bundesstraße, die von Rantum nach Hörnum führt, begrenzt (Abb. 4.46 Bild B). Östlich der Bundesstraße konnten aufgrund der steilen Topographie der dortigen Dünen sowie der sich im Osten an die Dünen anschließenden Salzwiese keine GPR Daten erhoben werden (vgl. Kapitel 3.2.4). Die seeseitige, westliche Grenze ist durch die hohen Vordünenkämme vorgegeben. Aufgrund der allgemein eng begrenzten West-Ost-Ausdehnung Sylts in diesem Teil der Insel konnten in küstennormaler Richtung nur relativ kurze GPR-Transekte aufgenommen werden.

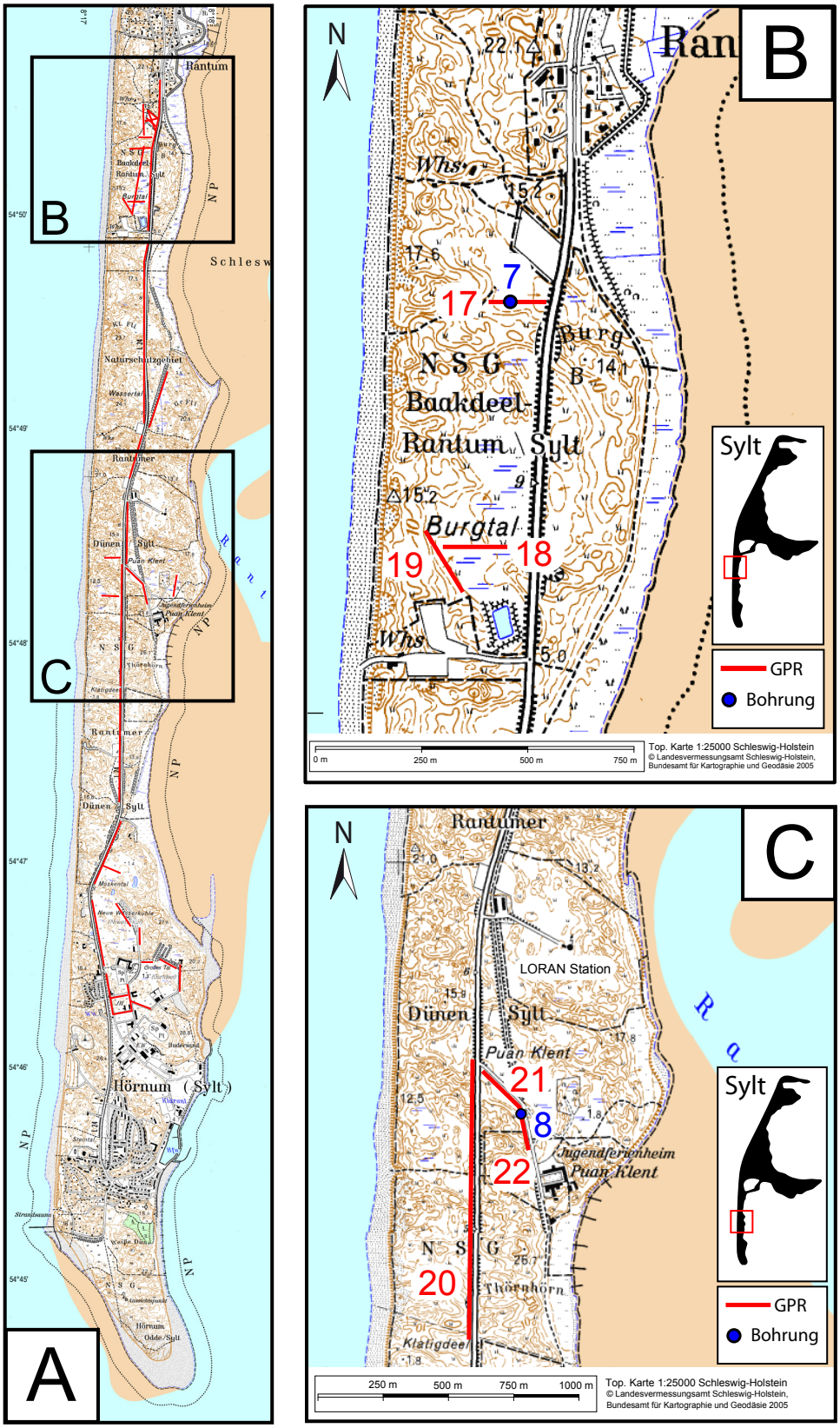


Abb. 4.46: *Untersuchungsgebiet Süd-Sylt. A: Der südliche Nehrungshaken von Rantum im Norden bis zur Hörnum Odde in Süden. GPR-Profile sind als rote Linien dargestellt. B: GPR-Profile 17 - 19 und Position von Bohrung 7 im Baakdeel südlich von Rantum. C: GPR-Profile 20 - 22 und Position von Bohrung 8 bei Puan Klent/Thörnhörn. Zur Lage von Sylt innerhalb der Deutschen Bucht siehe Abb. 2.1.*

Radargramm	Interpretation	Radar-fazies	Ampli-tude	Form, Winkel, Kontinuität	Position, Tiefe	Besonderheit	Sedimentologische Interpretation
A. Einfallende Reflexionen							
25 m	25 m	Rf -SS-A1	stark - mittel	kontinuierlich, subparallel - parallel	oberster Bereich, über Rf-SS-B1	vereinzelt eingeschaltete Wurzel- und Bodenhorizonte	Dünen-Fazies, äolische Kreuz- und Schrägschichtung
20 m	20 m	Rf-SS-A3a	mittel - schwach	moderat kontinuierlich-diskontinuierlich, tangential, kurze Foresets mit leichtem landwärtigem Einfallen	über und unter Rf-SS-B1		*Washover*-Fazies, *Washover Foresets* Schichten eines Washover Fan/Sheet, Sedimentation erfolgte in Strömungsrichtung
30 m	30 m	Rf-SS-A3b	mittel	kontinuierlich, konkav, wannen- u. rinnenförmige cut-and-fill Strukturen	über und unter Rf-SS-B1	schneidet unter-lagernde Reflexionen, Diffraktionshyperbeln oftmals am Boden von Rf-HO-A3b	*Washover*-Fazies *Washover Channel*, Erosion und Sedimentations-strukturen im rechten Winkel zur dominierenden Strömungs--richtung
40 m	40 m	Rf -SS-A5	mittel	kontinuierlich - moderat kontinuierlich, sigmoidal, oblique divergent - oblique tangential	ausschließlich unterhalb von Rf-SS-B1	vorwiegend in GPR-Profile aus dem Gebiet Puan Klent	Progradations-Fazies, fossiler Strandhaken
B. Horizontale Reflexionen							
25 m	25 m	Rf-SS-B1	stark	planar kontinuierlich, horizontal- subhorizontal, linear		schneidet umgebene Reflektoren	Grundwasserspiegel
30 m	30 m	Rf-SS-B2a	mittel - schwach	horizontal planar, moderat kontinuierlich - diskontinuierlich mit zum Teil sehr schwachen Reflexionen, parallel - subparallel	größtenteils unter Rf-SS-B1		Mischwatt, *Backbarrier*-Fazies
25 m	25 m	Rf-SS-B2b	stark	horizontal planar, kontinuierlich - moderat kontinuierlich, parallel - subparallel	größtenteils unter Rf-SS-B1		Sandwatt, *Backbarrier*-Fazies
20 m	20 m	Rf-SS-B4	stark	annähernd horizontal, kontinuierlich - moderat kontinuierlich, parallel - subparallel, Akkumulation von Diffraktionshyperbeln unter den Hauptreflektoren	unter Rf-SS-B1		Schichtung im Geestkern bzw. im Geschiebemergel der Saalemoräne
C. Irreguläre Reflexionen							
15 m	15 m	Rf-SS-C1	mittel	diskontinuierlich, oblique chaotisch		gelegentlich mit Diffraktionshyperbeln	größtenteils undefiniert, gelegentliche Überlager-ung von Reflexionen bzw. interner Schichtung
15 m	15 m	Rf-SS-C2	sehr schwach - schwach	diskontinuierlich, oblique chaotisch		reflexionsfrei - wenige Reflexionen, oblique chaotisch	Signaldämpfung durch salzhaltiges Meer- und Grundwasser, Klei, Ton und Torf im Untergrund
D. Radar-Schichtflächen							
35 m	35 m	Rf-SS-D3	sehr stark	annähernd horizontal, kontinuierlich	unter Rf-SS-B1	Konzentration von Diffraktionshyperbeln im Bereich des Hauptreflektors von Rf-SS-D1	Oberfläche der Geest bzw. Geschiebemergel der Saale-moräne, Grenze zwischen Holozän und Pleistozän

Abb. 4.47: *Radarfazies-Definition der Untersuchungsgebiete von Süd-Sylt. Es wird zwischen einfallende Reflexionen (Rf-HO-A), horizontale Reflexionen (Rf-HO-B), irreguläre Reflexionen (Rf-HO-C) und Radarschichtflächen (Rf-HO-D) unterschieden. Erläuterungen zur Radarfazies-Definition finden sich in Kapitel 4.3.1.1.*

Die gemessenen Profilstrecken orientieren sich am Verlauf der flachen Dünentäler. Ferner wurden diverse Teststrecken auf einem Parkplatz nördlich von Rantum Baakdeel gemessen sowie entlang der Bundesstraße auf einem Radweg (Abb. 4.46 Bild A). Aufgrund des stratigraphisch ähnlichen Aufbaus und der daraus resultierenden vergleichbaren Interpretation aller im Gebiet Rantum gemessenen GPR-Profile werden im Folgenden stellvertretend die GPR-Profile 17, 18 und 19 näher erläutert. Diese stellen zugleich die nördlichsten der in dieser Arbeit gezeigten Transekte dar.

4.3.4.1 Georadar-Profile

Georadar-Profile 17 - 19

GPR-Profil 17 (Abb. 4.48) wurde bereits in Tillmann & Wunderlich (2013) gezeigt. Das Transekt hat eine Länge von 97 Metern und verläuft in küstennormaler Richtung von West nach Ost. In GPR-Profil 17 wurde eine maximale Erkundungstiefe von 160 ns TWT erreicht, sodass aus einer Geländetiefe von etwa -3,85 m NN noch Reflexionen empfangen werden konnten.

Hinsichtlich der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Radarwellen im Untergrund weist das GPR-Profil 17 eine Dreiteilung auf. So beträgt die Laufzeit im oberen Profilbereich bis zu einer Tiefe von 40 ns TWT (-0,2 m NN) im Durchschnitt 0,11 m/ns. Ab 40 ns TWT (-0,2 m NN) bis zu einer Tiefe von 123 ns TWT (-3 m NN) verlangsamt sich die Laufzeit auf 0,07 m/ns. Ab einer Tiefe von 123 ns TWT (-3 m NN) wurden Laufzeiten von durchschnittlich 0,04 m/ns gemessen. Eine daraus hervorgehende dreigeteilte Geschwindigkeitsverteilung konnte auch in allen anderen GPR-Profilen des Baakdeels bestätigt werden. Dementsprechend wurde für die Profile 17 - 19 jeweils ein dreigeteilter Maßstab berechnet.

In 28 m Entfernung vom westlichen Profilstart wurde mit der Bohrung 7 eine Pürkhauersondierung bis zu einer Tiefe von 3,5 m unter der Geländeoberfläche eingebracht (Abb. 4.46 Bild B und Abb. 4.48). Die Bohrtiefe entspricht damit einer Geländetiefe von etwa -2,75 m NN. Im GPR-Profil 17 (Abb. 4.48) lassen sich entsprechend der in Abbildung 4.47 dargestellten Radarfazies-Definition von Süd-Sylt insgesamt 7 unterschiedliche Radarfazies identifizieren.

Der obere Profilbereich bis in eine Tiefe von 40 ns TWT (-0,2 m NN) wird von einfallenden Reflexionen der Radarfazies Rf-SS-A1 eingenommen. Diese besitzen eine starke bis mittlere Amplitude. Die untere Grenze von Rf-SS-A1 bildet ein durchgehender, horizontaler Hauptreflektor mit starker Amplitude (Rf-SS-B1).

Unterhalb von Rf-SS-B1 sind Reflektoren der Radarfazies Rf-SS-A3a nachzuweisen. Die kurzen, nach Osten einfallenden Reflektoren sind moderat kontinuierlich bis diskontinuierlich ausgebildet, verlaufen in ihrem oberen Bereich tangential und enden im unteren Bereich mit einem *downlap* auf den unterlagernden Reflektoren von Rf-SS-B2b. Die Radarfazies von Rf-SS-B2b zeigt kontinuierliche bis moderat kontinuierliche, planare Reflexionen, die zueinander parallel bis subparallel verlaufen. Diese nehmen den Profilbereich zwischen 65 ns - 110 ns TWT ein. Ab 110 ns TWT gehen die Reflexionen von Rf-SS-B2b in die unterlagernden, ebenfalls horizontal ausgebildeten Reflexionen von Rf-SS-B2a über. Rf-SS-B2a besitzt im Vergleich zu Rf-SS-B2b deutlich schwächere Amplituden und einen moderat kontinuierlichen bis diskontinuierlichen Verlauf.

Die untere Grenze von Rf-SS-B2a wird durch den starken Reflektor der Radarschichtfläche Rf-SS-D3 gebildet. Unterhalb des Hauptreflektors von Rf-SS-D3 sowie im Bereich der Radarfazies Rf-SS-B4 sind zahlreiche Diffraktionshyperbeln konzentriert. Eine untere Grenze des Auftretens von Rf-SS-B4 geht aus Radargramm 17 aufgrund erhöhter Dämpfung und der Überlagerung der Signale mit Untergrundrauschen nicht hervor.

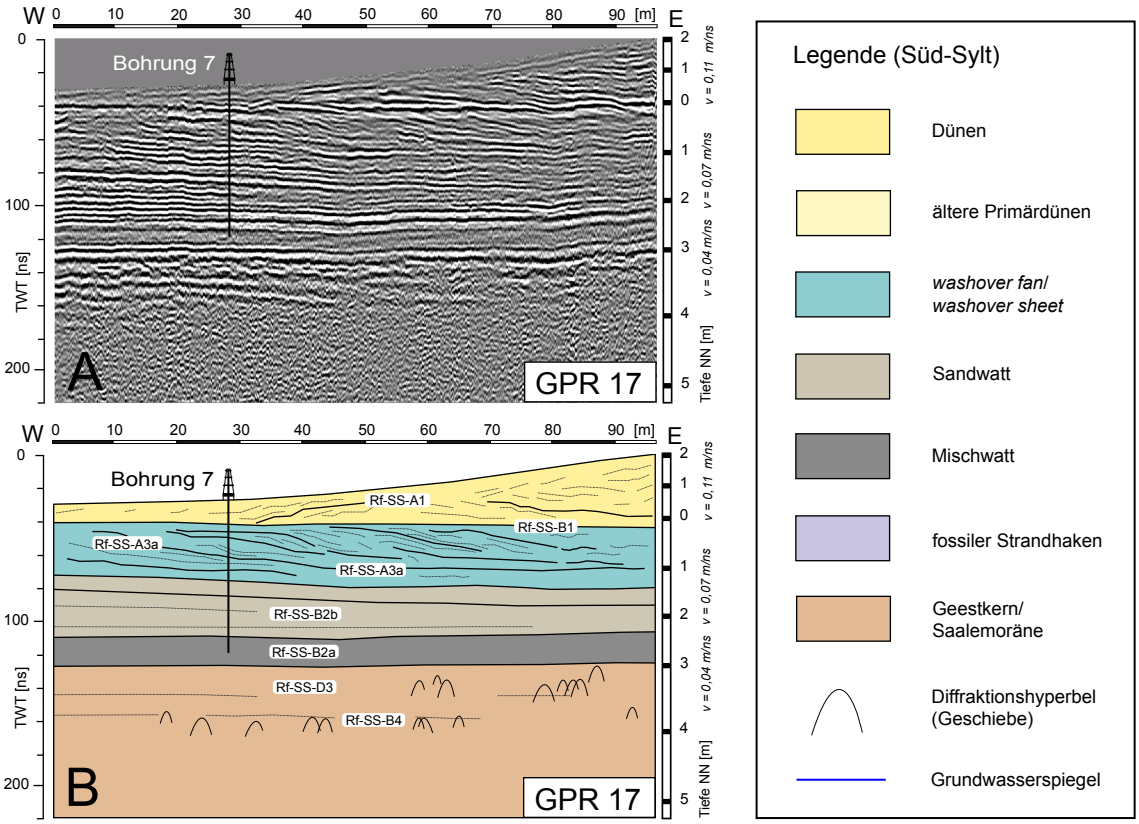


Abb. 4.48: *West-Ost streichendes GPR-Profil 17 (200 MHz) von 97 m Länge. Zur Lage von GPR-Profil 17 und Bohrung 7 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.46 (Bild B). A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Die Legende gilt für alle weiteren GPR-Profile aus dem Untersuchungsgebiet Süd-Sylt. Quelle: Tillmann & Wunderlich (2013).*

GPR-Profil 18 (Abb. 4.49) verläuft ebenfalls von West nach Ost und hat mit 104 m eine mit GPR-Profil 17 vergleichbare Länge. Das Profil bildet den südlichen Talabschluss des Baakdeels (Abb. 4.46 Bild B). In GPR-Profil 18 (Abb. 4.49) konnten aus einer maximalen Tiefe von 180 ns TWT (-4,75 m NN) noch Reflexionen empfangen werden. Im GPR-Profil 18 sind 5 Radarfazies erkennbar. Der obere Profilbereich wird bis zu einer Tiefe von maximal 23 ns TWT (0 m NN) ausschließlich von Reflexionen der Radarfazies Rf-SS-A1 eingenommen. Die Reflektoren von Rf-SS-A1 zeigen ein Einfallen in unterschiedliche Richtungen, dass im Vergleich zu GPR-Profil 17 weniger deutlich ausgeprägt ist. Im Liegenden schließen sich die nach Osten einfallenden Reflektoren der Radarfazies Rf-SS-A3a an, die bis zu einer von etwa 60 ns TWT (-1,2 m NN) vorkommen. Im Liegenden von Rf-SS-A3a lassen sich wie auch im Radargramm 17 horizontalen Reflexionen der Radarfazies Rf-SS-B2b und Rf-SS-B2a nachweisen. In einer Tiefe von 122 ns TWT (ca. -3,50 m NN) ist die Radarschichtfläche von Rf-SS-D3 erkennbar, an deren Basis sich vermehrt Diffraktionshyperbeln angereichert haben.

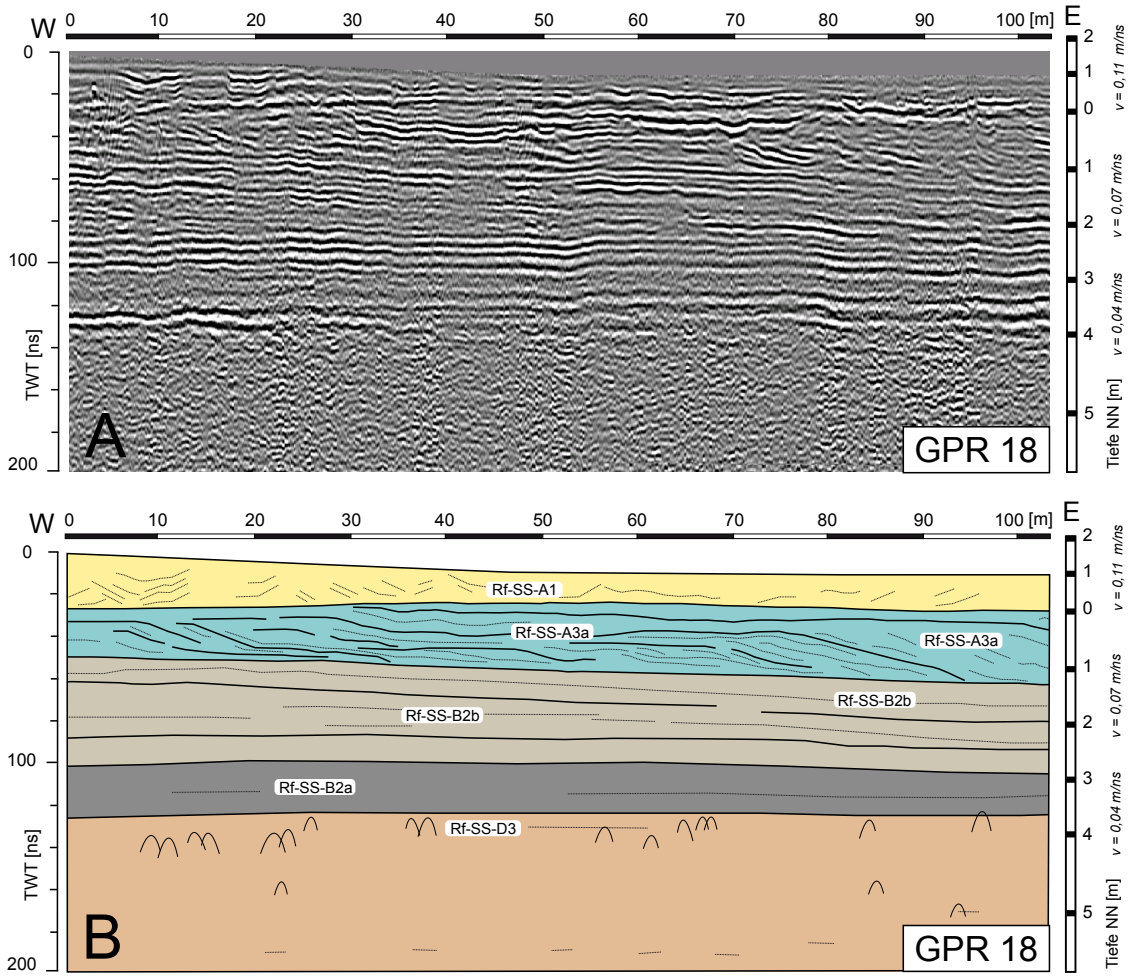


Abb. 4.49: *West-Ost streichendes GPR-Profil 18 (200 MHz) von 104 m Länge. Zur Lage von GPR-Profil 18 siehe Abb. 4.46. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.48.*

GPR-Profil 19 (Abb. 4.50) wurde am südlichen Talabschluss aufgenommen (Abb. 4.46 Bild B). Das Transekt verläuft von Nordwesten nach Südosten und hat eine Länge von 160 m. Die maximale Erkundungstiefe im Profil 19 beträgt 185 ns TWT (-4,5 m NN). Profil 19 (Abb. 4.50) setzt sich aus 6 Radarfazies zusammen. Wie bereits in den Profilen 17 und 18 umfasst der obere Profilbereich Reflektoren der Radarfazies Rf-SS-A1. Am nordwestlichen Profilende zwischen dem Startpunkt und einer Entfernung von 30 m werden die Reflexionen von Rf-SS-A1 von der Radarfazies Rf-SS-B2b unterlagert. Ab einer Entfernung von 30 m vom Startpunkt bis zum südöstlichen Profilende ist unterhalb von Rf-SS-A1 die Radarfazies Rf-SS-A3b präsent. Sie setzt sich aus konkaven, wannen und rinnenförmigen Reflexionen mittlerer Amplitude zusammen, die sich in die umgebenden Reflexionen von Rf-SS-B2b am nordwestlichen Profilende bis zu einer maximalen Tiefe von 80 ns TWT (-1,5 m NN) einschneiden. Ab einer Tiefe von 124 ns TWT (-3,2 m NN) gehen die horizontalen Reflektoren von Rf-SS-B2b in die ebenso horizontalen Reflektoren von Rf-SS-B2a des Liegenden über. Der unterste Profilbereich wird von der Radarfazies Rf-SS-B4 eingenommen, die durch die Radarschichtfläche Rf-SS-D3 zum Hangenden hin abgegrenzt wird. Eine untere Grenze der Radarfazies Rf-SS-B4 ist aufgrund der mit zunehmender Tiefe stärker werdenden Dämpfung im Untergrund aus GPR-Profil 19 nicht ersichtlich.

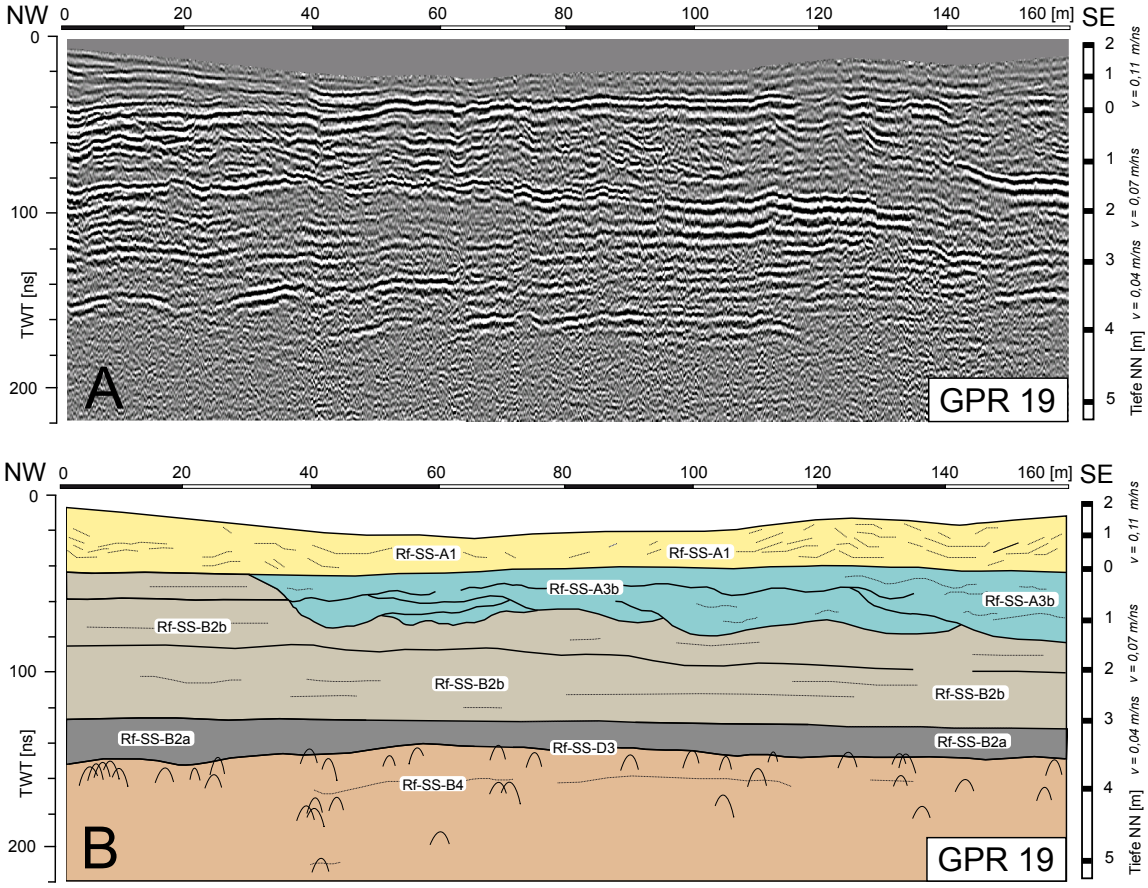


Abb. 4.50: *GPR-Profil 19 (200 MHz) verläuft mit einer Länge von 160 m von Nordwesten nach Südosten. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.48.*

4.3.4.2 Sedimentologische Daten

Bohrung 7

Bohrung 7 (Abb. 4.48) wurde als Pürkhauersondierung in das GPR-Profil 17 eingebracht und ist in Tillmann & Wunderlich (2013) publiziert. Im Umkreis von ca. 10 m wurden 3 weitere Sondierungen mit gleicher Bohrtiefe abgeteuft und zur Überprüfung herangezogen.

Der obere Teil des Bohrkerns bis zu einer Tiefe von 0,8 m besteht aus gut sortiertem (0,49 φ) bis sehr gut sortiertem (0,32 φ) hellem Feinsand (2,59 φ - 2,87 φ) ohne makroskopisch erkennbare Muschelfragmente und Schillanteile. Die Oberfläche bildet ein bis zu einer Tiefe von 0,15 m ausgebildeter Podsol mit deutlichem Humusanteil und Wurzelwerk. Erst ab einer Tiefe von 1 m konnten im Bohrkern vereinzelt Muschelbruchstücke (*Cerastoderma edule*) nachgewiesen werden.

Bohrung 7 zeigt von 3,5 m - 0,8 m Bohrtiefe eine deutlich ausgeprägte *coarsening-upward* Sequenz von Mittelsilt (6,12 φ) bis Mittelsand (1,21 φ). Der Bohrabschnitt zwischen 0,8 m und 2 m Tiefe besteht aus schlecht sortiertem (1,25 φ - 1,43 φ) Mittelsand und enthält damit die gröbsten Korngrößen des Bohrkerns.

In einer Tiefe von 2 Metern bildet ein 10 cm mächtiger Oxidationshorizont die Grenze zur lithologischen Einheit im Liegenden. Neben Rostflecken sind dort feine Wurzeln sowie eine leichte Humusanreicherung zu erkennen. Bis zu einer Bohrtiefe von 2,75 m besteht diese Einheit aus Feinsand (2,0 φ), der mit 1,63 φ insgesamt eine schlechte Sortierung aufweist.

Gröbere Korngrößen sind in der Regel besser sortiert als feine Korngrößen. Dementsprechend nimmt die Sortierung in den zum Liegenden feiner gekörnten Schichten ab. Im sehr feinen Feinsand (3,84 φ) zwischen 2,75 m und 3,15 m Bohrtiefe beträgt die Sortierung noch 1,83 φ. Im darunter anstehenden sehr groben Grobsilt (4,48 φ - 4,12 φ) geht die Sortierung auf 1,91 φ zurück und beträgt im Mittelsilt (6,12 φ) an der Basis des Bohrkerns nur noch 2,93 φ. Ab einer Tiefe von 3 m deutet die dunkelgraue Sedimentfarbe auf stark reduzierende Sedimentationsbedingungen hin. In 3,1 m Bohrtiefe wurden Schalenreste der Baltischen Plattmuschel (*Macoma baltica*) gefunden. In einer Tiefe von 3,4 m konnten zudem Gehäuse der Wattschnecke (*Hydrobia ulvae*) nachgewiesen werden.

4.3.4.3 Diskussion

Die Georadar-Profile 17 - 19 (Abb. 4.48 - Abb. 4.50) lassen sich in 5 stratigraphische Einheiten unterteilen. Diese sind auch in allen anderen im Untersuchungsgebiet Rantum Baakdeel gemessenen GPR-Profilen nachzuweisen.

Die jüngste stratigraphische Einheit bilden die unter der Radarfazies Rf-SS-A1 zusammengefassten holozänen Dünen des südlichen Nehrungshakens, die sich auch sedimentologisch aufgrund fehlender Schillanteile eindeutig von den marinen Einheiten des Liegenden abgrenzen lassen. Die Dünenbasis wird durch die Lage des heutigen Grundwasserspiegels (Rf-SS-B1) gebildet. Der Grundwasserspiegel ist besonders gut im Radargramm 17 (Abb. 4.48) als horizontaler, durchgehender Hauptreflektor mit starker Amplitude zu erkennen. Unterhalb des Grundwasserspiegels verlangsamt sich die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle.

Die mit einem Winkel von durchschnittlich 2° - 6° nach Osten einfallenden Reflektoren der Radarfazies Rf-SS-A3a repräsentieren Ablagerungen, die auf *overwash*-Ereignisse zurückzuführen sind und werden daher als *washover*-Fazies zusammengefasst.

Die *washover*-Fazies unterscheidet sich hinsichtlich ihrer internen Struktur in den Profilen 17 - 19. In den küstennormal streichenden GPR-Profilen 17 und 18 ist die *washover*-Fazies als Rf-SS-A3a ausgebildet. Einzelne, landwärts einfallende Sedimentschichten sind vorwiegend parallel zur ursprünglichen Hauptfließrichtung des *washovers* von der Westküste zur Ostküste Sylts orientiert und entsprechen den von Schwartz (1975) als *delta-foresets* angesprochenen Sedimentschichten. Diese werden in der Regel bei nachlassender Fließgeschwindigkeit in stehendem Wasser am distalen Ende eines *washovers* fächerförmig abgelagert (Leatherman 1981; Leatherman & Zaremba 1987). *Delta-foresets*-Schichten sowie nahezu horizontale Sedimentschichten sind typische sedimentäre Strukturen, die mit der Morphologie eines *washover fan* (Schwartz 1982) oder eines *washover sheet* (Buynevich et al. 2004; Davis 1992, 1994; Donnelly et al. 2004; Ritchie & Penland 1988, 1990) assoziiert werden.

Aufgrund ihrer Mächtigkeit von bis zu 1,5 m werden die *foreset*-Schichten nicht als Ablagerung nur eines einzigen *overwash*-Events angesehen. So sind nach Davis (1994) *washover*-Schichten, die durch einzelne *overwash*-Ereignisse abgelagert wurden, nur wenige zehner Zentimeter mächtig. Daher wird angenommen, dass es sich um mehrere, wiederkehrende *overwash*-

Ereignisse handelt, die einzelne *washover*-Lagen hinterließen und so im Laufe der Zeit einen *washover fan* formten, der nach Angaben von Davis (1994) in der Regel mehrer Meter Mächtigkeit erreichen kann. *Washover*-Ablagerungen von mehreren Metern Mächtigkeit wurden auch von Lindhorst (2008) im Norden der Insel Sylt nachgewiesen und sind dort in den stratigraphischen Aufbau des nördlichen Nehrungshakens eingeschaltet.

Im Gegensatz zu den annähernd horizonalen bis leicht in Richtung Osten einfallenden Reflexionen von Rf-SS-A3a sind die Reflexionen der Radarfazies Rf-SS-A3b im Nordwest-Südost streichenden GPR-Profil 19 (Abb. 4.50) wannenförmig und zeigen Erosions- und Sedimentationsstrukturen, die vielmehr im rechten Winkel zur dominierenden Strömungsrichtung angeordnet sind.

Grundsätzlich wird davon ausgegangen, dass sich in den GPR-Profilen des Rantumer Baakdeels der distale, ursprünglich im *backbarrier environment* abgelagerte Bereich der *washover* Sedimente abbildet. Der ursprünglich im rückwärtigen Inselgelände abgelagerte, distale *washover fan* befindet sich damit heute unweit der heutigen Westküste und damit in einer eher seeseitigen Position.

In einigen Radargrammen des Baakdeels ist nur schwer eine eindeutige Grenze zwischen der *washover*-Fazies im Liegenden und der Dünen-Fazies im Hangenden auszumachen. Schwartz (1982) merkte an, dass äolische Aufarbeitung und Modifikation der ursprünglich als *washover* abgelagerten Sande häufig sind, sodass diese das Ausgangsmaterial für die sich zeitlich anschließende Dünenbildung lieferten. Dies erklärt ein sich gelegentliches Verzahnen der Reflexionen im Radargramm von Dünen-Fazies und *washover*-Fazies. Im Bohrkern zeichnen sich beide Einheiten durch relativ homogene Sande aus, die lediglich anhand einzelner Muschelreste voneinander angegrenzt werden können. Unterschiede in Farbe und Textur sind nicht auszumachen. Zuweilen enden die *washover-foreset*-Schichten (Rf-SS-A3b) mit einem *downlap* auf den Ablagerungen des Liegenden (Rf-SS-B2b). Die Radarfazies Rf-SS-B2b wird als Sandwatt interpretiert. Zusammen mit der als Mischwatt interpretierten Radarfazies Rf-SS-B2a bildet sie die Einheit der *backbarrier*-Fazies, die sich ursprünglich im rückwärtigen Inselbereich ablagerte. Diese Rückseitenwatten der Inseln zählen nach Schäfer (2005) zur Niederenergie-Küste.

Aus Bohrung 7 (Abb. 4.48) geht hervor, dass die durchschnittliche Korngröße des Sandwattes im Feinsandbereich zwischen 2,0 φ - 3,84 φ liegt. Der Tongehalt von unter 3,8 % ist nach Sindowski (1973, 1979) und Ruyter (1960) typisch für ein reines Sandwatt. Die obere Grenze des Sandwattes wird durch eine 10 cm mächtige Oxidationsschicht gebildet, die ein Hinweis auf ein zeitweiliges Trockenfallen des oberen Wattbereichs ist. Die oberflächennahen Sande der Oxidationsschicht wurden durch kolloidales Eisenhydroxid, das die einzelnen Quarzkörner umkrustet, braun gefärbt (Sindowski 1973). Feine Wurzeln sowie eine geringe Humusanreicherung sprechen für eine zumindest zeitweilige trockene Wattoberfläche.

Ab einer Bohrtiefe von 2,10 m sind die Sedimente aus Bohrung 7 grau gefärbt und werden mit zunehmender Bohrtiefe stetig dunkler. Dies lässt auf eine Stillwassersedimentation unter Sauerstoffabschluss sowie Zunahme an organischer Substanz im Sediment schließen und ist typisch für die Reduktionszone (Ott 1996; Pott 2003) von Wattsedimenten.

Zum Liegenden nehmen die Korngröße ab und der Tongehalt zu. Die horizontal lagernden Schichten des Sandwattes werden zum Liegenden hin feinkörniger und gehen in den GPR-Profilen 17 - 19 ab einer Tiefe von ca. 2 m - 3 m unter NN in ein Mischwatt mit vermehrt eingeschalteten tidalen Tonlagen über.

Das fein laminierte Mischwatt zeigt im Radargramm in der Regel weniger starke Reflexionen. Gründe dafür sind zum einen die erhöhte Dämpfung von tonhaltigen Sedimenten (vgl. Kapitel 3.2.4). Zum anderen liegt die Mächtigkeit der internen Schichtung des Mischwattes weit unter der Auflösung der verwendeten 200 MHz Georadarantenne, sodass einzelne *laminae* als solche von der Georadarantenne nicht erfasst und somit im Radargramm nicht abgebildet werden (siehe Kapitel 3.1.3.5).

Der Übergang zwischen Sandwatt im Hangenden zu Mischwatt im Liegenden ist im Bohrkern in einer Tiefe von 3,15 m nachzuvollziehen. Im Mischwatt beträgt der reine Tonanteil zwischen 5,7 % - 7,8 %. Die mittlere Korngröße ist Silt. Auch Sedimentstrukturen weisen auf unterschiedliche Energieniveaus und Faziesbereiche hin. Ein verstärktes Auftreten von Feinsandlagen wie im Bohrkern 7 zwischen 2 m - 2,75 m Tiefe spricht für ein Sandwatt. Mischwatte führen wechselgeschichtete Sande und Schlicke, die im Wechsel der Gezeiten als unterschiedlich mächtige cm- bis mm- dünne tidale Laminite ablagern (Schäfer 2005; Reineck 1974). Tidale Laminite konnten in Bohrung 7 verstärkt ab einer Tiefe von 3,15 m nachgewiesen werden.

Die in Bohrkern 7 in einer Bohrtiefe von 3,1 m und 3,4 m gefundenen Gehäuse der Baltischen Plattmuschel (*Macoma baltica*) und der Wattschnecke (*Hydrobia ulvae*) bestätigen den Lebensraum Mischwatt und lassen auf ein zum Liegenden hin feiner werdendes Sediment schließen. Mischwattbereiche kommen rezent vorzugsweise im Lee größerer Inseln vor (Köster 1998). Die Übergänge zwischen den Sedimenttypen sind in der Regel fließend. Im vertikalen Profil deutet ein Übergang von Schlickwatt zu Sandwatt auf eine transgressive Phase sowie eine Retrogradation der Küstenlinie hin (Bungenstock 2005).

Der unterste Abschnitt der GPR-Profile des Baakdeels wird durch die Radarfazies Rf-SS-B4 eingenommen und durch die Radarschichtfläche (Rf-SS-D3) zum hangenden Mischwatt begrenzt. Der starke Reflektor der Radarschichtfläche (Rf-SS-D3) wird als Oberfläche der im Untergrund anstehenden Geest interpretiert. Rf-SS-B4 entspricht der internen Schichtung im Geestkern. Die interne Schichtung und Struktur der Saale-Moräne kann ihren Ursprung sowohl in den primären, glazialen Sedimentationsprozessen als auch in der sekundären durch periglaziale Prozesse bedingten Überarbeitung haben.

Typisch für die Radarfazies Rf-SS-B4 und Rf-SS-D3 sind zahlreiche Diffraktionshyperbeln, die sich an solitären Objekten im Untergrund bilden (Blindow et al. 2005). Innerhalb der Geest sind Diffraktionshyperbeln auf Geschiebe zurückzuführen (Tillmann & Wunderlich 2012, 2013). Die Konzentration von Diffraktionshyperbeln unmittelbar unterhalb der Radarschichtfläche (Rf-SS-D3) lässt auf eine ausgeprägte, durch die Deflation feiner Korngrößen entstandene Steinsohle (vgl. Kapitel 2.2.1), schließen. Auf diese Weise konnten sich zahlreiche Geschiebe aus der Saale-Moräne des Inselgeestkerns an der ehemaligen Landoberfläche anreichern.

Anhand aller im Gebiet Rantum Baakdeel gemessenen GPR-Profile konnte ein leichtes Einfallen der Geestoberfläche in südliche Richtung nachgewiesen werden. So steht der Geestkern in den nördlichen GPR-Profilen wie z. B. im GPR-Profil 17 (Abb. 4.48) noch in einer Tiefe von etwa -3 m NN an. In den südlichen GPR-Profilen des Baakdeels (z. B. GPR-Profil 18 und 19) taucht die Oberfläche der Geest auf eine Tiefe von etwa -3,5 m NN ab. Auch Hoffmann (1974b) postulierte für den Geestkern bei Rantum ein leichtes, kontinuierliches Abtauchen in Richtung Süden.

Die Ergebnisse stehen in Übereinstimmung mit den Bohrungen aus der Geologischen Karte von Sylt. Nördlich des Baakdeels wurde nahe des Seeheims Rantum (54°51’12” Nord und 8°17’30” Ost) in „Bohrung Rantum 1“ aus Dietz & Heck (1952: 100) bis in eine Bohrtiefe von

3,80 m „gelber und grauer Sand“ nachgewiesen, der über „sandigem Ton“ bis 7,00 m Tiefe ansteht. Die Tiefenangaben aus Dietz & Heck (1952) beziehen sich lediglich auf die Bohrtiefe. Die absolute Geländetiefe der abgeteuften Bohrungen, bezogen auf das Niveau von NN, geht daraus leider nicht hervor. Der „gelbe und graue Sand“ aus Dietz & Heck (1952: 100) ist nicht näher beschrieben, umfasst aber nach dem stratigraphischen Modell der Ansatzzone wahrscheinlich sowohl Dünen- als auch *washover*-Sande, die anhand von Bohrungen nur schwer zu unterscheiden sind.

In der weiter nördlich am damaligen Weststrand abgeteuften „Bohrung Rantum 6“ (54°51’23” Nord und 8°17’17” Ost) wurde durch Dietz & Heck (1952: 100) bis in eine Bohrtiefe von 2,35 m „kiesstreifiger Sand“ festgestellt, der einer Schicht „Klei“ aufliegt. Der Klei stellt ab einer Tiefe von 3,80 m die Holozänbasis dar. Im Liegenden folgt „dilluvialer, lehmiger Sand“, der ab einer Tiefe von 6 m in den „pliozänen Kaolinsand“ übergeht.

Nordwestlich der Ortschaft Rantum (54°51’54” Nord und 8°17’22” Ost) wurde in „Bohrung Rantum 2“ bis in eine Tiefe von 1,30 m „gelbweißer Strandsand“ oberflächennah nachgewiesen (Dietz & Heck 1952: 100). Zwischen 1,30 m und 3,00 m Bohrtiefe fand sich eine Schicht „fetter Klei“. „Schwarzbrauner humoser Sand“ markiert dort in 3,00 m - 3,50 m Tiefe die Holozänbasis.

Aus den Bohrungen kann ein Abtauchen der Holozänbasis in südliche Richtung abgeleitet werden. Auch der „Klei“ (Dietz & Heck 1952: 100) zu Beginn der holozänen Schichtenfolge spricht für eine auf einsetzende Stillwassersedimentation mit Ablagerung feinkörniger Schlick- und Mischwattsedimente auf dem durch den postglazialen Meeresspiegelanstieg allmählich „ertrinkenden“ Geestkern.

Barrier-rollover-Modell und Stratigraphie der Ansatzzone

Auf der Basis der im Untersuchungsgebiet Rantum Baakdeel gewonnenen Georadar- und sedimentologischen Daten wurde ein Modell entwickelt, dass die Stratigraphie der Ansatzzone des südlichen Nehrungshakens an den zentralen Inselgeestkern bei Rantum beschreibt. Das sog.„Barrier-rollover-Modell“ wurde bereits in Tillmann & Wunderlich (2013) vorgestellt. Aufgrund eines Mangels an Datierungen aus den Untersuchungsgebieten Rantum Baakdeel lässt sich die Stratigraphie in diesem Bereich der Insel einzig hinsichtlich der relativen Abfolge der am geologischen Aufbau beteiligten Prozesse betrachten. Die Einordnung in einen absoluten Zeitrahmen ist indes aus Kostengründen an dieser Stelle nicht möglich.

Die Stratigraphie der Ansatzzone des südlichen Nehrungshakens an den zentralen Inselgeestkern beginnt mit pleistozänen Ablagerungen im Liegenden (Abb. 4.51). Auf der Grundlage eigener GPR-Daten sowie unter Beachtung früherer Bohrdaten (Dietz & Heck 1952) wird die Oberfläche des Geestkerns südlich von Rantum in einer Tiefenlage von 3 m - 3,8 m unter NN angetroffen. Ein leichtes Einfallen des Geestkerns nach Süden, wie es zuvor von Hoffmann (1974b) postuliert wurde, konnte bestätigt werden.

Eine Diskordanz markiert die Grenze zwischen den pleistozänen Sedimenten im Liegenden und den Holozänen Wattsedimenten im Hangenden. Die Diskordanz zwischen Geest und Watt ist als Steinsohle ausgebildet, die eine deflationsbedingte Anreicherung von Geschieben an der Oberfläche vermuten lässt.

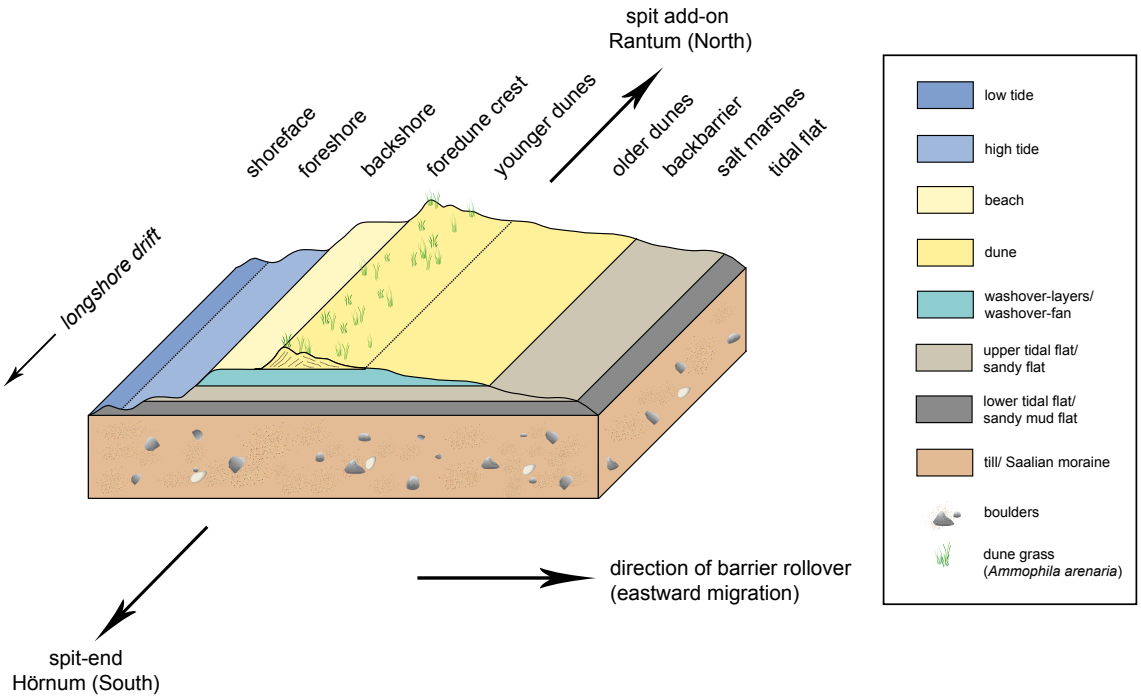


Abb. 4.51: *Das Barrier-rollover-Modell aus Tillmann & Wunderlich (2013) zeigt vereinfacht den Aufbau, die Stratigraphie und die Entwicklung der Ansatzzone des südlichen Nehrungshaken von Sylt an den zentralen Inselgeestkern südlich der Ortschaft Rantum. Die Stratigraphie beginnt mit pleistozänen Ablagerungen der -Moräne im Liegenden und zeigt - mit Ausnahme der holozänen Dünen - eine Vergröberungs-Sequenz von tonigem Mischwatt über Sandwatt bis zu den washover-Schichten im Hangenden. Diese transgressive Sequenz ist typisch für eine landwärts gerichtete Migration der Barriere (barrier rollover). Der barrier rollover wurde durch die Erosion der Westküste und sturmflutbedingte washover Prozesse mit anschließender rückseitiger Sedimentakkumulation gesteuert.*

Ablagerungen von Wattsedimenten deuten auf einen steigenden Meeresspiegel hin und die dadurch einsetzende marine Sedimentation auf dem „ertrunkenen" Geestkern. Feinkörnige Wattsedimente zu Beginn der Sequenz sind ein Indiz für strömungsberuhigte Sedimentationsbedingungen. Diese herrschen heute hauptsächlich in den rückwärtigen Inselbereichen (*backbarrier environment*) und im Lee der beiden Sylter Nehrungshaken.

Es ist davon auszugehen, dass auch die Wattsedimente von Rantum ursprünglich im leeseitig geschützten Bereich einer westlich vorgelagerten Barriere oder eines bereits entstandenen Nehrungshakens abgelagert wurden. Dieser ursprüngliche Nehrungshaken muss allerdings in seiner küstennormalen Ausdehnung weiter nach Westen gereicht haben.

Mit Ausnahme der heutigen Dünen zeigt die Stratigraphie südlich von Rantum insgesamt eine Vergröberungs-Sequenz von tonigem Mischwatt im Liegenden über Sandwatt bis zu den gröberen *washover*-Schichten im Hangenden (Abb. 4.51). Im Sinne von Davis (1992) ist eine solche „transgressive Sequenz" kennzeichnend für eine landwärts gerichtete Wanderungsbewegung der Inselbarriere unter steigendem Meeresspiegel. Darauf bezogen zeigt die Ansatzzone des Nehrungshakens bei Rantum in ihrer initialen Phase deutlich transgressive Eigenschaften in Verbindung mit einer von Ost nach West gerichteten Migration der Barriere.

Das Resultat dieses von Davis & FitzGerald (2004: 151) als „*barrier rollover*“ bezeichneten morphologischen Prozesses ist die allmähliche Erosion der westlichen Barrierefront. Durch fortschreitende Erosion und westwärts gerichtete Migration gelangen ursprünglich in rückwärtigen Inselbereichen abgelagerte *backbarrier*-Sedimente in exponierte westliche Inselbereiche und treten dort oftmals im Strand- und Vorstrandbereich wieder auf.

Auf diese Weise lassen sich auch die von Jessel (1986 zit. n. Newig 1995: 134; Ahrendt & Thiede 2002: 76) postulierten „bindigen“ Sedimente im Strandbereich vor Rantum erklären, die nach Sturmfluten zeitweilig unter den Dünen der Westküste aufgeschlossen waren. Auch die nach Sturmfluten am Weststrand von Rantum freigelegten Grabhügel aus der Stein- und Bronzezeit (Harck 1974; Newig 2001b; Reichstein 2005), die eine frühere Siedlungsaktivität auf dem Geestkern belegen (siehe Kapitel 2.3.1) lassen sich so erklären. Nach den Sturmfluten 1973/1974 traten im Strandbereich südlich der Westerländer Geest mehrere Grabhügel aus dem Neolithikum zu Tage. Die Gräber befanden sich nach Harck (1974) in 2,60 m über NN auf der schwach nach Süden einfallenden Geestoberfläche unter einer 10 cm mächtigen Schicht aus sandigem Klei. Auch weiter südlich wurde 1981 am Weststrand vor Rantum der Grabhügel „Wirkshoog“ aus der älteren Bronzezeit (Newig 2001b; Reichstein 2005) nach Sturmfluten freigelegt.

Auch die vermutete Lage der Rantumer Rathsburg unter den rezenten Dünen des Baakdeels (Kersten 1967; Hinz 1968) lässt eine oberflächennahe Lage des Geestkerns vermuten (vgl. Kapitel 2.3.1). Es ist wahrscheinlich, dass die Rathsburg einst auf dem Geestkern erbaut wurde. Mit ansteigendem Meeresspiegel wurde der Geestkern allmählich von Süden her überflutet.

An den Rändern des ertrinkenden Geestkerns entwickelten sich entweder wie von Gripp (1986) und Hoffmann (1974b) zwischen dem Westerländer Geestkern und der Ortschaft Rantum vermutet Torfe oder es kam von Süden her zur einsetzenden Stillwassersedimentation und damit zur Ausbildung von Wattflächen auf der nach Süden abtauchenden Inselgeest.

Die Überflutung und Überdeckung der Reste der Rathsburg durch marine Sedimente erklärt möglicherweise auch, warum die Lage der Rathsburg in Chroniken und auf Karten bislang so widersprüchlich und ungenau angegeben wurde.

Der *barrier rollover* Prozess wurde primär durch das Zusammenspiel von zwei Faktoren gesteuert. Voraussetzung war die starke Erosion im Bereich der Westküste der Barriere und die damit einhergehende Freisetzung und Mobilisierung von Sediment. Das erodierte Sediment der Westküste wurde zum Teil durch *overwash*-Prozesse im rückwärtigen Inselbereich als *washover fan* akkumuliert. Ein deutlich größerer Anteil des erodierten Sediments gelangte in den Küstenlängstransport, wurde zur Inselspitze transportiert und dort, wie im Modell (Abb. 4.37) aus Kapitel 4.3.2.6 vorgestellt, angelagert. Abbildung 4.52 beschreibt die Entwicklung des Nehrungshakens bei Rantum anhand eines vereinfachten, schematischen Modells in unterschiedlichen Stadien.

Stadium 1 zeigt die geomorphologische Situation zu Beginn der postglazialen Transgression. Die von der Saale-Vereisung zurückgelassenen Geschiebeablagerungen der Geestkerne bilden heute das Rückgrat der Nordfriesischen Inseln. Die einsetzende, postglaziale Transgression führte zur Ablagerung von Wattsedimenten. Zwischen den Geestkernen der Insel und der Festlandsgeest bildete sich allmählich das Wattenmeer aus. Südlich von Rantum wurden zunächst feinsandige Sedimente eines Mischwattes abgelagert (Stadium 2), die mit steigendem Meeresspiegel im Hangenden grobkörniger wurden und in ein Sandwatt übergingen (Stadium 3). Der Sedimentationsraum nahe der Festlandsgeest bleibt im Modell von Abbildung 4.52 unberücksichtigt und wurde im Modell nicht weiter definiert.

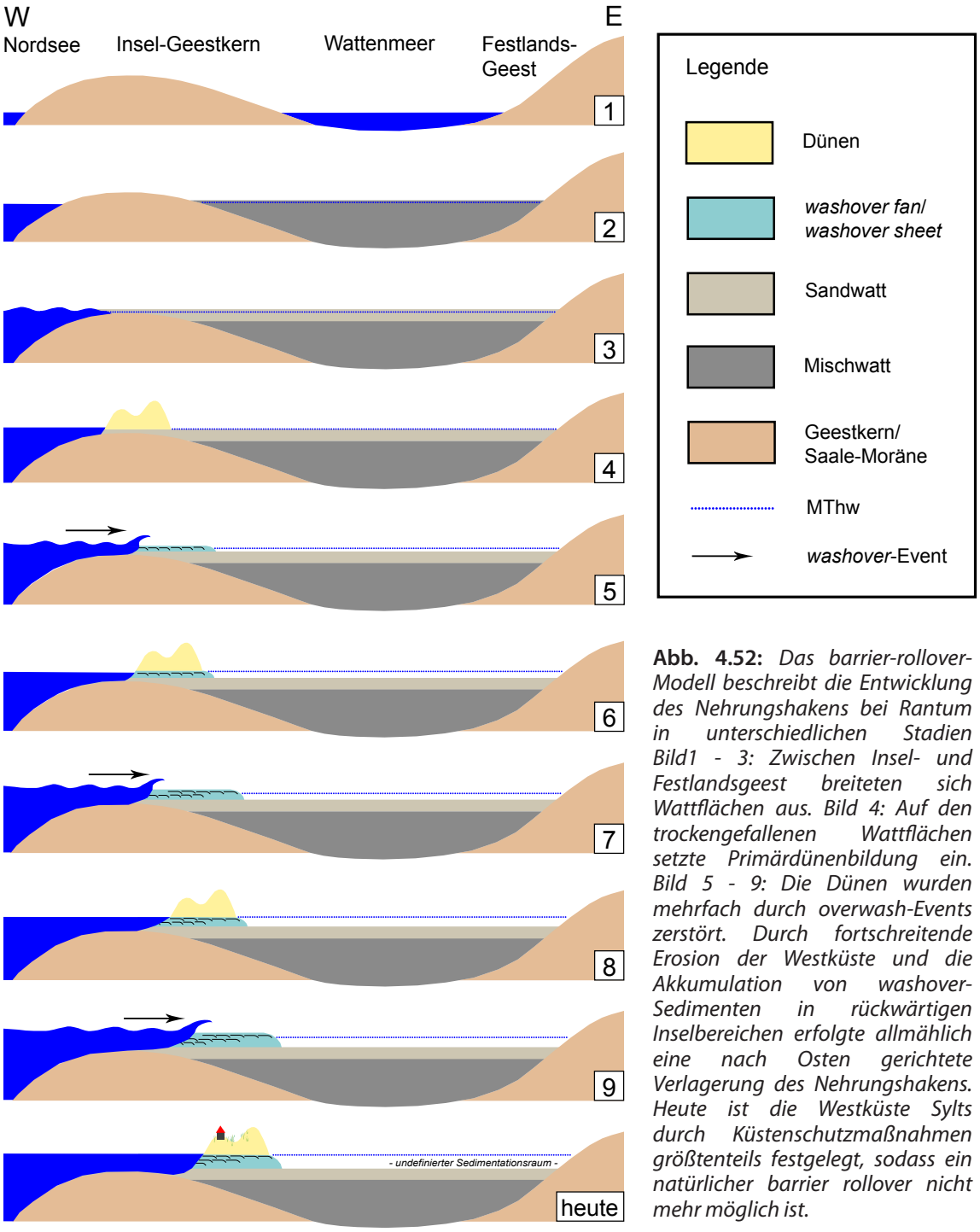


Abb. 4.52: *Das barrier-rollover-Modell beschreibt die Entwicklung des Nehrungshakens bei Rantum in unterschiedlichen Stadien Bild1 - 3: Zwischen Insel- und Festlandsgeest breiteten sich Wattflächen aus. Bild 4: Auf den trockengefallenen Wattflächen setzte Primärdünenbildung ein. Bild 5 - 9: Die Dünen wurden mehrfach durch overwash-Events zerstört. Durch fortschreitende Erosion der Westküste und die Akkumulation von washover-Sedimenten in rückwärtigen Inselbereichen erfolgte allmählich eine nach Osten gerichtete Verlagerung des Nehrungshakens. Heute ist die Westküste Sylts durch Küstenschutzmaßnahmen größtenteils festgelegt, sodass ein natürlicher barrier rollover nicht mehr möglich ist.*

Auf den trockengefallenen Sandflächen des Sandwattes setzte erste Primärdünenbildung ein (Stadium 4). Dieses Stadium der Entwicklung ist in gewisser Weise mit den heutigen Nordfriesischen Außensänden wie z. B. Japsand, Norderoog- und Süderoogsand vergleichbar, die als partiell trockengefallene Sandflächen die heutige Außengrenze des Wattenmeeres bilden. *Washover*-Events in einem frühen Stadium führten zur Erosion der jungen Dünen und zur Akkumulation von *washover*-Sedimenten im östlich gelegenen *backbarrier*-Bereich (Stadium 5). Anschließend erfolgte in weniger sturmflutintensiven Zeiten die Regeneration der jungen Insel durch Dünenbildung auf den trockenen *washover*-Flächen (Stadium 6).

Die Prozesse von Erosion, *washover*-Sedimentation und Regeneration durch Dünenbildung wiederholten sich einige Male (Stadium 7 - 9). Dafür sprechen die in einigen GPR-Daten nachgewiesenen, ineinandergreifenden *washover*-Strukturen, die auf unterschiedliche *overwash*-Ereignisse zurückzuführen sind.

Vermutlich kam es noch in historischer Zeit zu vereinzelten *overwash*-Ereignissen in diesem Teil der Insel. In alten Chroniken wurden die Auswirkungen von Sturmfluten auf die Küste Sylt zum Teil genauestens beschrieben. So wurden nach Angaben des Chronisten C.P. Hansen während Sturmfluten die Wassermassen weit in die Dünentäler hinein getrieben, ein Vorgang der einen typischen *overwash*-Prozess beschreibt. Die Überflutung der Dünentäler war damals in großem Umfang möglich, da eine durchgehende, von Nord nach Süd verlaufende Vordünenkette erst gegen Ende des 19. Jahrhunderts durch die küstenschutzbedingte, biotechnische Festlegung der Dünen mit Strandhafer erfolgte (Matthiesen 2001).

Heute wird die Küstenlinie bei Rantum durch biotechnische Küstenschutzmaßnahmen und regelmäßige Sandvorspülungen weitestgehend vor fortschreitender Erosion und Substanzverlust geschützt. Großflächige *overwash*-Prozesse mit ausgeprägter *washover*-Sedimentation, wie sie in den Stadien 5 - 9 (Abb. 4.52) stattfanden, sind nur noch bedingt möglich und konzentrieren sich primär auf lokal begrenzte Vordünenbereiche. Damit ist dem südlichen Nehrungshaken bei Rantum die Möglichkeit zur natürlichen, ostwärts gerichteten Migration nicht mehr gegeben.

Steht der Barriereinsel im rückwärtigen Bereich nicht genügend Platz zur Migration zur Verfügung oder wird der ursprünglich natürliche *barrier rollover* Prozess durch massive Küstenschutzmaßnahmen mit dem Ziel der Erhaltung der Küstenlinie unterbunden, so wird die Breite der Barriereinsel mit fortschreitender Erosion der Westküste kontinuierlich abnehmen.

4.3.5 Detektion eines fossilen Strandhakens bei Puan Klent/Süd-Sylt

Die GPR-Profile 20 - 22 (Abb. 4.53 - Abb. 4.56) repräsentieren den stratigraphischen Aufbau der Mitte des südlichen Nehrungshakens von Sylt und zählen zum Untersuchungsgebiet Süd-Sylt (SS). Die Radarfazies-Definition des Untersuchungsgebietes Süd-Sylt geht aus Abbildung 4.47 hervor und wurde im Kapitel zur Radarfazies Analyse (Kapitel 4.3.1.1) des südlichen Nehrungshakens erläutert. Die Radarfazies-Definition stellt die Grundlage für die Interpretation der GPR-Daten dieses Kapitels dar.

Die Profile 20 - 22 (Abb. 4.53 - Abb. 4.56) wurden bei Rantum Puan Klent/Thörnhörn gemessen, einem Dünengebiet zwischen den Ortschaften Rantum im Norden und Hörnum im Süden. Das Untersuchungsgebiet befindet sich zwischen dem Weststrand und dem an der Wattseite gelegenen Jugendferienheim Puan Klent (Abb. 4.46 Bild C). Es wurden sowohl westlich als auch östlich der Bundesstraße GPR-Profile gemessen.

Die Georadarmessungen bei Puan Klent wurden durch zeitweilige Wasserflächen innerhalb der Dünentäler sowie durch Störfrequenzen ausgehend von der LORAN Station (54°48’36” Nord, 8°17’41” Ost) im Norden des Jugendferienheims Puan Klent stark eingeschränkt (Kapitel 3.2.4). Artefakte in den GPR-Daten, die durch die Überlagerung von Störfrequenzen des benachbarten LORAN Seefunksenders hervorgerufen wurden, konnten jedoch durch intensives *Processing* aus den gezeigten Radargrammen entfernt werden (siehe Kapitel 3.2.5).

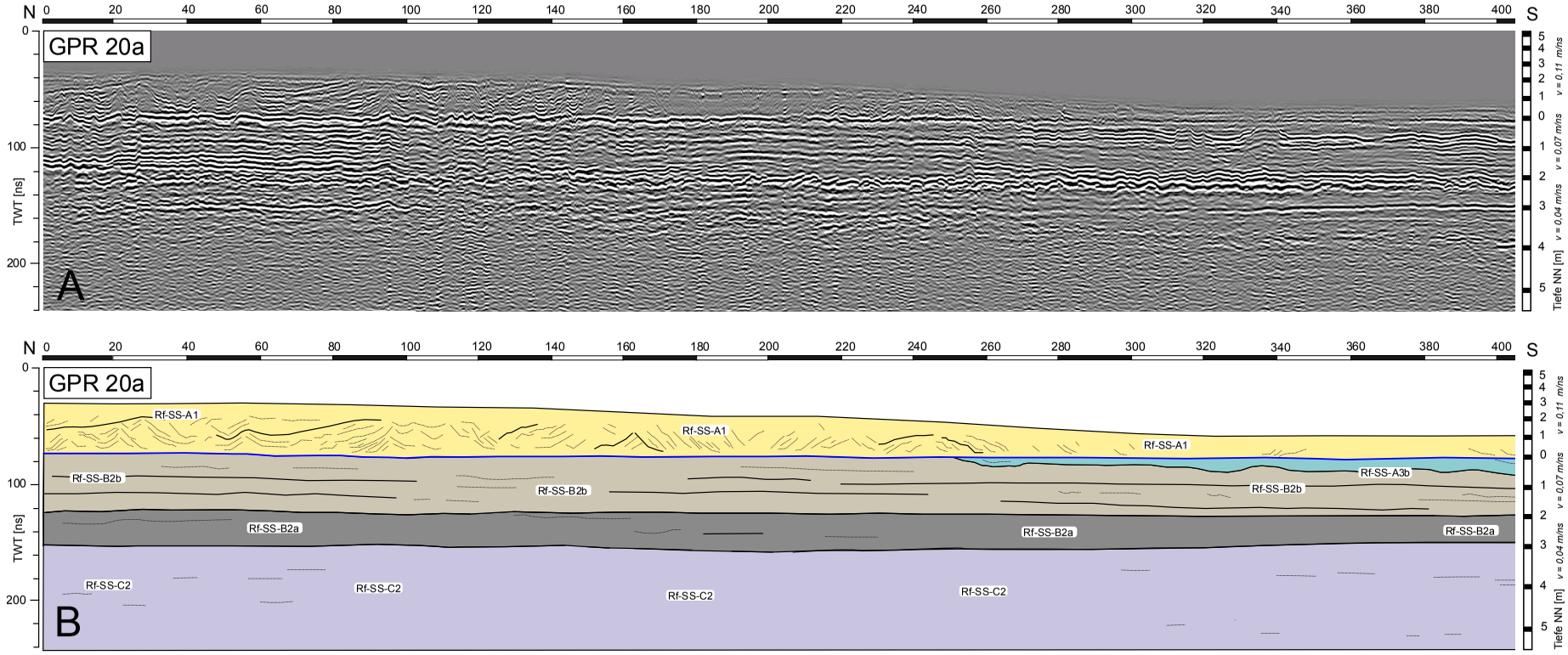


Abb. 4.53: *Teil 1 des Nord-Süd streichenden GPR-Profiles 20 (200 MHz). Zur Lage von GPR-Profil 20 siehe Abb. 4.46 (Bild C). A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.48. Teil 2 von GPR-Profil 20 ist in Abb. 4.54 dargestellt.*

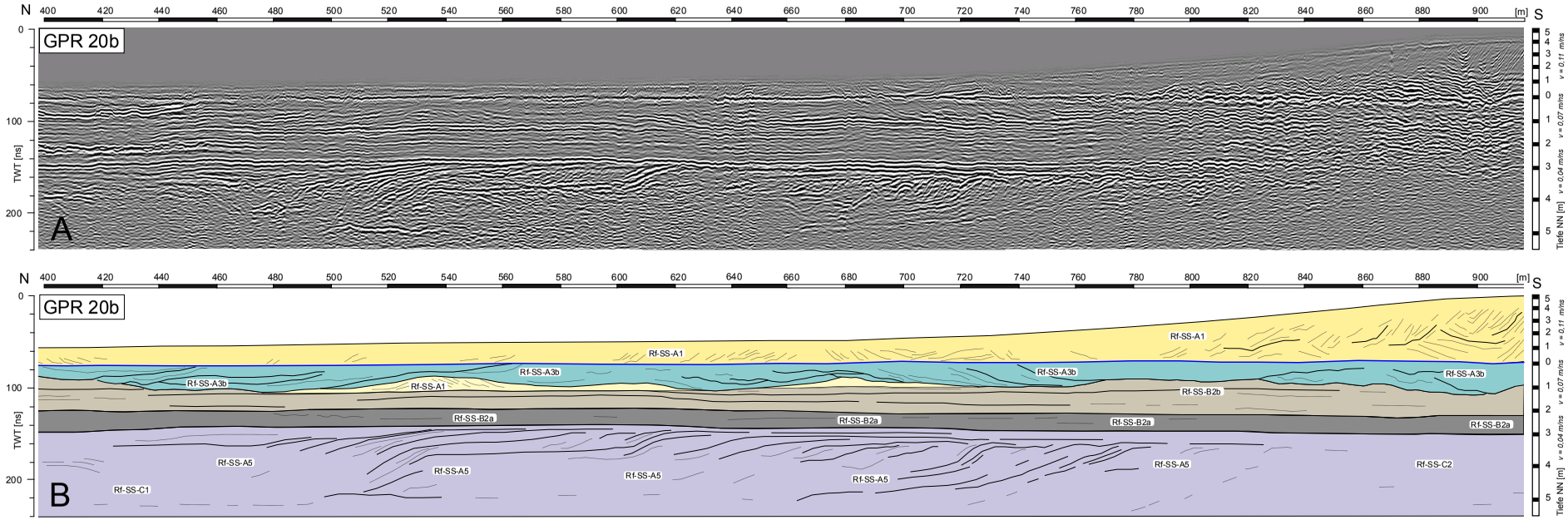


Abb. 4.54: *Teil 2 des Nord-Süd streichenden GPR-Profiles 20 (200 MHz). Zur Lage von GPR-Profil 20 siehe Abb. 4.46 (Bild C). A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.48. Teil 1 von GPR-Profil 20 ist in Abb. 4.53 dargestellt.*

4.3.5.1 Georadar-Profile

GPR-Profile 20 - 22

Die Profile 21 und 22 (Abb. 4.55 und Abb. 4.56) verlaufen auf natürlichem, sandigem Untergrund und wurden etwa 2 - 3 m neben dem zum Jugendferienheim führenden Privatweg gemessen (Abb. 4.46 Bild C). Das GPR-Profil 20 wurde auf einem Radweg entlang der Bundesstraße aufgenommen und stellt einen Ausschnitt aus einem von Norden nach Süden verlaufenden Übersichtsprofil dar. Mit nur wenigen Unterbrechungen wurde auf diese Weise die gesamte Strecke zwischen den Orten Hörnum im Süden und Rantum im Norden mit dem Georadar gemessen (Abb. 4.46 Bild A). Aus Gründen der Übersichtlichkeit zeigen die Abbildungen 4.53 und 4.54 jeweils eine Hälfte des insgesamt 917 m langen Nord-Süd-Transektes von GPR-Profil 20. Für die Radargramme 20 - 22 (Abb. 4.53 bis 4.56) wurde eine Abnahme der Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Wellen mit zunehmender Untergrundtiefe festgestellt. Wie auch in den GPR-Daten des Arbeitsgebietes Rantum Baakdeel beträgt die Ausbreitungsgeschwindigkeit in den Radargrammen 20 - 22 in den trockenen Dünensanden (Rf-SS-A1) oberhalb des Grundwasserspiegels (Rf-SS-B1) durchschnittlich 0,11 m/ns. Unterhalb des Grundwasserspiegels wurden durchschnittliche Laufzeiten von 0,07 m/ns und 0,04 m/ns berechnet. Vergleichbare Ausbreitungsgeschwindigkeiten konnten auch in anderen Radargrammen des Untersuchungesgebietes nachgewiesen werden. Basierend auf der dreigeteilten Geschwindigkeitsverteilung im Untergrund wurde für die Radargramme ein dreigeteilter Maßstab berechnet.

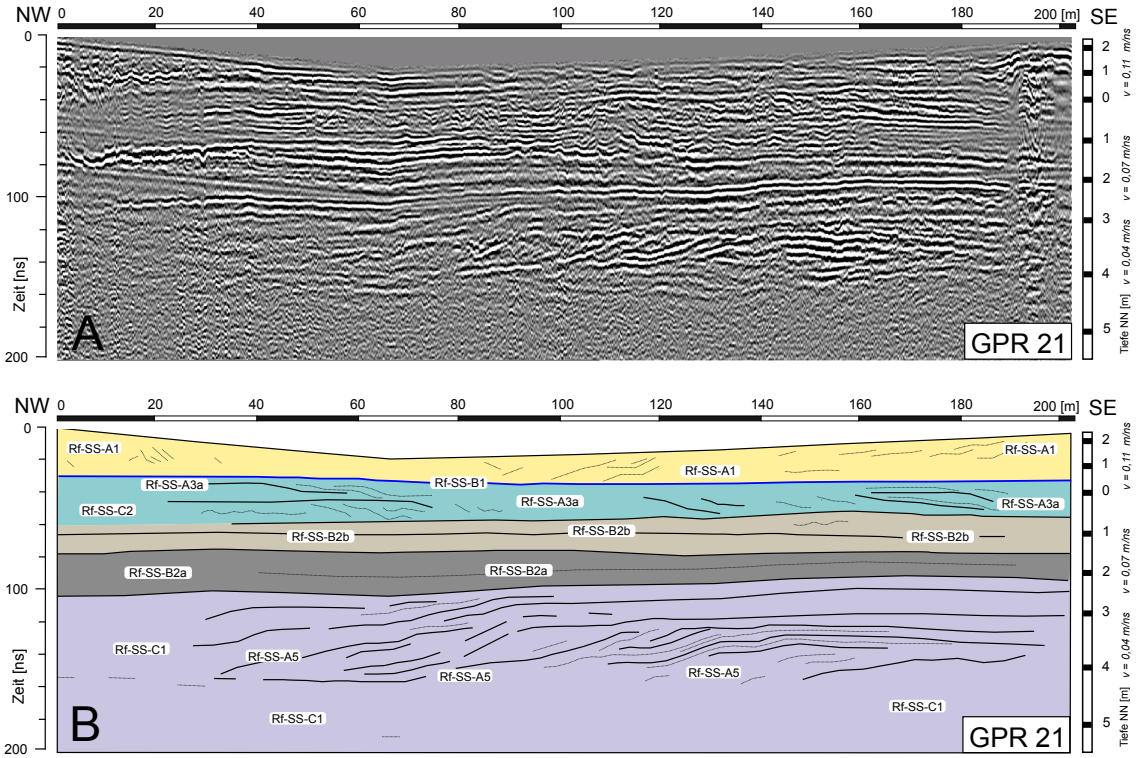


Abb. 4.55: *GPR-Profil 21 (200 MHz) verläuft auf einer Länge von 205 m von Nordwesten nach Südosten. Zur Lage von GPR-Profil 21 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.46 (Bild C). A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.48.*

Es wurden insgesamt 8 Radarfazies identifiziert. Reflexionen konnten noch aus einer maximalen Erkundungstiefe von 220 ns TWT (-5 m NN) empfangen werden. Das 205 m lange Georadar-Profil 21 (Abb. 4.55) verläuft von Nordwesten nach Südosten. Der Endpunkt von GPR-Profil 21 (Abb. 4.55) ist zugleich der Startpunkt des 180 m langen Georadar-Profils 22 (Abb. 4.56). In Abbildung 4.57 sind beide GPR-Profile zusammengesetzt dargestellt. In einer Entfernung von 18 m vom Startpunkt von GPR-Profil 22 wurde als Pürkhauersondierung die Bohrung 8 eingebracht und bis zu einer Tiefe von 2 m unter Geländeoberfläche bzw. einer absoluten Tiefe von -1,35 m NN abgeteuft.

Die obere Einheit aller im Mittelteil des südlichen Nehrungshakens gemessenen GPR-Profile bildet die Radarfazies Rf-SS-A1. Diese kommt größtenteils über dem heutigen Grundwasserspiegelniveau vor. Der Grundwasserspiegel (Rf-SS-B1) ist besonders deutlich in den GPR-Profilen 20 und 22 sichtbar. Im zweiten Abschnitt des GPR-Profils 20 (Abb. 4.54), zwischen den Profilmetern 480 - 720, ist Rf-SS-A1 unterhalb des Grundwasserspiegels in einem Tiefenbereich zwischen -0,2 m NN bis -1 m NN (90 ns - 110 ns TWT) anzutreffen.

Während die Radarfazies Rf-SS-A3b im GPR-Profil 22 (Abb. 4.56) auf ganzer Länge unterhalb von Rf-SS-A1 und Rf-SS-B1 vorkommt, ist Rf-SS-A3b im Profil 20 ausschließlich auf den südlichen Profilbereich ab einer Entfernung von 250 m vom Startpunkt beschränkt (Abb. 4.53 und Abb. 4.54). Dort schneidet sich Rf-SS-A3b zum Teil in die unterlagernde Radarfazies Rf-SS-B2b ein. Zwischen 480 m - 720 m Entfernung vom nördlichen Profilstart des GPR-Profils 20 (Abb. 4.54) wird Rf-SS-A3b von Reflektoren der Radarfazies Rf-SS-A1 unterlagert, die durch Rf-SS-A3b in ihrem oberen Bereich gekappt wurden.

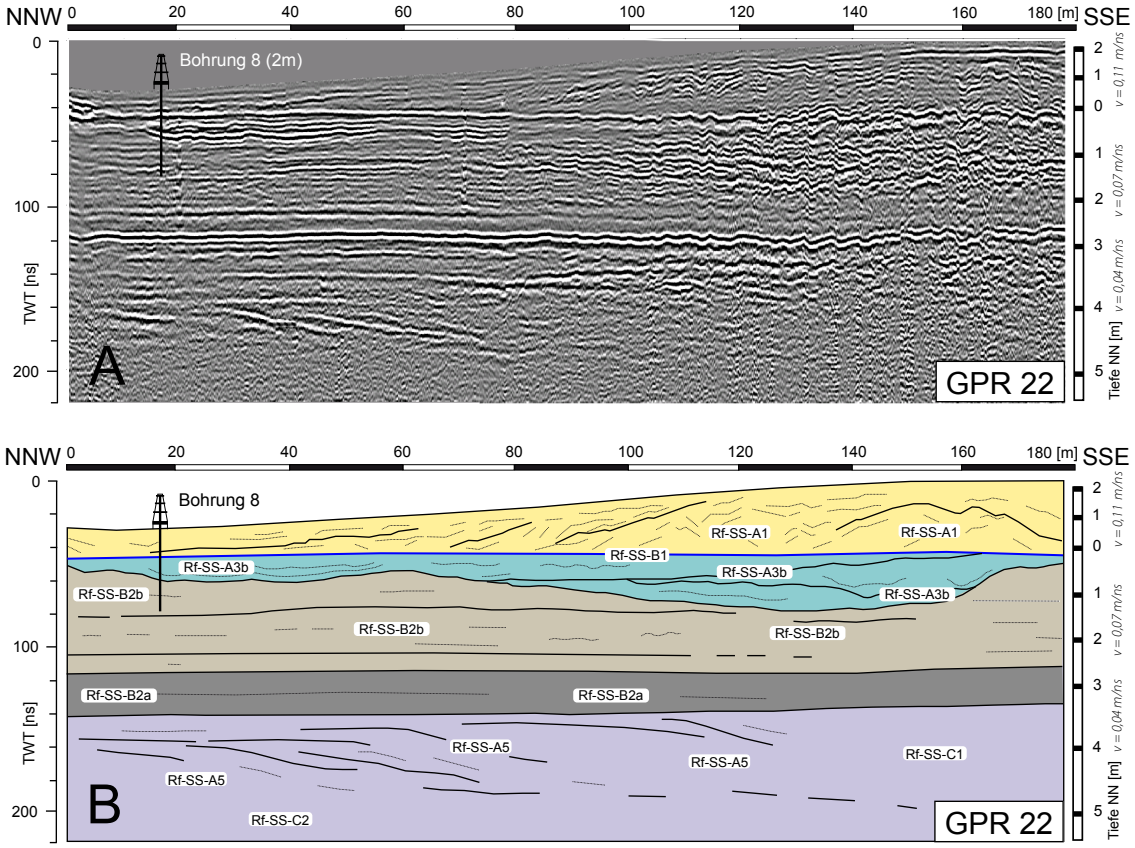


Abb. 4.56: *GPR-Profil 22 (200 MHz) und Bohrung 8. Zur Lage von GPR-Profil 21 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.46 (Bild C). A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 4.48.*

Die Reflektoren von Rf-SS-A3b sind in den GPR-Profilen 20 und 22 wannen- bis rinnenförmig ausgebildet und erreichen maximale Tiefen von -1,3 m NN. Diffraktionshyperbeln innerhalb der Radafazies Rf-SS-A3b sind häufig.

Im Nordwest-Südost verlaufenden Georadar-Transekt 21 (Abb. 4.55) sind die Reflektoren von Rf-SS-A3a annähernd parallel bis subparallel ausgebildet und zeigen ein leichtes Einfallen in südöstliche Richtung. Unterhalb von Rf-SS-A3b dominieren planare, horizontale Reflektoren der Radarfazies Rf-SS-B2b, die im Liegenden allmählich in die weniger stark ausgeprägten Reflektoren von Rf-SS-B2a übergehen. Die Grenze zwischen Rf-SS-B2a im Hangenden und Rf-SS-A5 im Liegenden wird in den GPR-Daten anhand eines durchgehenden Reflektors markiert. Dieser ist besonders gut in den Radargrammen aus Abbildung 4.54 - 4.56 zu erkennen und bildet dort eine nahezu horizontale Oberfläche.

Im Liegenden dieser Oberfläche finden sich einfallende Reflexionen der Radarfazies Rf-SS-A5. In GPR-Profil 20 (Abb. 4.54) sind diese erst ab einer Entfernung von 480 m vom nördlichen Startpunkt nachzuweisen. Dort ist die Radarfazies Rf-SS-A5 besonders deutlich ausgebildet und zeigt im Profilbereich zwischen 480 m - 780 m Länge sigmoidale, kontinuierliche bis moderat kontinuierliche Reflexionen. Einzelne Reflektoren enden durch eine *downlap*-Konfiguration auf Reflektoren stärkerer Amplitude. Besonders deutlich wird dies in GPR-Profil 20 zwischen 530 m - 620 m Profillänge (vgl. Abb. 4.54).

Aus den GPR-Profilen kann eine Einfallsrichtung von Rf-SS-A5 nach NNW abgeleitet werden. Das Einfallen der Reflektoren von Rf-SS-A5 ist in den GPR-Profilen 20 und 21 deutlich stärker als in GPR-Profil 22. In GPR-Profil 22 zeigt Rf-SS-A5 zudem eine abweichende Einfallsrichtung in Richtung SSE. Deutlich wird dies in der Betrachtung des zusammengesetzten Profils aus Abbildung 4.57, das einen dreidimensionalen Eindruck des durch die Reflektoren von Rf-SS-A5 im Radargramm abgebildeten Sedimentkörpers vermittelt. Eine untere Begrenzung von Rf-SS-A5 ist aus den GPR-Profilen 20 - 22 nicht abzuleiten.

Gedämpfte Profilbereiche werden durch die Radarfazies Rf-SS-C2 beschrieben. Ist aufgrund sich überlagernder Reflexionen keine eindeutige Einteilung der Radarfazies möglich, werden diese unter Rf-SS-C1 zusammengefasst.

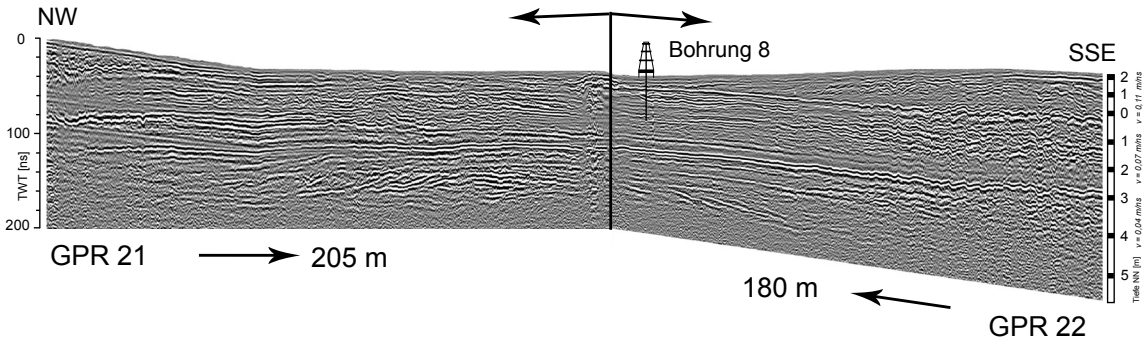


Abb. 4.57: *Zusammengesetzte GPR-Profile 21 und 22. Radargramme nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation sind in Abb. 4.55 - 4.56 ersichtlich. Zur Lage von GPR-Profil 21 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 4.46 (Bild C).*

4.3.5.2 Sedimentologische Daten

Bohrung 8

Die Bohrung 8 (Abb. 4.57) wurde als Pürkhauersondierung bis zu einer Tiefe von 2 m unter der Geländeoberfläche abgeteuft und erreicht damit eine absolute Tiefe von -1,35 m NN. Im Umkreis von ca. 5 m wurden 3 weitere Sondierungen mit gleicher Bohrtiefe abgeteuft und zur Überprüfung herangezogen.

Im oberen Bereich der Bohrung bis zu einer Tiefe von 0,8 m dominieren helle Feinsande (2,18 φ - 2,49 φ). Diese weisen eine gute bis sehr gute Sortierung (0,39 φ - 0,25 φ) auf. Nach oben schließt der Bohrkern mit einem ca. 10 cm mächtigen Humushorizont ab, der zudem das Wurzelwerk der heutigen Heidevegetation *(Calluna vulgaris*) einschließt. Im Liegenden der Feinsande in einer Bohrtiefe von 0,8 m - 1,47 m finden sich schillführende, schlecht sortierte (1,48 φ - 1,74 φ) Mittelsande (1,19 φ - 1,52 φ). Die unterste lithologische Fazies ist durch eine Wechsellagerung von feinen (2,41 φ - 2,47 φ) und sehr feinen, hellgrauen Sanden (3,76 φ) gekennzeichnet. Die Sortierung der sehr feinen Feinsande ist mit 2,63 φ schlechter als die der Feinsande (1,78 φ - 2,12 φ).

4.3.5.3 Diskussion

Die Radarfazies Rf-SS-A1 ist im Bohrkern durch helle Feinsande gekennzeichnet, die keine makroskopisch erkennbaren Muschelreste und Schillanteile enthalten. Die gute bis sehr gute Sortierung dieser Sande sowie das Fehlen von Muscheln und grobklastischen Komponenten lassen nach Füchtbauer (1974) auf äolische Ablagerungsprozesse schließen. Demzufolge werden die Feinsande von Rf-SS-A1 als holozäne Dünen-Fazies interpretiert. Die Dünenbasis der heutigen Dünen wird durch die Lage des heutigen Grundwasserspiegels (Rf-SS-B1) bei +/-0 m NN gebildet.

Einzig im GPR-Profil 20 (Abb. 4.54) kommt die Radarfazies Rf-SS-A1 auch unterhalb des Grundwasserspiegels in einer Tiefe von -0,2 m NN bis -1 m NN vor. Dabei handelt es sich um Reste einer älteren Dünengeneration. Diese „alten Dünen“ bildeten sich ursprünglich als vorwiegend unbewachsene, emphemere Primärdünen auf dem trockengefallenen Sandwatt knapp über dem MThw-Niveau. Eine vergleichbare morphologische Situation zeigt sich heutzutage auf den Nordfriesischen Außensänden oder den Sandplaten am Ostende vieler Ostfriesischen Inseln (z. B. Norderney, Spiekeroog). Eine flache Topographie sowie trockene, weite Sandflächen oberhalb des Meeresspiegels fördern die natürliche Dünenbildung. Die vorwiegend in den Sommermonaten gebildeten Primärdünen werden in der darauffolgenden winterlichen Sturmflutsaison größtenteils wieder erodiert. Gleiches wird auch für die „alten Dünen“ bei Puan Klent angenommen. Diese sind im oberen Bereich gekappt (GPR-Profil 20) und wurden durch *overwash*-Prozesse im Hangenden weitestgehend erodiert und anschließend von *washover*-Sedimenten (Rf-SS-A3b) bedeckt. Ein Anstieg des Meeresspiegels führte synchron zum Anstieg des Grundwasserspiegels, sodass die alten Dünenreste heute unterhalb des Grundwasserspiegels zu finden sind.

Die Radarfazies Rf-SS-A3b setzt sich im Bohrkern aus schlecht sortierten, schillführenden Mittelsanden zusammen. Die schlechte Sortierung, die gröberen Korngrößen sowie das Auftreten von Bruchschill sprechen für eine strömungsbedingte marine Sedimentation

durch episodisch auftretende *overwash*-Events. Die Einfallsrichtung der Schichten von Rf-SS-A3b nach Osten sowie die Ausbildung sog. *foresets*-Schichten in den West-Ost streichenden GPR-Profilen sind auf eine von Westen induzierte Strömung während der Sedimentation zurückzuführen.

Konkave, wannen- und rinnenförmige Sedimentstrukturen in den Nord-Süd ausgerichteten GPR-Profilen (z. B. GPR-Profil 20) deuten auf Erosionsprozesse während einzelner *overwash*-Events hin und führten zum Teil zur Ausräumung der Sedimente im Liegenden (Rf-SS-A1 und Rf-SS-B2b). Auf diese Weise wurde auch die ältere Dünengeneration in GPR-Profil 20 (Abb. 4.54) im oberen Bereich gekappt und stellenweise komplett erodiert.

Die söhlig lagernden Sedimente von Rf-SS-B2b zeigen im Bohrkern eine Wechsellagerung von feinen und sehr feinen Sanden. Der absolute Tonanteil von 2,6 % ist nach Sindowski (1973, 1979) und Ruyter (1960) typisch für Sedimente eines Sandwattes. Die Radarfazies Rf-SS-B2b wurde im Arbeitsgebiet Puan Klent an keiner Stelle durch Bohrungen durchteuft. Anhand der mit den GPR-Profilen des Baakdeels bei Rantum vergleichbaren Reflexionsmuster (vgl. Tillmann & Wunderlich 2013) wird die Radarfazies Rf-SS-B2b auch im Arbeitsgebiet Puan Klent als Mischwatt interpretiert.

Im Liegenden des horizontal geschichteten Mischwattes sind in den GPR-Profilen 20 - 22 einfallende Reflexionen nachzuweisen. Die Radarfazies Rf-SS-A5 im Untersuchungsgebiet Puan Klent ist hinsichtlich der sigmoidal bis tangential einfallenden Reflexionsmuster vergleichbar mit der Radarfazies Rf-HO-A2b der progradierenden Inselspitze in den Untersuchungsgebieten Hörnum Odde und Hörnum Steintal. Dies lässt auf ähnliche sedimentäre Strukturen und Ablagerungsbedingungen schließen. Auch Rf-SS-A5 zeigt eine sich in eine dominierende Richtung vorbauende, progradierende Schichtung.

Im Gegensatz zu den sich vorwiegend nach Südosten vorbauenden Sedimenten der Inselspitze weist die Radarfazies Rf-SS-A5 im Untersuchungsgebiet Puan Klent eine abweichende Progradationsrichtung auf. Die Anlagerung der Hakensedimente (Rf-SS-A5) durch fortschreitende Progradation erfolgte von Süden nach Norden und entspricht damit der entgegengesetzten Wachstumsrichtung des gesamten südlichen Nehrungshakens. Für die Hörnum Odde und das Hörnum Steintal konnte insgesamt eine südliche bis südöstliche Progradationsrichtung nachgewiesen werden, die hauptsächlich durch den Küstenlängstransport entlang der Sylter Westküste induziert wurde (Kapitel 2.4.2). Als Sedimentlieferanten dienten der zentrale Westerländer Geestkern sowie weitere westlich der Küste gelegene Vorländer wie z. B. die Amrum-Bank-Moräne und die Pisa-Moräne (vgl. Ahrendt 1994; Ahrendt & Thiede 2002; Bantelmann 1966; Hoffmann 1992). Die in den GPR-Profilen 20 - 22 nachgewiesene Progradation des „fossilen" Strandhakens bei Puan Klent/Thörnhörn in nördliche Richtung setzt im Allgemeinen eine von Süden nach Norden gerichtete Strömung voraus.

Darüber hinaus sind die Strukturen von Rf-SS-A5 sowohl hinsichtlich ihrer Mächtigkeit als auch in ihrer Ausdehnung deutlich kleiner. Zwar lässt sich aus den gemessenen GPR-Daten keine eindeutige untere Grenze der Hakensedimente ableiten. In GPR-Profil 20 (Abb. 4.54) enden die einfallenden Reflektoren von Rf-SS-A5 zwischen den Profilmetern 490 - 560 und 660 - 720 jedoch mit einem ausgeprägten *downlap* auf einem horizontalen Reflektor, der vermutlich die Grenze zum Liegenden darstellt. Die Sedimente des Liegenden bleiben hingegen undefiniert und konnten nicht durch Georadarmessungen erfasst werden. Auf der Grundlage früherer Bohrungen wird jedoch der nach Süden abtauschende Geestkern in einer Tiefe von 13,20 m unter der Geländeoberfläche vermutet (Dietz & Heck 1952; Gripp 1986; Hoffmann 1974b).

Die geringe Mächtigkeit und Ausdehnung der Hakensedimente deuten auf eine progradierende Sedimentation in geringerer Wassertiefe hin. Angenommen wird daher, dass es sich bei Rf-SS-A5 ursprünglich um eine Hakenbildung im rückseitigen Wattenmeer handelt. Das GPR-Profil 20 verläuft annähernd entlang der Längsachse dieses Strandhakens. In GPR-Profil 21 wird die nördliche Spitze des Strandhakens angeschnitten. Die Sedimente des Strandhakens erreichen in den Profilen 20 - 22 Mächtigkeiten von 2 - 3 m. In den GPR-Profilen nördlich von Puan Klent ist dieser fossile Strandhaken im Untergrund nicht mehr nachzuweisen. Die im Vergleich zu den GPR-Profilen 20 und 21 flacher einfallenden Reflektoren von Rf-SS-A5 aus GPR-Profil 22 zeigen ein Einfallen in südöstliche Richtung und stellen vermutlich bereits den östlichen Rand des Strandhakens dar.

Die genaue Ausdehnung des fossilen Strandhakens kann auf der Grundlage zweidimensionaler GPR-Profile nur sehr grob geschätzt werden. Unklar ist ebenfalls, inwieweit sich der Strandhaken nach Norden vorgebaut hat. Eine nördliche Grenze konnte anhand von GPR-Daten nicht ermittelt werden, da unweit der LORAN-Station (Abb. 4.46) nördlich von Puan Klent keine für eine Interpretation ausreichende GPR-Datenqualität erreicht wurde (siehe Kapitel 3.2.5.2).

Die aus den GPR-Profile 20 - 22 ersichtliche Ausdehnung des Hakens ist flächenmäßig relativ gering und lässt auf einen schmalen Strandhaken schließen. Morphologisch lässt sich dieser mit den rezent von Süden nach Norden entlang der Sylter Wattküste streichenden, lokal begrenzten Sand- und Strandhakenbildungen vergleichen (Abb. 4.46).

Die östliche Küstenlinie des südlichen Nehrungshakens gliedert sich heute in Buchten und Vorsprünge (Abb. 4.46 Bild A). Rezente Strandhaken sind entlang der Wattküste östlich der Düne „Großer Fli“ (54°49’08” Nord, 8°18’04” Ost bis 54°49’14” Nord, 8°18’07” Ost) sowie nördlich von Hörnum Budersand (54°46’22” Nord, 8°18’04” Ost bis 54°46’55” Nord, 8°18’06” Ost) existent. Ein kleinerer, ausschließlich während Niedrigwasser erkennbarer Strandhaken ist an der Wattseite nördlich von Puan Klent und östlich der LORAN-Station zwischen 54°48’37” Nord, 8°17’56” Ost und 54°48’45” Nord, 8°17’54” Ost nachzuweisen.

Die Bildung heutiger, entlang der Wattküste streichender Strandhaken, ist auf das Strömungsregime im Wattenmeer zurückzuführen. Der Flutstrom strömt heute ausgehend von der offenen Nordsee ins Prielsystem des Hörnum-Tiefs und teilt sich an einer Prielverzweigung im rückwärtigen Wattenmeer in das Eidum-Tief und die nahe der Sylter Ostküste entlang fließende Rantum Lohe. Die mit dem Flutstrom in das Tidebecken eingebrachten Sedimente werden entsprechend der Strömung der Rantum Lohe von Süden nach Norden entlang der Sylter Ostküste transportiert und abgelagert. Ein vergleichbares, in den damaligen, rückwärtigen Wattbereich hineinreichendes Prielsystem wird daher angenommen.

Die Stratigraphie bei Puan Klent und der fossile Strandhaken von Thörnhörn

Die zeitliche Einordnung der Stratigraphie bei Puan Klent/Thörnhörn basiert aus Kostengründen und dem damit einhergehenden Mangel an Datierungen auf einer relativen Stratigraphie. Der erste aus den GPR-Daten hervorgehende geomorphologische Prozess im Gebiet Puan Klent/ Thörnhörn ist die Bildung eines Strandhakens. Es wird davon ausgegangen, dass sich der fossile Strandhaken entsprechend der Strömungen im leeseitigen Wattbereich der damaligen Insel von Süden nach Norden durch die Anlagerung sandiger Sedimente gebildet hat. Vergleichbare, von Süden nach Norden streichende Strandhaken, finden sich heute ebenso entlang der Ostküste des südlichen Sylter Nehrungshakens.

Als Materiallieferant für die Strandhakenbildung kann die von Newig (1995: 129) im Bereich von Puan Klent vermutete „präholozäne Aufragung“ bzw. ein kleinerer Geestkern fungiert haben (Kapitel 2.2.1), dessen exakte Lage, Tiefe und Ausdehnung bis dato allerdings nicht bekannt ist.

Heute sind in der Topographischen Karte des Untersuchungsgebietes (Abb. 4.46 Bild C) zwei Flurnamen von besonderer Bedeutung. Der Name „Puan Klent“ beinhaltet den Begriff „Klent“ der in Söl´ring (Sylter Friesisch) mit „Kliff“ übersetzt wird (Schmidt 1972) und gibt damit wage Hinweise auf eine eventuelle geomorphologische Ausgangssituation. Es liegt die Vermutung nahe, dass ein bei Puan Klent ehemals oberflächennah aufgeschlossener Geestkern ein Kliff ausgebildet hatte. Durch fortschreitende Erosion und einen stetig ansteigenden Meeresspiegel wurde das Material des Geestkerns zunehmend aufgearbeitet und in Form von Strandhaken der Strömung im Wattenmeer folgend verdriftet.

Der Flurname „Thörnhörn“ (vgl. Abb. 4.46) enthält die Endung „…hörn“ die im Friesischen eine Bezeichnung für „Haken“, „Horn“, „Landspitze“ und „Ecke“ ist (Mechlenburg 1997; Schmidt 1972; Wilts 1998, 2011). Aus geomorphologischer Sicht beschreibt der Begriff einen Sand-, Strand-, oder Nehrungshaken. „Thörn“ steht im Inselfriesischen sowohl für „Reise“ als auch für „drehen“ und „wenden“ (Mechlenburg 1997). Interpretiert man den Flurnamen „Thörnhörn“ nach seiner unmittelbaren Etymologie, so handelt es sich um eine „Reise um die Landspitze“, die möglicherweise zugleich auf ein Wendemanöver für die Seefahrt hinweist.

Heute ist auf ganzer Strecke zwischen Puan Klent im Norden und dem Möskental bei Hörnum im Süden kein Strandhaken ausgebildet, der die Namensgebung rechtfertigen würde. Der heutige Flurname „Thörnhörn“ spricht allerdings dafür, dass dies in der Vergangenheit einmal der Fall gewesen ist.

In der Seekarte von W.J. Waghenaer aus dem Jahr 1585 (siehe Abb. 4.3 Bild A in Kapitel 4.2.4) ist eine als Insel eingezeichnete kleinere Landmasse direkt hinter dem damaligen Südteil von Sylt verzeichnet. Die Position entspricht ungefähr der Lokalität des hier nachgewiesenen, fossilen Strandhakens bei Puan Klent/Thörnhörn. Die verzeichnete Landmasse stellte möglicherweise ein für die Seefahrt zu dieser Zeit wichtiges Schifffahrtshindernis dar und wurde aus diesem Grunde damals in die Seekarte aufgenommen.

Bei der Landmasse könnte es sich entweder direkt um den von Newig (1995: 129) bei Puan Klent vermuteten Geestkern bzw. die „[…] präholozäne Aufragung über NN […]“ oder mit dem Strandhaken eine von dem Geestkern ausgehende Nehrungsbildung handeln. Auffällig ist, dass diese Insel- oder Landmasse in der Waghenaer-Karte keine namentliche Bezeichnung aufweist. In anderen Seekarten aus dieser Zeit (z. B. Haeyen 1585) ist die Landmasse hingegen nicht vermerkt. Damit liegt die Vermutung nahe, dass es sich um eine unbesiedelte, nur wenige Zentimeter bis Dezimeter über das Mittlere Tidenhochwasser (MThw) hinausragende Geestkuppe oder Nehrungsbildung handelte, welche die möglicherweise während Tidehochwasserbedingungen kartierenden Kartographen weiterer Seekarten aus dieser Zeit nicht als solche erkannten und daher kartographisch auch nicht als Landmasse oder Untiefe interpretierten.

Die Vorraussetzung für die Bildung von Nehrungshakensystemen wurde erstmals um 4000 v. Chr. geschaffen, als die transgredierende Nordsee die Moränenrücken Sylts erreichte und durch fortschreitende Erosion Kliffs im Bereich der Geestkerne schuf (Kapitel 2.2.2.2). Ältere Nehrungshakensysteme sind im Nordfriesischen Raum bereits aus der Zeit um 3000 v. Chr. bekannt (Behre 2008; Köhn 1991; Meier 2007). Falls eine unmittelbare Verbindung eines bis dato

unbekannten Geestkerns bei Puan Klent (vgl. Newig 1995) existiert hat, so ist anzunehmen, dass dieser in irgendeiner Form als möglicher Sedimentlieferant zum Aufbau des Strandhakens beigetragen hat. Allerdings vermerkte Bantelmann (1966), dass zu jener Zeit auch eine vermehrte Sedimentzufuhr von außerhalb in den Bereich des Nordfriesischen Wattenmeeres stattfand. Unklar ist ebenfalls auf welchem Niveau der dortige Geestkern oder Strandhaken zum damaligen Meeresspiegel stand. Die Holozänbasis bei Puan Klent wurde von Dietz & Heck (1952) bei -13,20 m unter der Geländeoberfläche vermutet und taucht von dort in Richtung Süden ab.

Mit Sicherheit erfolgte die Bildung des Strandhakens jedoch zeitlich vor der Ablagerung der Wattsedimente des Hangenden. Wattsedimente bilden sich durch Stillwassersedimentation bevorzugt im strömungsberuhigten Milieu im Lee von Nehrungshaken und Barriereinseln. Wie bereits weiter nördlich an der Ansatzzone des Nehrungshakens bei Rantum Baakdeel beginnt die Wattsequenz zunächst mit der Sedimentation eines etwa 0,8 m - 1 m mächtigen feinkörnigen Mischwattes. Später erfolgte die Ablagerung gröberer Sandwattschichten.

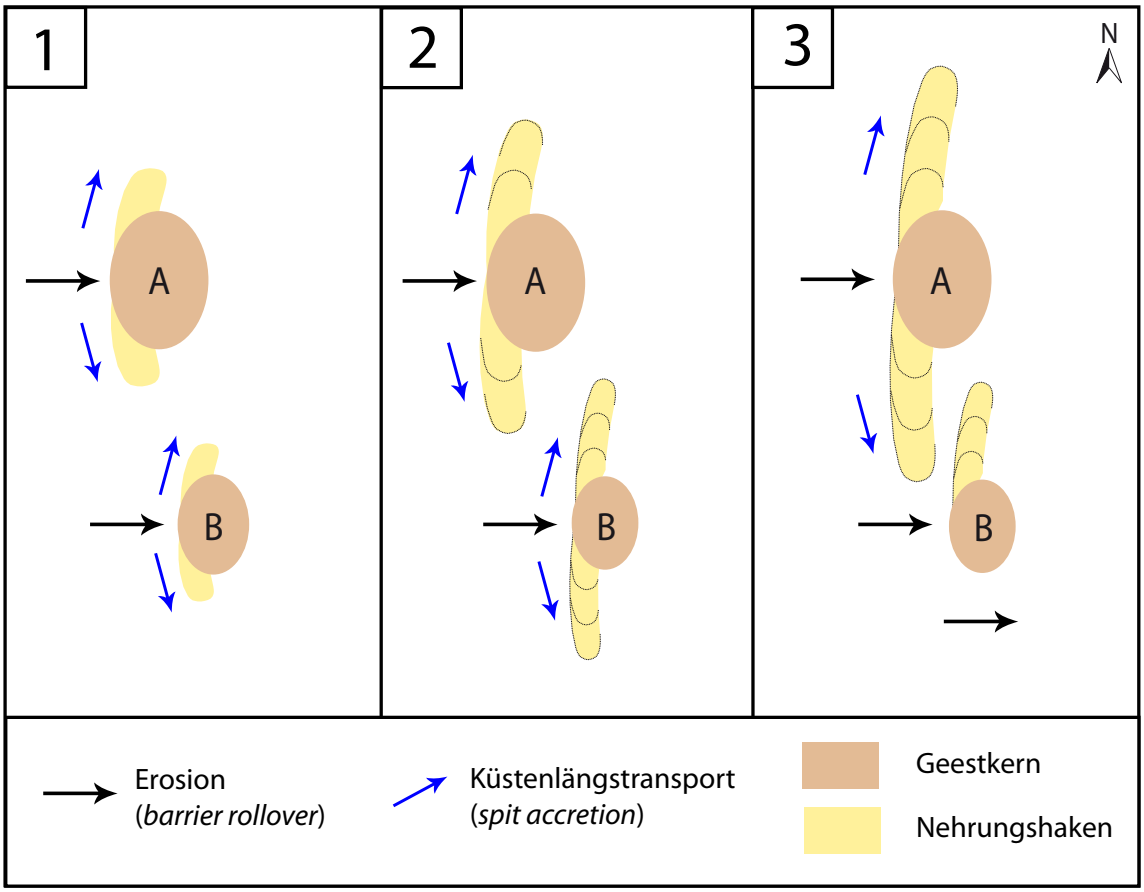


Abb. 4.58: *Vereinfachtes Schema zur Entstehung des fossilen Strandhakens von Thörnhörn durch fortschreitenden „barrier rollover". Bild 1: Ausgangsbasis stellen der zentrale Westerländer Geestkern (A) und ein weiter südlich gelegener kleinerer Geestkern bei Puan Klent (B) dar. Die von Westen auf die Geestkerne treffende Brandung teilte sich in eine südliche und eine nördliche Strömungskomponente. Bild 2: Im Norden und Süden beider Geestkerne entstanden initiale Nehrungshaken. Bild 3: Durch fortschreitendes Längenwachstum des Hörnumer Nehrungshakens (A) geriet der Nordhaken von Thörnhörn (B) in dessen Strömungsschatten. Der Südhaken von Thörnhörn (B) wurde, sofern er existierte, erodiert. Die durch „barrier rollover" induzierte landwärtige Verlagerung des Hörnumer Nehrungshakens, führte allmählich zur Überdeckung des Nordhakens von Thörnhörn (B) mit Sedimenten des backbarrier-Bereichs.*

Auf den trockenen Sandwattflächen bildeten sich die aus den GPR-Daten ersichtlichen „alten Dünen". Diese wurden während den winterlichen Sturmfluten jedoch weitestgehend durch *overwash*-Prozesse erodiert und zeigen in den GPR-Daten eine im Hangenden durch die überlagernden *washover*-Sedimente gekappte Oberfläche. Da die Reste der „alten Dünen" heute unterhalb des Grundwasserspiegels anstehen, wird ein niedrigerer Meeresspiegelstand zum Zeitpunkt ihrer Bildung angenommen. Die heutigen Dünen befinden sich als jüngste stratigraphische Einheit ausschließlich oberhalb des Grundwasserspiegels.

Die Stratigraphie bei Puan Klent zeigt - wie auch bei Rantum Baakdeel - insgesamt eine Vergröberungssequenz, die nach Davis (1992) kennzeichnend für die landwärts gerichtete Wanderungsbewegung der Inselbarriere unter steigendem Meeresspiegel ist. Somit ist auch in der Mitte des Sylter Nehrungshakens ein typischer *barrier rollover* Prozess nachzuweisen.

Wenn sich der fossile Strandhaken damals im *backbarrier* Inselbereich bzw. an der damaligen Ostküste des südlichen Sylter Nehrungssystems gebildet hat, so wurde dieser mit der Zeit durch den *barrier rollover* überwandert. Dies erklärt seine heutige Lage in der Inselmitte des südlichen Nehrungshakens zwischen Puan Klent und Thörnhörn.

Morphologisch denkbar ist auch eine zweite Theorie zur Entstehung des fossilen Strandhakens. Geht man von dieser Theorie aus, so schuf die Brandung durch Abrasion an der Westküste des hypothetischen Geestkerns (Newig 1995) von Puan Klent ein Kliff, das „Kliff des Puan". Eine direkte Verbindung zwischen dem zentralen Geestkern bei Westerland und dem kleineren Geestkern bei Puan Klent bestand zu dieser Zeit nicht (Abb. 4.58 Bild 1). Die von Westen auf den solitären Geestkern bei Puan Klent auftreffende Brandung teilte sich in eine nördlich und eine südlich gerichtete Strömungskomponente (Abb. 4.58 Bild 1). Durch den vom Geestkliff aus nach Norden gerichteten Küstenlängstransport wurde der fossile Strandhaken aus den GPR-Profilen 20 - 22 in relativ geringer Wassertiefe aufgeworfen.

Ein durch die südliche Komponente des Küstenlängstransportes entstandener, sich südliche an den Geestkern von Puan Klent anschließender Nehrungshaken, konnte durch die gemessenen GPR-Daten nicht bestätigt werden.

Diese „fossile" Strandhakenbildung muss zu einer Zeit stattgefunden haben, als der eigentliche heutige Hörnumer Nehrungshaken zwischen Rantum und Hörnum noch nicht in voller Länge existiert hat (Abb. 4.58 Bild 2). Es wird zudem eine im Vergleich zum zentralen Geestkern weniger westliche und damit weniger stark exponierte Lage des Geestkerns von Puan Klent in Bezug zur Hauptwind- und -wellenrichtung angenommen (Abb. 4.58).

Die zurückversetzte Lage des Geestkerns bei Puan Klent im Vergleich zu dem früher mehrere Kilometer weiter nach Westen ragenden Westerländer Geestkerns würde auch erklären, warum der nördliche fossile Strandhaken im stratigraphischen Profil noch nachzuweisen ist. Die Tatsche, dass der fossile Strandhaken unter den Misch- und Sandwattsedimenten der *backbarrier*-Fazies zu finden ist, lässt sich durch den *barrier rollover* Prozess erklären. So wurde der nördliche der beiden fossilen Strandhaken allmählich vom weitaus größeren Hörnumer Nehrungshaken überrollt bzw. durch die sich in seinem *backbarrier* Bereich ablagernden Wattsedimente unter steigendem Meeresspiegel zusedimentiert und damit im gewissen Maße konserviert (Abb. 4.58 Bild 3).

Der zur damaligen Zeit sich südlich an den Geestkern von Puan Klent angelagerte Strandhaken lag vermutlich weitaus weniger geschützt im Strömungsschatten des sich langsam von Rantum aus nach Süden vorbauenden Hörnumer Nehrungshakens und wurde dementsprechend vielmehr erodiert als durch die *backbarrie*r Faziesabfolge konserviert (Abb. 4.58 Bild 3).

4.4 Zusammenfassung und Ausblick

Die Nordseeinseln unterliegen seit jeher einem permanenten Wandel. Auch die heutige Inselgestalt Sylts stellt dabei nur eine Momentaufnahme dar. In historischen Zeiten hat es Bedingungen gegeben, die weitaus stärkere Umwandlungsprozesse nach sich zogen. Wie die Ergebnisse zeigen, haben in der Vergangenheit andere Rahmenbedingungen die Entwicklung der Insel Sylt und die des südlichen Nehrungshakens bestimmt, als sie heute gegeben sind.

Es konnte gezeigt werden, dass der südliche Nehrungshaken hinsichtlich seiner Geologie nicht einheitlich aufgebaut ist. Wie die Blockbilder aus Abbildung 4.59 schematisch zeigen, lassen sich 4 geologische Ausgangssituationen unterscheiden, die aus der vertikalen Überlagerung unterschiedlicher Faziesräumen hervorgehen.

Die Stratigraphie der Ansatzzone des südlichen Nehrungshakens bei Rantum beginnt im Liegenden mit dem im Untergrund anstehenden Geestkern aus Ablagerungen der Saale-Moräne. Im Hangenden folgen die Sedimente eines Rückseitenwattes, die ihrerseits von *washover*-Sanden und Dünen überlagert werden (Abb. 4.59 Bild A).

Eine Besonderheit und regionale Abweichung stellt die Stratigraphie bei Puan Klent/Thörnhörn dar. Dort wurde im Liegenden der Watt-Fazies ein fossiler Strandhaken nachgewiesen (Abb. 4.59 Bild D). Der fossile Strandhaken sowie der nach Süden abfallende Geestkern konnten weiter südlich von Thörnhörn nicht mehr bestätigt werden (Abb. 4.59 Bild B).

Die Daten aus Georadarmessungen, Bohrungen und sedimentologischen Laboranalysen sprechen dafür, dass es sich bei der äußersten Südspitze Sylts um eine reine Nehrungshakenbildung handelt (Abb. 4.59 Bild C). Die Tatsache, dass es sich bei der Hörnum Odde ausschließlich um eine marine Hakenbildung einer ehemals progradierenden Barrierespitze handelt, widerspricht alten Auffassungen, wonach im Untergrund der Hörnum Odde oberflächennah Marschenklei (vgl. Ahrendt & Thiede 2002; Gripp 1968; Newig 1995) und typische Wattsedimente aus Klei und Feinsand (Ahrendt & Thiede 2002; Jessel 1986 zit. n. Ahrendt 1994) anstehen. Die von Ahrendt (1994) und (Jessel 1986) südlich des Hörnumer Unterfeuers im Tiefenbereich zwischen -0,8 m NN und -1,7 m NN als Kleiauflage interpretierte stark humose, feinsandige Schicht (Kapitel 4.1.2) konnte durch GPR-Daten und Bohrungen nicht bestätigt werden.

Allerdings ließ sich nach Beobachtungen von (Tillmann 2007) während des Sturmflutwinters 2005 südlich des Unterfeuers (54°44’47” Nord und 8°17’28” Ost) ein ca. 30 cm mächtiger unter dem Dünensand aufgeschlossener söhlig lagernder Horizont von dunkel gefärbtem Feinsand auf einer Länge von ca. 20 m nachweisen. Auf der Grundlage durchgeführter Georadarmessungen und Bohrungen in diesem Gebiet der Odde wird dieser Horizont stratigraphisch als fossile Bodenbildung innerhalb der Dünen-Fazies angesprochen. Die als Dünenkliff an der Westseite aufgeschlossenen Dünen erreichen bereits das Stadium der Graudüne, die durch Humifizierung gekennzeichnet ist und sich durch fortschreitende Genese aus der strandnahen Vor- und Weißdüne entwickelt hat. Der rezente oberflächennahe Boden der überlagernden heutigen Weißdüne ist im Vergleich zum älteren Bodenhorizont weniger stark ausgeprägt. Vergleichbare Bodenhorizonte innerhalb der Dünen-Fazies konnten sowohl in Bohrungen als auch in zahlreichen GPR-Profilen nachgewiesen werden und unterteilen die Dünen der Odde in mindestens zwei Dünengenerationen (Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b). Für die mittlere Odde wird eine Dünenbildung nach 1711 - 1871 n. Chr. angenommen.

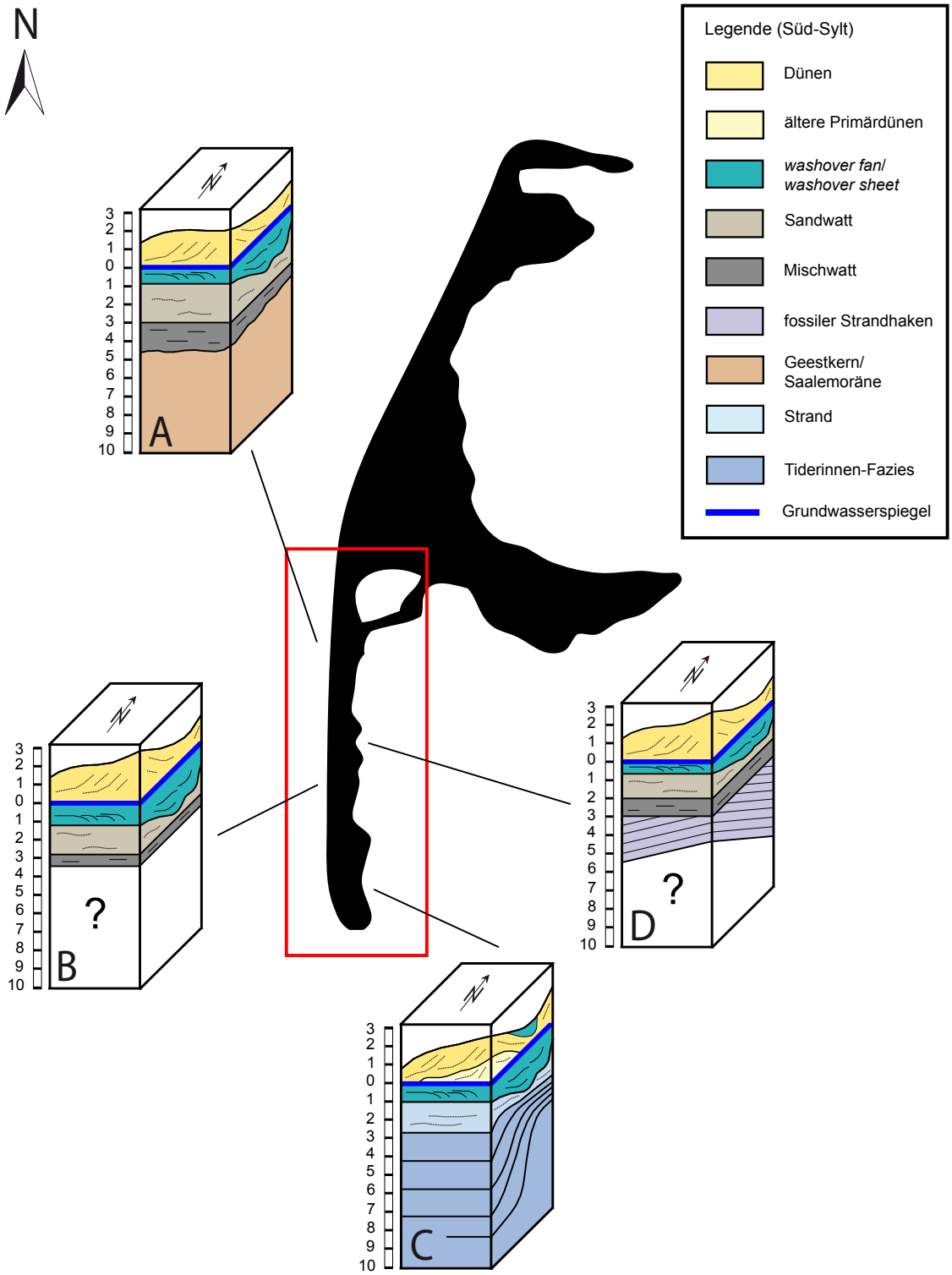


Abb. 4.59: *Vereinfachter schematischer Überblick über die Geologie von Süd-Sylt. Bild A: Stratigraphie der Ansatzzone des Nehrungshakens bei Rantum. Bild B: Typischer sedimentologischer Aufbau des mittleren Teils des südlichen Nehrungshakens. Bild C: Stratigraphie der südlichen Inselspitze. Bild D: Bei Puan Klent/ Thörnhörn lässt sich im Unetrgrund ein fossiler Strandhaken nachweisen.*

Wattsedimente unter der heutigen Hörnum Odde werden bis zu einer Tiefe von -10 m NN kategorisch ausgeschlossen und konnten erst nordöstlich des Hörnumer Steintals durch Georadarmessungen und Bohrungen (Dietz & Heck 1952) bestätigt werden.

Auch die mehrfach prognostizierte, der Hörnum Odde im Küstenbereich vorgelagerte „schützende Barre oder Insel" (Ahrendt & Thiede 2002: 76) erscheint nach eigenen Ergebnissen unwahrscheinlich. Dafür sind die Sedimente der Hörnum Odde zu grobkörnig und die sturmflutbedingten Erosionsdiskordanzen zu markant ausgebildet. Eigene Bohrungen und GPR-Daten belegen hochenergetische Sedimentationsbedingungen und sprechen für Ablagerungen einer Tiderinne, verursacht durch eine strömungsbedingte Progradation der Inselspitze in südöstliche Richtung.

Nachgewiesen ist allerdings, dass der südliche Nehrungshaken selbst wesentlich weiter im Westen gelegen haben muss und so für den rückwärtigen Bereich eine Art „schützende Barre" darstellte. Auf diese Weise können auch die anstehenden *backbarrier*-Ablagerungen zwischen Rantum und Hörnum erklärt werden. Im westlichen Steintal bei Hörnum tauchen im Mittelalter erstmals die grobkörnigen holozäne Hakensedimente der progradierenden Inselspitze auf, die bis zur südlichen Odde oberflächennah bis in eine Tiefe von -10 m NN nachgewiesen werden konnten.

Entgegen der Annahme von Hoffmann (1974b) und Ahrendt (1994) verdankt der mittlere Teil des südlichen Nehrungshakens jedoch keinesfalls seine Existenz nur dadurch, dass die Dünen nach Osten bis ins Watt gewandert sind (vgl. Kapitel 4.1.2). Es handelt sich primär um einen durch sturmflutbedingte *overwash*-Prozesse induzierten „*barrier rollover*" bzw. eine Ostverlagerung des gesamten Nehrungshakensystems. Die von Hoffmann (1974b: 65 ff.) nahe der östlichen Wattküste als „Dünensande" interpretierten Sedimente sind zum Teil auch auf *overwash*-Prozesse zurückzuführen und stellen *washover*-Ablagerungen eines distalen *washover fans* oder *washover sheets* dar.

Im nördlichen und mittleren Teil des Nehrungshakens existiert heute nur noch der ehemalige *backbarrier*-Bereich des ursprünglich weiter im Westen liegenden Nehrungshakensystems. Der initiale sich bei Rantum an den zentralen Inselgeestkern anlagernde Nehrungshaken wurde durch fortschreitende Erosion bereits komplett aufgezehrt, sodass nur noch die rückwärtigen Inselbereiche bestehend aus einer transgressiven Sequenz von *washover*- über Sandwatt- und Mischwattablagerungen in der Stratigraphie der Ansatzone bei Rantum nachzuweisen sind (Tillmann & Wunderlich 2013).

Dünensand und *washover*-Sand lassen sich in diesem Gebiet sedimentologisch nur schwer voneinander unterscheiden. Beide hatten mit dem ehemaligen Nehrungshaken bzw. den von Hoffmann (1974b: 65 ff.) propagierten „ehemaligen Strandhaken im Westen" den gleichen Sedimentlieferant. Eine Abgrenzung der beiden stratigraphischen Einheiten konnte dennoch anhand der sich im Radargramm abbildenden Sedimentstrukturen von Dünen- und *washover*-Fazies vorgenommen werden.

Weitestgehend unklar war bislang, inwieweit frühere *washover*-Ereignisse zur Entwicklung und dem geologischen Aufbau der Barriereinseln und Nehrungen der Nordsee beigetragen haben. Nach bisheriger Ansicht galt der Küstenlängstransport als dominierender Prozess bei der Entstehung der Sylter Nehrungshaken (EAK 1993). Einzig in Arbeiten von Lindhorst (2008), Lindhorst et al. (2008) und Lindhorst et al. (2010) konnte belegt werden, dass *overwash*-Prozesse und *washover*-Sedimente am geologischen Aufbau des nördlichen Nehrungshakens von Sylt beteiligt gewesen sind.

Ebenso wie am Aufbau des nördlichen Nehrungshakens spielten *overwash*-Prozesse auch bei der Entwicklung des südlichen Nehrungshakens eine entscheidende Rolle. Es konnten *washover*-Ablagerungen unterschiedlicher Phasen der Nehrungshakenentwicklung nachgewiesen werden. Der Nehrungshaken bei Rantum und Puan Klent zeigt vorwiegend Sedimentstrukturen, die mit dem distalen, im rückwärtigen Inselbereich als *washover fan* oder *washover sheet* abgelagerten Teil eines *washovers* in Verbindung gebracht werden. An der Hörnum Odde dominieren rinnenförmige *washover channel*, die auf Erosion im ufernahen Eingangsbereich eines *washovers* zurückzuführen sind. Damit sind die *washover channel* der Hörnum Odde entsprechend jünger als die als *washover fans* abgelagerten Sedimente der Ansatzzone bei Rantum. Ineinandergreifende, sich verzahnende *washover*-Strukturen und *washover*-Ablagerungen sprechen zudem für mehrere, zeitlich aufeinander folgende *overwash*-Events. Rezente *overwash*-Prozesse sind auf die heutigen Dünen beschränkt und werden in Kapitel 5 eingehend untersucht.

Vorteil von *washover*-Ereignissen für die Erhaltung von Inseln und Nehrungen ist die Sedimentversorgung der rückwärtigen Inselbereiche. Um bei langsam steigendem Meeresspiegel die Inselbarriere aufrecht zu erhalten, muss - bei nur geringer Sedimentzufuhr von See her - ein landwärtiger Sedimenttransport innerhalb des Systems gewährleistet sein. Dieser erfolgte früher sowohl äolisch über die unbefestigten Wanderdünen; als auch in Form von *overwash*-Prozessen. Beide Prozesse werden heute durch Küstenschutzmaßnahmen weitestgehend unterbunden.

Steht der Barriereinsel im rückwärtigen Bereich nicht genügend Platz zur Migration zur Verfügung oder wird der ursprünglich natürliche *barrier rollover* Prozess durch massive Küstenschutzmaßnahmen mit dem Ziel der Erhaltung der Küstenlinie unterbunden, so wird die Breite der Barriereinsel mit fortschreitender Erosion der Westküste kontinuierlich abnehmen. Um den Status Quo und damit die heutige Inselbreite zu erhalten, wird in Zukunft eine Intensivierung der Küstenschutzmaßnahmen und Sandvorspülungen nötig sein.

Schon heute ist die Küstenlinie Sylts weitestgehend durch Küstenschutzmaßnahmen festgelegt (siehe Kapitel 2.5). Dies führte regelrecht zur „Verfelsung“ (Newig 1981: 297) und Fixierung der Sylter Westküste im Bereich der Inselmitte. Küstenschutzmaßnahmen verhindern größtenteils die abrasionsbedingte Aufzehrung des zentralen Westerländer Geestkerns. Damit stehen die Ablagerungen des zentralen Inselteils nicht mehr als Sedimentlieferant zur Verfügung. Weitere Geestkerne und Vorländer, wie sie früher in der Pisa-Moräne und Amrum-Bank zu finden waren (vgl. Kapitel 2.2.1), existieren heute vor der Küste Sylts ebenfalls nicht mehr. Damit fehlt es dem Küstenlängstransport an Material um den Aufbau und die Progradation des südlichen Nehrungshakens weiterhin zu gewährleisten. Der Küstenlängstransport wird nunmehr allein durch die erodierten und jährlich erneuerten Sandvorspülungen entlang der Westküste genährt. Die seit 1972 zu beobachtende Rückverlagerung der Hörnum Odde wird sich bei Ausbleiben des Sedimentinputs durch den Küstenlängstransport weiter fortsetzten.

Kapitel 5

Das Georadar als Methode zur Identifizierung von *washover*-Sedimenten

Abstract

It was the objective of this chapter to characterize erosional and depositional sedimentary features caused by overwash events in a dune field of a barrier island. The main purpose was to examine and generalize the erosional and depositional sedimentary characteristics associated with washover deposits by analysing and correlating ground-penetrating radar (GPR) data. Therefore it was the aim of the GPR measurements to find out and classify typical reflexion geometries of washover deposits.

The investigations were based on two well known modern overwash areas at the barrier spit-end of Southern Sylt. Overwash processes occurred during the storm surge season 2004/2005, 2005/2006 and 2006/2007 and were analysed extensively in a geomorphological way. For coastal protection beach nourishment has been applied to form an artificial dune ridge that close the openings of the washover channels and should pretend the lasting erosion of the island spit in 2007. Thus, the preservation potential of the sedimentary washover structures increased because the washover deposits were covered by artificial sand of the beach nourishment. In this way washover deposits were prevented by reworking caused by wind, waves and bioturbation.

Typically features of washover deposits are cut-and-fill structures that are associated with erosive washover scour channels as well as nearly horizontal reflections of well bedded layers. Furthermore, the boundary at the bottom of the washover channel has been defined which had redrawn the original topography of the flat dune valley before the overwash occurred.

Data have shown that especially diffraction hyperbolas play an important role in identifying washover deposits. Diffraction hyperbolas have been caused by buried plants, coarse material like pebbles and boulders and flotsam and have predominantly been accumulated at the bottom and the margins of the washover channel. Flotsam mark the lateral boarders of the washover deposits accumulated in a washover channel next to the coastline.

The study shows that GPR is an appropriate tool for identifying washover deposits in a sand dominated sedimentary environment. The data gained by the study help to detect and identify ancient washover features in similar sedimentary environments. Detecting overwash events may help to understand the barrier island's development, the processes of barrier island evolution and allows setting up a barrier island stratigraphy.

Kapitel 5 basiert auf Tillmann, T. & Wunderlich, J. (*2013*): Washover-Events im Süden der Insel Sylt. – *Geo-Öko*, 34: 177 - 215.

5.1 Einleitung

Coastal overwash ist ein an vielen Küsten weltweit verbreiteter Prozess. Voraussetzung für *overwash*-Prozesse sind zeitlich und örtlich erhöhte Wasserstände. Mit Ausnahme von tektonisch bedingten Tsunamis sind hohe Wasserstände allgemein meteorologisch bedingt. An den Küsten des Atlantiks (Ostküste der USA) sowie im Golf von Mexico führen vor allem Hurrikans und Wintersturmfluten zu erhöhten Wasserständen. Im Pazifik werden diese durch Taifune bzw. Zyklonen hervorgerufen. In der Nordsee (Deutsche Bucht) werden hohe Wasserstände und Sturmfluten durch eine Kombination von Tiefdruckgebieten, Gezeiten, Windstau und Fernwellen verursacht (vgl. Berz 2001, 2005; Gönnert 1999, 2000, 2003; Gönnert & Ferk 1996; Lassen et al. 2001).

"*Coastal overwash*" wird definiert als "*the flow of water and sediment over the crest of the beach or dune that does not directly return to the water body, such as the ocean, sea, bay or lake, where it originated*" (Donnelly et al. 2006; Leatherman 1981; Leatherman & Zaremba 1987; Price 1947).

Overwash-Prozesse konzentrieren sich primär auf exponierte Dünen- und Barriereinseln (Fauver et al. 2006; Leatherman 1981; Schwartz 1975). Darüber hinaus sind *overwash*-Prozesse auch an niedrig gelegenen Küsten des Festlandes, an Nehrungen, an Küsten großer Seen sowie an Kiesstränden weit verbreitet (Clymo 1967; Jennings & Coventry 1973; Kraft 1971; Xuan Tinh 2006). Dort erzeugen hohe Wasserstände in Verbindung mit starkem Seegang und hoher Wellenenergie neben abrasionsbedingter Küstenerosion oft großflächige Überflutungen der niedrig gelegenen Gebiete und führen zu Sedimentinput. Bei den vorwiegend aus Lockersediment aufgebauten Nehrungen und Barriereinseln kommt es dabei örtlich zum Bruch der Dünenkette (Ehlers 1990; Kraus & Wamsley 2003; LaRoe 1976; Schäfer 2005; Wamsley & Kraus 2005) und zum anschließenden „*washover*". Als *washover* wird der durch den Prozess des *coastal overwashs* induzierte Sedimenttransport und die darauffolgende Akkumulation bezeichnet (Larson et al. 2004; Xuan Tinh 2006). *Overwash*-Prozesse haben Auswirkungen auf die Morphologie und Entwicklung der Küsten und Inseln, die im Folgenden kurz anhand der einschlägigen Fachtermini erläutert werden.

Ein linienhafter Insel- und Dünendurchbruch der von der Seeseite bis zur Wattseite reicht, wird im deutschsprachigen Raum oft als „Schlopp" Ehlers (1990: 643), Petersen & Pott (2005: 16) bezeichnet und entspricht der internationalen Nomenklatur einem „*washover channel*" (z. B. Andrews 1970: 196; Vermeer 1963: 94).

Durch die *washover channel* werden abhängig von der Neigung der Barriere und der Breite der Insel erhebliche Mengen von Sediment vom Strandbereich quer über die Insel bis in die rückwärtige Marsch oder das Wattenmeer befördert und dort als „*washover fan*" bezeichneten Schwemmfächern akkumuliert (Andrews 1970; Ball et al. 1967; Bird 2005; Hayes 2005; Perkins & Enos 1968; Sedgwick & Davis 2003).

Werden die *washover*-Sedimente in rückwärtigen aquatischen Inselbereichen (z. B. in einer Lagune oder im Rückseitenwatt) akkumuliert, so spricht man von einem *washover*-Delta (Leatherman 1976a). Durch die Akkumulation von *washover*-Sedimenten in stehenden Gewässern entstehen die von Schwartz (1975) als „*delta-foresets*" bezeichneten und mit einem Winkel von bis zu ca. 30° einfallenden Schichten. *Delta-foresets*-Schichten sowie nahezu horizontale Sedimentschichten sind typische sedimentäre Strukturen, die mit der Morphologie eines *washover fan* (Schwartz 1982) oder eines *washover sheet* (Buynevich et al. 2004; Davis 1992, 1994) assoziiert werden. Diese werden mit Nachlassen der Strömungsenergie im distalen

Bereich eines *washovers* fächerförmig abgelagert (Leatherman 1981; Leatherman & Zaremba 1987). Als „*washover sheet*" bezeichnen Donnelly et al. (2004) und Ritchie & Penland (1988, 1990) eine niedrige, meist nur wenige Zentimeter bis Meter über dem Meeresspiegel gelegene Sandfläche, die durch einzelne oder mehrere *washover*-Prozesse entstanden ist. Diese ist meist am Inselende zu finden und wird während eines *inundation overwashs* („*sheetwash*") komplett überspült (Ritchie & Penland 1988, 1990). In Abhängigkeit zur Frequenz der *overwash*-Prozesse (ca. 10 - 15 Mal pro Jahr) findet dort nur geringes Dünenwachstum statt. Die meist niedrigen und isoliert stehenden Embryonal- bis Primärdünen sind durchweg ephemer und bilden sich zwischen den einzelnen *washover*-Events hinter abgelagertem Treibgut. Die Oberfläche eines *washover sheet* ist häufig durch ein Muschelschillpflaster bedeckt (Ritchie & Penland 1988, 1990).

Ausmaß und Ausdehnung von *washover*-Ablagerungen sind abhängig von der Sturmfluthöhe und -dauer, der Windrichtung und -geschwindigkeit, der Wellenhöhe und -periode, des bathymetrischen Profils, der Topographie bzw. der Höhe und Weite der Barriere sowie deren Vegetationsbedeckung (Donnelly et al. 2004, 2006; Leatherman et al. 1977). Im Dünengelände einer Barriereinsel können *overwash*-Prozesse zweierlei Formen annehmen. Ist die Sturmflut hinsichtlich ihrer Stärke und Höhe gering, die Vordünenkette stark ausgebildet und mit dichter Vegetation befestigt, ereignen sich nur kleinräumige, lokal begrenzte *overwash*-Prozesse. Schwere Sturmfluten und eine schwach ausgebildete Dünenkette begünstigen *overwash*-Prozesse, die stark erosiv wirken und eine flache „*overwash platform*" hinterlassen (Wang & Horwitz 2007).

Während für die Küsten der USA (Texas, North Carolina, South Carolina, Florida, Alabama, Rhode Island, Georgia, Washington, Oregon, Louisiana), Mexikos, Honduras, Kanadas, Australiens und den pazifischen Raum bereits Forschungsarbeiten zu sturm- und tsunamibedingten *overwash*-Prozessen vorliegen (vgl. z. B. Armon 1979; Cleary & Hosier 1979; Dingler & Reiss 1990; Donnelly et al. 2006; Forbes et al. 2004; Fritz et al. 2007; Gibeaut & Tremblay 2003; Hayes 1967, 1979; Horwitz 2008; Horwitz & Wang 2005; Hosier 1977; Leatherman 1979, 1982, 1983; Morton et al. 2007; Srinivasalu et al. 2007; Stone et al. 2004; Switzer et al. 2005, 2006; Wang & Horwitz 2007) besteht im Gebiet der Nordseeinseln ein Forschungsdefizit.

Die Arbeiten von Aagaard et al. (1998, 2004), Christiansen et al. (2004), Christiansen & Davidson-Arnott (2004) und Jacobsen (1968) im Gebiet Blåvandshuk/Skallingen und Lindhorst (2008), Lindhorst et al. (2008, 2010) sowie Tillmann & Wunderlich (2011a, 2011b, 2013) zeigen jedoch, dass *overwash*-Prozesse auch im Bereich der Nordsee weit verbreitet sind. In Kapitel 4 wurde gezeigt, dass *overwash*-Prozesse und *washover*-Ablagerungen auf Sylt bereits früher eine bedeutende Rolle für den Aufbau und die Genese des südlichen Nehrungshakens gespielt haben. Primäres Ziel dieses Kapitels ist es, anhand von Georadarmessungen in rezenten, durch *overwash*-Dynamik beeinflussten Gebieten folgende zentrale Fragen zu beantworten:

- Ist es möglich *washover*-Sedimente und *washover*-Strukturen mit Hilfe der Georadarmethode zu prospektieren und als solche zu identifizieren?
- Wie zeichnen sich *washover*-Sedimente und *washover*-Strukturen im Radargramm aus?
- Welche typischen Reflexionsmuster und Reflexionsgeometrien werden von *washover*-Sedimenten und *washover*-Strukturen hervorgerufen?
- Welche Kriterien gibt es zur Identifizierung von *washover*-Strukturen und *washover*-Sedimenten mit Hilfe der Radarstratigrahie?

Für die Untersuchungen wurde eine Herangehensweise nach dem Prinzip des Aktualismus gewählt. Auf der Grundlage von bekannten, im Vorfeld durch eigene Beobachtungen analysierten *overwash*-Prozessen und *washover*-Ablagerungen wurde versucht, Kriterien zur Prospektion und Identifizierung von *washover*-Sedimenten und *washover*bedingten Sedimentstrukturen zu erarbeiten, um eine radarstratigraphische Klassifizierung vorzunehmen.

5.2 Untersuchungsgebiet

Ausgangsbasis für die Untersuchungen stellen zwei während der Sturmflutsaison 2006/2007 aktive *washover channel* an der Westküste der südlichen Inselspitze von Sylt (Hörnum Odde) dar (Abb. 5.1). Die Sylter Westküste liegt mit der Breitseite in der Hauptangriffsrichtung der Wind- und Wellenenergie. Nach Hundt (1957) überwiegen nach Häufigkeit und Stärke Winde aus den Sektoren W, NW und SW, die infolge von Sturmfluten hohe Wasserstände, Seegang, und erhebliche Brandungsenergien im Bereich der Sylter Westküste erzeugen können (Dette 1977; Lamprecht 1957). Vorgelagerte die Insel schützenden Außensände und Sandbänke wie vor den Nachbarinseln Amrum und Rømø fehlen vor Sylt, sodass Seegang, Brandung und Tidenströmung an der als „Hochenergie-Küste“ (Schäfer 2005: 228) bezeichneten Westküste zu starken Abbrüchen führen. Die größten Abbruchraten sind jeweils an den Inselenden zu verzeichnen. Während der Bereich nördlich der Ortschaft Hörnum für den Zeitraum von 1870 - 1952 noch eine mittlere Abbruchrate von 1,3 m/Jahr aufweist, ist im Betrachtungszeitraum von 1952 - 1984 ein Anstieg der durchschnittlichen Abbruchrate auf 2,2 m/Jahr (Eak 1993) festzustellen. Für die sich im Süden anschließende Hörnum Odde ist sogar ein Anstieg der Abbruchraten auf bis zu 2,5 m/Jahr nach 1952 zu bestätigen (Kelletat 1992).

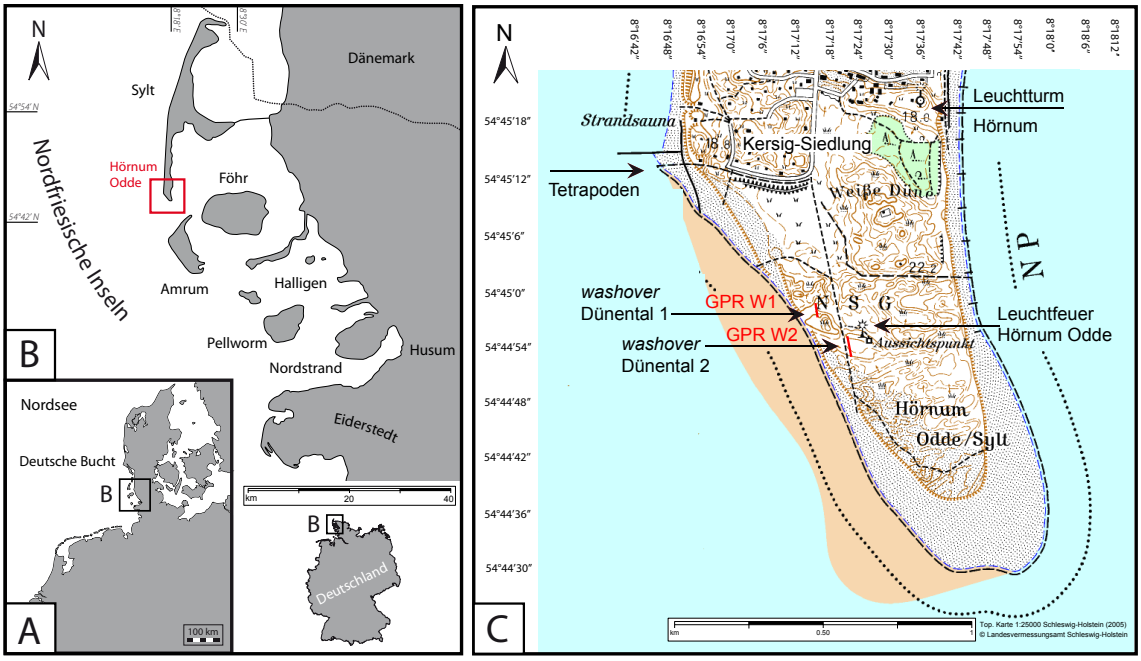


Abb. 5.1: *Überblick über das Untersuchungsgebiet Hörnum Odde. A: Lage der Nordfriesischen Inseln innerhalb der Deutschen Bucht. B: Lage des Untersuchungsgebietes Hörnum Odde im Süden von Sylt. C: Topographische Karte der Hörnum Odde mit Lage der Dünentäler 1 und 2 sowie der GPR-Profile 1 und 2.*

Einen massiven Eingriff in das natürliche Küstensystem der Hörnum Odde stellen die 1967/68 am Weststrand zum Schutze der 1959 erbauten Kersig-Ferienhaussiedlung errichteten Tetrapoden dar (Czock & Wieland 1965; Kramer 1992). Durch das 1270 m lange Tetrapodenquerwerk (Abb. 5.1 Bild C) sollte der durch Küstenlängstransport in das Hörnum-Tief verfrachtete Sand länger vor der Küste verweilen. Zwar setzte schon kurz nach Bauende eine Sandablagerung und Strandverbesserung im Luv der Buhne ein, auf der Lee-Seite kam es jedoch zur Steigerung der jährlichen Abbruchraten von 2 m auf 15 m (Besch 1996; Petersen & Rohde 1991). Zwischen den Jahren 1974 und 1980 wurden südlich des Längswerkes insgesamt 150 m Dünen erodiert (Kelletat 1992).

Zum Ausgleich negativer Sandbilanz sowie der Abschwächung erosiver Phasen und der Sicherung und Entlastung der Randdüne durch Reduzierung der Wellenbelastung werden auf Sylt seit 1972 in regelmäßigen Abständen Sandvorspülungen praktiziert (vgl. z. B. Dette & Gärtner 1987; Eak 1993; Führböter 1991; Führböter et al. 1972, 1976; Führböter & Dette 1992). Eine besondere Form der Sandaufspülungen stellen die Sandersatzmaßnahmen im Bereich der überflutungsgefährdeten Dünentäler dar.

Die *washover channel* im Süden der Hörnum Odde (Abb. 5.1) wurden im Herbst 2007 in ihrem Eingangsbereich durch eine mittels Sandvorspülung eingebrachte Dünenverwallung geschlossen. Im Allgemeinen besitzen *washover*bedingte Sedimentstrukturen aufgrund von bioturbater (Sedgwick & Davis 2003), äolischer und sturmflutbedingter Aufbereitung der *washover*-Sande nur ein geringes Erhaltungspotential. Durch die Dünenverwallung wurden die ursprünglich durch den *overwash*-Prozess bedingten Sedimente und Sedimentstrukturen gewissermaßen konserviert und damit vor weiterer Umwandlung weitestgehend bewahrt.

5.3 Methoden

Die Untersuchung rezenter *overwash*-Ereignisse und *washover* Ablagerungen im Süden Sylts basiert hauptsächlich auf Georadarmessungen, geomorphologischen Geländebefunden sowie der Auswertung von Film- und Fotomaterial (vgl. Matthisen 1990a, 1990b, 1990c). Detaillierte Informationen zur Georadarmethode, dem theoretischen Hintergrund und Funktionsprinzip finden sich in Kapitel 3.1 dieser Arbeit.

5.4 Ergebnisse und Diskussion

5.4.1 Rezente *washover*-Dynamik an der Hörnum Odde

Aktuelle *overwash*-Ereignisse und Dünendurchbrüche sind auf der Insel Sylt auf das südliche Inselende (Hörnum Odde) konzentriert. Heutige *overwash*-Ereignisse und *washover*-Strukturen orientieren sich stark an der Form und an dem Verlauf der Dünen der Hörnum Odde. Dort dominieren aneinandergereihte Strandwalldünen (Newig 1995). Diese haben aufgrund der abgerundeten Form der Hörnumer Südspitze eine entsprechend konkav gebogene Form und streichen von der Westküste bis zur Ostküste der Inselspitze. Die Westküste der Odde besteht

aus einem durchgehenden Dünenkliff das nur stellenweise durch die aktuelle Sandvorspülung geschützt ist. Zwischen den Dünenkämmen liegen flache Dünentäler, die ebenfalls von West nach Ost streichen. Die Existenz flacher Bereiche zwischen den Dünenzügen sowie eine geringe Strandbreite begünstigen im Allgemeinen die Ausbildung von Dünendurchbrüchen (Leatherman 1988; Petersen & Pott 2005; Pott 2003).

Wie in Abbildung 5.1 dargestellt, lassen sich rezent zwei aktive *washover*-Areale am südlichen Inselende von Sylt nachweisen. Der Eingangsbereich von Dünental 1 befindet sich bei 54°44'58" Nord und 8°17'16" Ost. Dünental 2 ist zum Strand hin bei 54°44'54" Nord und 8°17'22" Ost geöffnet. Die Dünentäler wurden während der Sturmflutsaison 2004/2005, 2005/2006 und 2006/2007 mehrmals von West nach Ost durch einen *overwash* überspült.

Bei den heutigen *washover*-Elementen der Hörnum Odde handelt es sich vielmehr um „*wash-in*" Strukturen, da sie keine komplett von West nach Ost verlaufenden Dünen- und Inseldurchbrüche darstellen. Erklärungen für dieses Verhalten sind sowohl in der geringen Sturmflutintensität der letzten Jahre als auch in der relativ widerstandsfähigen, älteren und zum Teil sehr hohen (ca. 22,2 m) Grau- bis Braundünenkette der Odde zu suchen. Durch den westlichen Eintritt des Meerwassers in das rückwärtige Dünental kommt es aufgrund von verstärkter Reibung des Wassers am Untergrund und an Strömungswiderständen wie z. B. der Dünenvegetation (*Ammophila arenaria*, *Calluna vulgaris*, *Empertrum nigrum*) zu einer Verminderung der Fließgeschwindigkeit. Durch diesen Energieverlust kann das eindringende Meerwasser die zum Teil höher gelegenen Grau- und Braundünengebiete der Inselmitte nicht erreichen und verbleibt im westlichen Bereich des Dünentals. So kam es bislang nur zum Wassereinbruch in das rückwärtige, meist auf einem tieferen Niveau liegende Dünengelände im Vordünenbereich. Dieser vollzog sich nach eigenen Beobachtungen während des Sturmtiefs Xenia (23. 10./24.10.06) und Yanqiu (26.10./27.10.06) folgendermaßen:

Zu Beginn des Sturmes erreichten nur einzelne Wellen den Fuß des Dünenkliffs (Abb. 5.2 Bild A - Bild C). Im Dünenkliff befand sich ein Betonbauteil eines Bunkers (Abb. 5.2 Bild D) aus dem 2. Weltkrieg. Gleichzeitig kam es zur Deflation von Sand aus dem Dünenkliff und Strandbereich in Richtung Dünental. Bei anhaltendem Sturm und einsetzendem Tidehochwasser überspülten zunächst einzelne Wellenkämme in Form eines *runup overwashs* das nur noch 70 cm hohe Dünenkliff (Abb. 5.2 Bild A - Bild C).

Hinsichtlich der *overwash*-Prozesse unterscheidet man im Allgemeinen zwischen „*runup overwash*" und „*inundation overwash*" (Donnelly et al. 2006; Morton et al. 2000: 82 ff, 2007; Shallenger 2000: 890 ff.). Beim *runup overwash* übersteigen lediglich einzelne Wellenkämme die Inselbarriere bzw. Düne während beim *inundation overwash* der Wasserstand insgesamt höher als die Barriere bzw. die Düne ist. *Inundation overwash* führt meist zur teilweisen oder völligen Zerstörung der Dünen (Xuan Tinh 2006).

Während der beiden Sturmfluten Ende Oktober 2006 wurde die Düne südlich des Dünentals durchschnittlich um etwa 5 m erodiert und zurückverlegt, sodass der Bunker aus den Dünen herausgespült und im Strandbereich zum Liegen kam (Abb. 5.2 Bild D).

Anhaltend hohe Windgeschwindigkeiten in den folgenden Tagen (5 - 6 Bft. aus SW - W) verursachten die fortschreitende Deflation von Sand aus dem frischen Dünenkliff und vom trockenen Strand in Richtung Dünental (Abb. 5.2 Bild D und Bild E). Die Deflationszungen breiteten sich in dem noch von Meerwasser gefluteten Dünental aus und überdeckten sowohl das abgelagerte Treibgut als auch die Vegetation (Abb. 5.2 Bild E und Bild H). An Treibgut wurden u. a. Reste der Strandtreppe vom nördlich gelegenen Strandübergang zum Hörnumer

Hauptstrand (54°45′35″ Nord und 8°16′52″ Ost) sowie Treibholz und andere zumeist hölzerne Schiffsteile bis etwa 3 m Länge dokumentiert. Bei der „bedeckten Vegetation“ (Abb. 5.2 Bild E) handelt es sich um Strandhafer (*Ammophila arenaria*), Heide (*Empertrum nigrum*, *Calluna vulgaris*) und einzelne Büsche der Kamtschatka-Rose (*Rosa rugosa*).

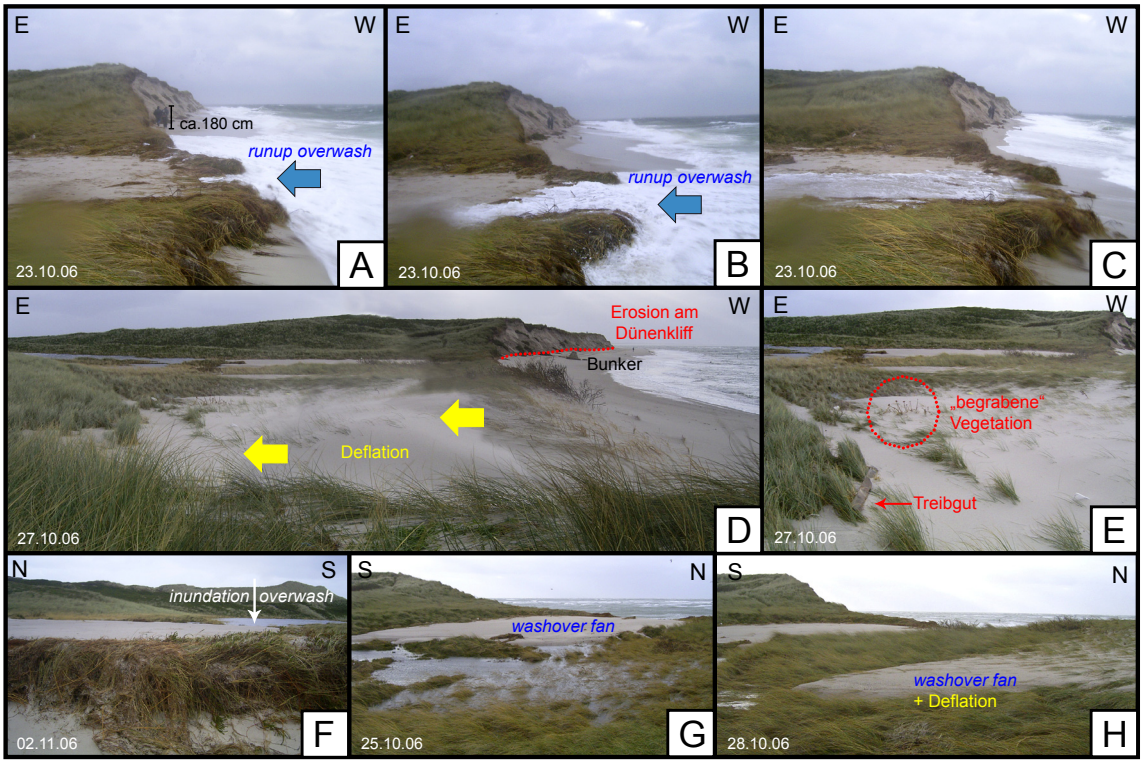


Abb. 5.2: *A - C: Runup overwash zu Beginn der Sturmflut am 23.10.2006. Einzelne Wellenkämme überspülen den Eingang zum Dünental 2. Zur Position von Dünental 2 siehe Karte in Abb. 5.1. D: Deflation aus Dünenkliff und Strand. Rückschreitende Erosion der Düne südlich von Dünental 2. Teile des Bunkers liegen auf dem Strand. E: Durch washover und Deflation begrabene Vegetation und Treibgut. F: Sturmtief Britta am 31.10/01.11.06 führte zum inundation overwash in Dünental 2, sodass am 02.11.06 noch Meerwasser im rückwärtigen Dünengelände zurückblieb. G: Ursprünglicher washover fan am 25.10.06 im noch durch Meerwasser gefluteten Dünental 2. H: Durch Deflation aufgearbeiteter washover fan am 28.10.06 in Dünental 2.*

Nach eigenen Beobachtungen sowie der Auswertung älteren Filmmaterials (Matthiesen 1990a, 1990b, 1990c) geht an der Westküste Sylts ein *runup* overwash bei anhaltendem Sturm ab einem bestimmten Zeitpunkt in einen *inundation* overwash über. Dies geschieht entweder wenn der Wasserstand hoch genug ist oder die Düne bis zu ihren tiefsten Bereichen rückschreitend erodiert wurde, sodass das Dünenkliff am Eingang des Dünentals zu irgendeinem Zeitpunkt während des Sturmes nur noch eine geringe Höhe unterhalb des Sturmflutwasserstandes aufweist. Während der ersten großen Sturmflut der Saison 2006/2007 durch Sturmtief Britta (31.10./01.11.06) kam es aufgrund des hohen Wasserstandes bereits einige Stunden vor Erreichen des Sturmflutscheitels und des tidebedingten Hochwassers zum *inundation overwash* (Abb. 5.2 Bild F). Insgesamt brachte der Oktober 2006 13 Tage mit Sturmböen (Sylter Rundschau vom 06.11.06). Die eigentliche Sturmflutsaison 2006/2007 begann mit Sturmtief Britta (31.10./01.11.06). Es folgten Kira (20.11.06), Vera (08.12.06), Karla (30.12./31.12.06), Franz (11.01./12.01.07), Hanno (14.01.07) und Kyrill (18.01.07).

Festzustellen ist, dass *overwash*-Events von einer intensiven äolischen Morphodynamik begleitet sind, die nach der Sturmflutsaison 2006/2007 auch konstruktive Elemente im Gebiet der Hörnumer Odde geschaffen hat. So wurden die normalerweise von der Sedimentversorgung abgeriegelten rückwärtigen Braundünengebiete (Abb. 5.3 Bild A und Bild B) an einigen Stellen bis zu ca. 30 - 40 cm mit Sand bedeckt (Abb. 5.3 Bild B). Dies ließ sich anhand von Markierungen an drei zuvor in das unter Naturschutz stehende Dünengebiet eingebrachten Holzpfosten zwischen dem 19.10.06 und dem 21.04.07 dokumentieren.

Wie die Abbildung 5.2 (Bild D und Bild E) zeigt, beginnt die äolische Dynamik, Umwandlung und Sandverfrachtung bereits während des *overwash*-Prozesses bzw. mit dem Nachlassen der Sturmflut.

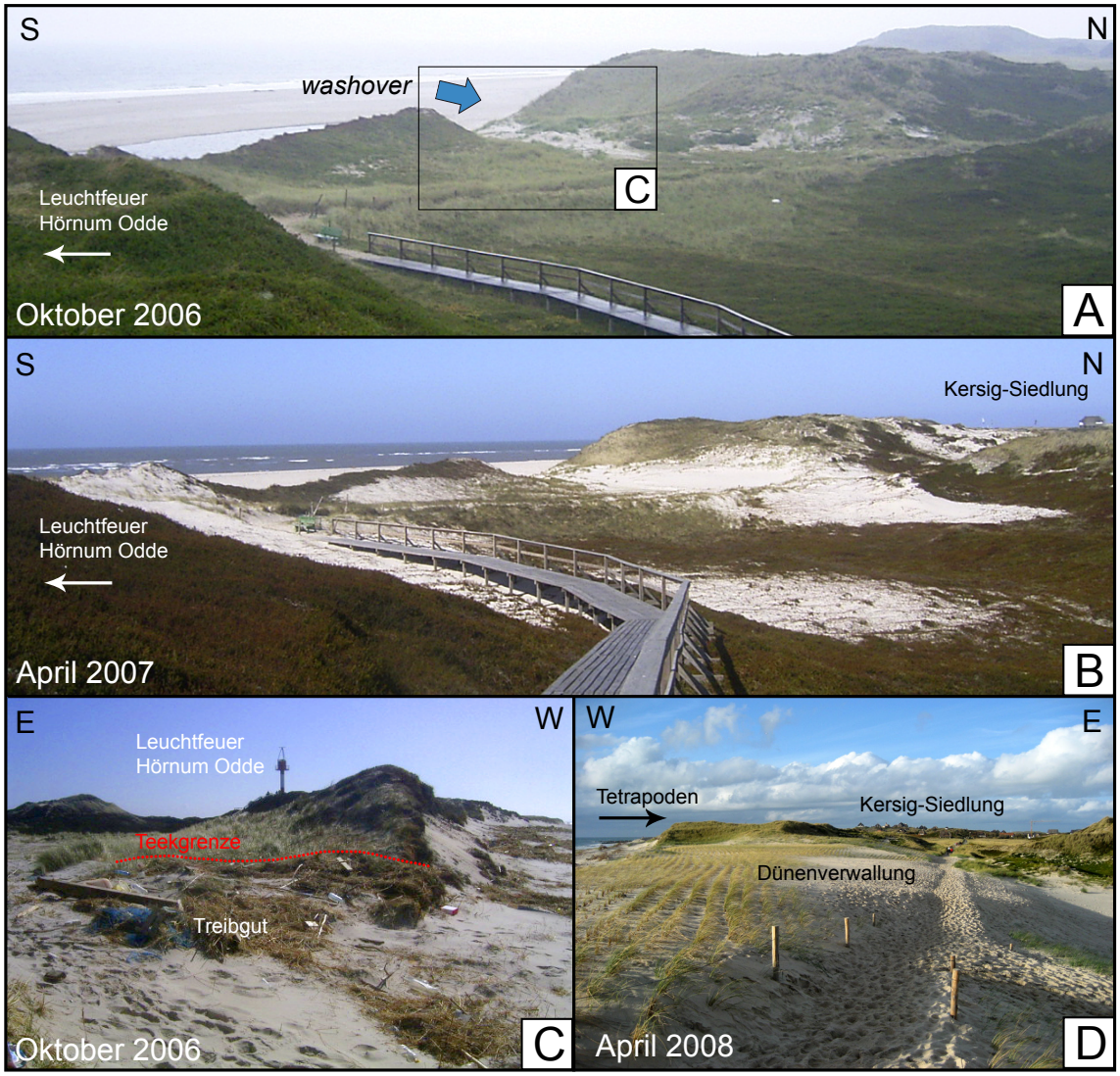


Abb. 5.3: *A: Dünental 1 vor der Sturmflutsaison 2006/2007 (Aufnahme am 19.10.06). Zur Lage von Dünental 1 siehe Karte in Abb. 5.1. B: Dünental 1 nach der Sturmflutsaison 2006/2007 (Aufnahme am 21.04.07). Das an drei Stellen zum Strand hin geöffnete Dünental fungiert als Windkorridor und ermöglicht den Transport von Sand aus dem Strandbereich. Ursprüngliche washover-Sedimente können im Gelände nicht von äolischen Sedimenten unterschieden werden. C: Akkumulation von Treibgut im Eingangsbereich von Dünental 1 erlaubt die Kartierung von Teekgrenzen (Aufnahme nach der Sturmflut am 26./27.10.06). D: Der Eingang von Dünental 1 wurde 2008 durch eine aufgespülte Dünenverwallung geschlossen und durch biotechnische Strandhaferpflanzungen vor weiterer Deflation geschützt.*

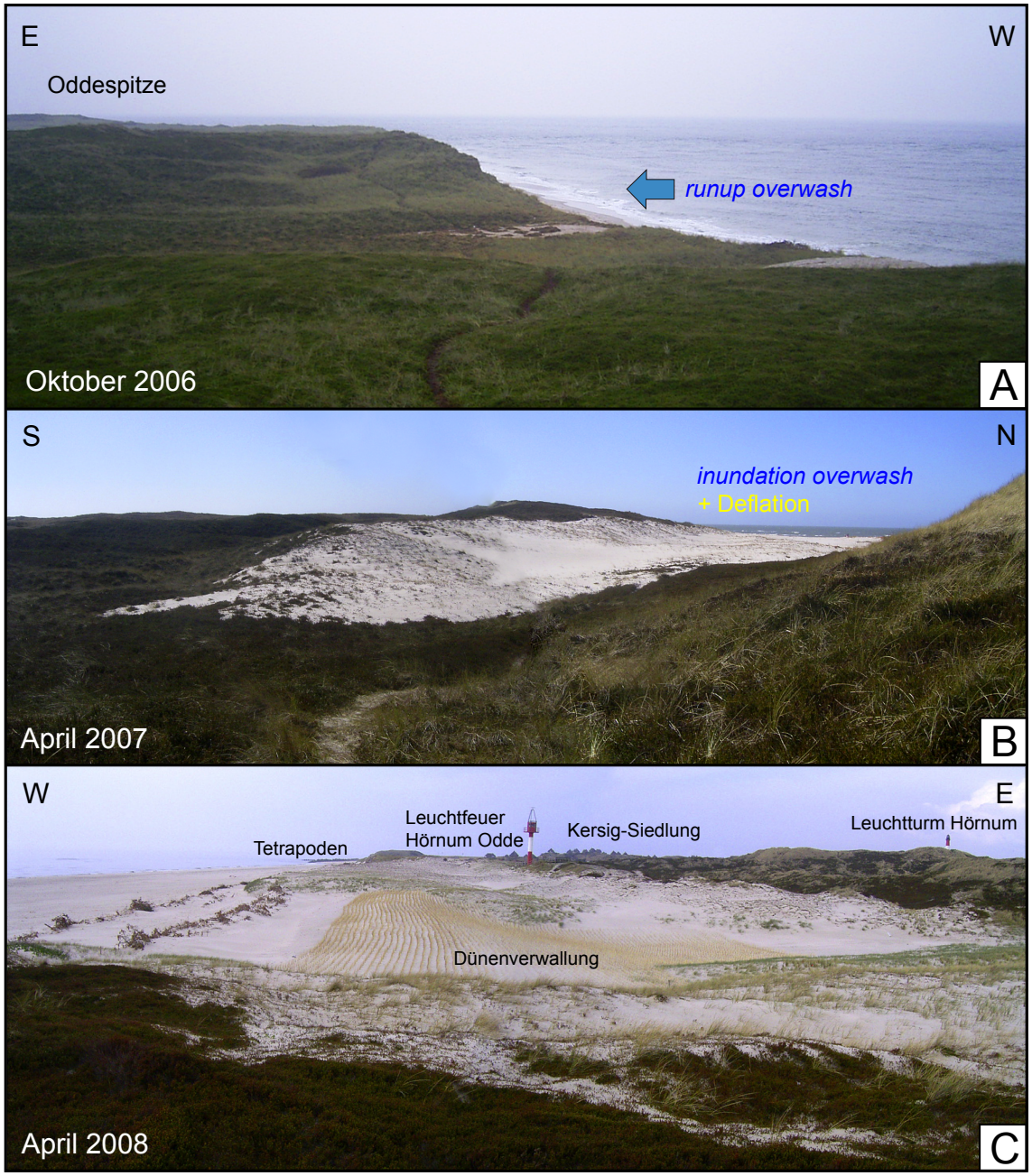


Abb. 5.4: *A: Dünental 2 vor der Sturmflutsaison 2006/2007 (Aufnahme am 19.10.06). Zur Lage von Dünental 2 siehe Karte in Abb. 5.1. B: Dünental 1 nach der Sturmflutsaison 2006/2007 (Aufnahme am 21.04.07). Zum Strand hin geöffnetes Dünental fungiert als Windkorridor und ermöglicht den Transport von Sand aus dem Strandbereich. Ursprüngliche washover-Sedimente können im Gelände nicht von äolischen Sedimenten unterschieden werden. C: Der Eingang von Dünental 2 wurde 2008 durch eine aufgespülte Dünenverwallung geschlossen und durch biotechnische Strandhaferpflanzungen vor weiterer Deflation geschützt.*

Mit dem Kentern der Sturmflut geht das Wasser zurück, da der Scheitelpunkt der Sturmflut bereits erreicht wurde. Der Wind ist zu diesem Zeitpunkt allerdings noch konstant hoch und induziert die äolische Morphodynamik der frei verfügbaren unverfestigten Sande (Tillmann 2006). Als Sedimentlieferant fungieren die durch fortschreitende Abrasion der Westküste geschaffenen frischen und daher vegetationslosen Dünenkliffs in der Nähe der Dünentäler, der trockene Strand sowie die *washover*-Akkumulationen selbst.

In den darauf folgenden Normalwetterperioden und während der Sommermonate wurden die Dünendurchbrüche im Süden Sylts durch äolische Sandakkumulation und Vordünenbildung im Eingangsbereich zum Teil auf natürliche Weise wieder geschlossen (Tillmann 2006). Die Eingänge der Dünentäler wurden jedoch in der darauffolgenden Sturmflutsaison 2007/2008 erneut aktiviert (Tillmann 2007).

Als Konsequenz und um an diesen Stellen eine Abtrennung der südlichen Oddespitze zu verhindern, wurden zu Beginn der Sturmflutsaison 2007/2008 Sandersatzmaßnahmen durchgeführt. So wurde im Bereich der Dünentäler 1 und 2 nördlich und südlich des Quermarkenfeuers ein zusätzliches Sanddepot in Form einer Dünenverwallung von rund 10700 m^3 aufgespült, welches durch biotechnische Maßnahmen gesichert und durch Strandhaferpflanzungen stabilisiert wurde (Abb. 5.3 Bild D und Abb. 5.4 Bild C).

Analysiert man ältere Luftbilder, Fotos und Filmmaterial (z. B. Matthiesen 1990a, 1990b, 1990c, 2001, Sönnichsen & Moseberg 2003), so stellt man fest, dass *overwash*-Prozesse bereits zu früheren Zeiten wie z. B. während der Hamburgsturmflut 1962, der Sturmflut 1981 und der Sturmtidenkette 1990 im Süden Sylts aktiv waren. Allerdings betrafen die damaligen *overwash*-Prozesse vorwiegend Gebiete und Dünentäler, die bis heute komplett erodiert wurden und sich einige hundert Meter weiter südlich (im Bereich des heutigen Hörnum-Tiefs) befanden. So führte nach Matthiesen 1990a, 1990b, 1990c, 2001 und Sönnichsen & Moseberg 2003 die wiederholte Überflutung des „Muscheltals" zur Abtrennung der Südspitzendüne und deren gesamter Erosion im Jahre 1990. Der Vergleich älterer Luftbilder zeigt, dass sich die rezenten *washover*-Gebiete im Laufe der letzten 50 Jahre nach Norden verlagert haben und der südliche bzw. südwestliche Teil der Hörnum Odde nach und nach erodiert wurde (Tillmann 2007). Eine Ausnahme stellt der Dünendurchbruch südlich der Kersig-Ferienhaussiedlung dar, wo die Randdüne nach der Sturmflut im Februar 1962 nahezu vollständig zerstört und die rückwärtigen Dünenbereiche überflutet wurden (siehe Kapitel 2.5.1). 1983 wurde das Dünendurchbruchstal durch eine mittels Sandvorspülung errichtete Dünenverwallung verschlossen (Tillmann & Wunderlich 2011b).

Momentan befindet sich nur noch die äußerste Oddespitze im Einflussbereich episodischer, *washover*induzierter Überflutung. Eine Schwemmfächerbildung ist im Bereich der östlichen Oddespitze allerdings nicht festzustellen, da hohe Fließgeschwindigkeiten des Hörnum-Tiefs eine langzeitliche Akkumulation von Lockermaterial in diesem Bereich verhindern. Entsprechend der Definition von Donnelly et al. (2004) und Ritchie & Penland (1988, 1990) lässt sich die äußerste Oddespitze als „*washover sheet*" ansprechen. Aufgrund häufiger *overwash*-Prozesse findet nur geringes Dünenwachstum statt. Die meist niedrigen und isoliert stehenden Embryonal- bis Primärdünen sind durchweg ephemer und bilden sich in den Sommermonaten hinter abgelagertem Treibgut.

5.4.2 GPR-Messungen auf *washover*-Ablagerungen in den Dünentälern 1 und 2

Washover-Sedimente und durch *overwash*-Ereignisse hervorgerufene morphologische Strukturen wie z. B. *washover channel* oder *washover fans* können entgegen der Meinung von Garcia et al. (2010) und Matias et al. (2008) nicht einfach durch hochauflösende Luftbilder identifiziert werden. Herkömmliche geomorphologische Methoden zur Untersuchung von *washover*-Gebieten wie z. B. direkte Geländebeobachtungen oder die Interpretation von Luftbild- und LIDAR-Daten stoßen an die Problematik der räumlichen Abgrenzung und

eindeutigen Identifizierung von *washover*-Sedimenten und Strukturen. Die Identifizierung und Unterscheidung von *washover*-Sedimenten einzig auf der Basis von sedimentologischen Daten aus Bohrungen ist ebenfalls nur bedingt möglich. In feinkörnigen, organisch angereicherten Marschsedimenten lassen sich *washover*-Sedimente in der Regel leicht anhand von eingeschalteten grobklastischen gering sortierten Sand-, Muschel- und Schillhorizonten nachweisen (Fisk 1959; Godfrey 1979; Kraft 1971; Kraft et al. 1979; McKee 1959; Morton et al. 2007; Scott et al. 1969; Sedgwick & Davis 2003). *Washover*-Sedimente in einem sandigen Sedimentationsraum wie z. B. im Dünengelände oder auf Sandwattflächen zu identifizieren ist bedeutend schwieriger. Darüber hinaus stammt ein Großteil der *washover*-Sedimente selbst ursprünglich aus den erodierten Dünen und dem Strandbereich (Horwitz 2008). Die durch einsetzende äolische Morphodynamik umgelagerten Sande lassen sich durch Bohrungen kaum von den ursprünglich durch *overwash*-Prozesse transportierten und abgelagerten Sanden unterscheiden, da beide auf ein einheitliches Ausgangsmaterial zurückzuführen sind.

Die Basis einer *washover*-Sequenz ist in der Literatur oftmals durch eine dunkle organisch angereicherte Schicht (z. B. durch Bodenbildung) und „begrabene" Vegetation gekennzeichnet (Horwitz & Wang 2005; Schwartz 1975; Wang & Horwitz 2007), die der Geländeoberfläche vor der Überflutung entspricht. Dies gilt primär für rezente und historische *washover*-Ereignisse und setzt bereits eine dichte Vegetationsbedeckung und fortgeschrittene Bodenbildung voraus. Auf Sylt wurde diese durchgehende Vegetationsdecke erst mit der systematischen Anpflanzung von Strandhafer ab dem Jahr 1788 (Ehlers 1990) erwirkt.

Bohrungen bieten zudem nur punktuelle Informationen und liefern darüber hinaus kaum Informationen über den internen Aufbau und die sedimentologische Struktur von *washover*-Ablagerungen. Eine räumliche Interpolation von Bohrdaten kann daher häufig zu Fehl- oder Überinterpretationen führen. Aufgrund fehlender Sedimentstrukturen lässt sich in der Regel auch keine eindeutige Fließrichtung des *overwashs* ableiten. Auch im Gegensatz zu Aufschlüssen (*trenches*) bietet die Georadarmethode in der Regel eine stärkere laterale Kontinuität, die vor allem für die Analyse von Sedimentstrukturen bedeutend ist.

Washover sind Gebiete intensiver äolischer Morphodynamik (Leatherman 1976b; Leatherman & Zaremba 1987), sodass oft nicht zwischen der ursprünglich durch den *overwash*-Prozess induzierten *washover*-Sedimentation und der unmittelbar im Anschluss einsetzenden äolischen Morphodynamik bzw. Dünenbildung unterschieden werden kann (vgl. Abb. 5.3 und Abb. 5.4). Es fungieren insbesondere die *washover channel* auch Jahre später noch als bevorzugte Korridore für den durch auflandigen Wind verursachten äolischen Transport von Sand vom Strand und Vorstrand in die *washover*-Zone und das rückwärtige Dünengelände (Aagaard et al. 2004; Christiansen et al. 2004; Morton 1979; Rosen 1979). Nach einiger Zeit lassen sich die ehemaligen Grenzen der einzelnen *washover*-Ablagerungen nur noch schwer auseinanderhalten. Es entsteht oftmals eine zusammenhängende Sandfläche (Donnelly et al. 2004).

Georadar-Profile W1 und W2

Die Georadar-Profile W1 und W2 wurden im Oktober 2008 unter Verwendung eines Georadarsystem SIR 2000 der Firma Geophysical Survey Systems Inc. (GSSI SIR-2000) und einer 200 MHz Georadarantenne im Süden der Hörnum Odde aufgenommen (Abb. 5.5 und Abb. 5.6). Beide GPR-Profile wurden im rechten Winkel zur *washover*-Fließrichtung gemessen.

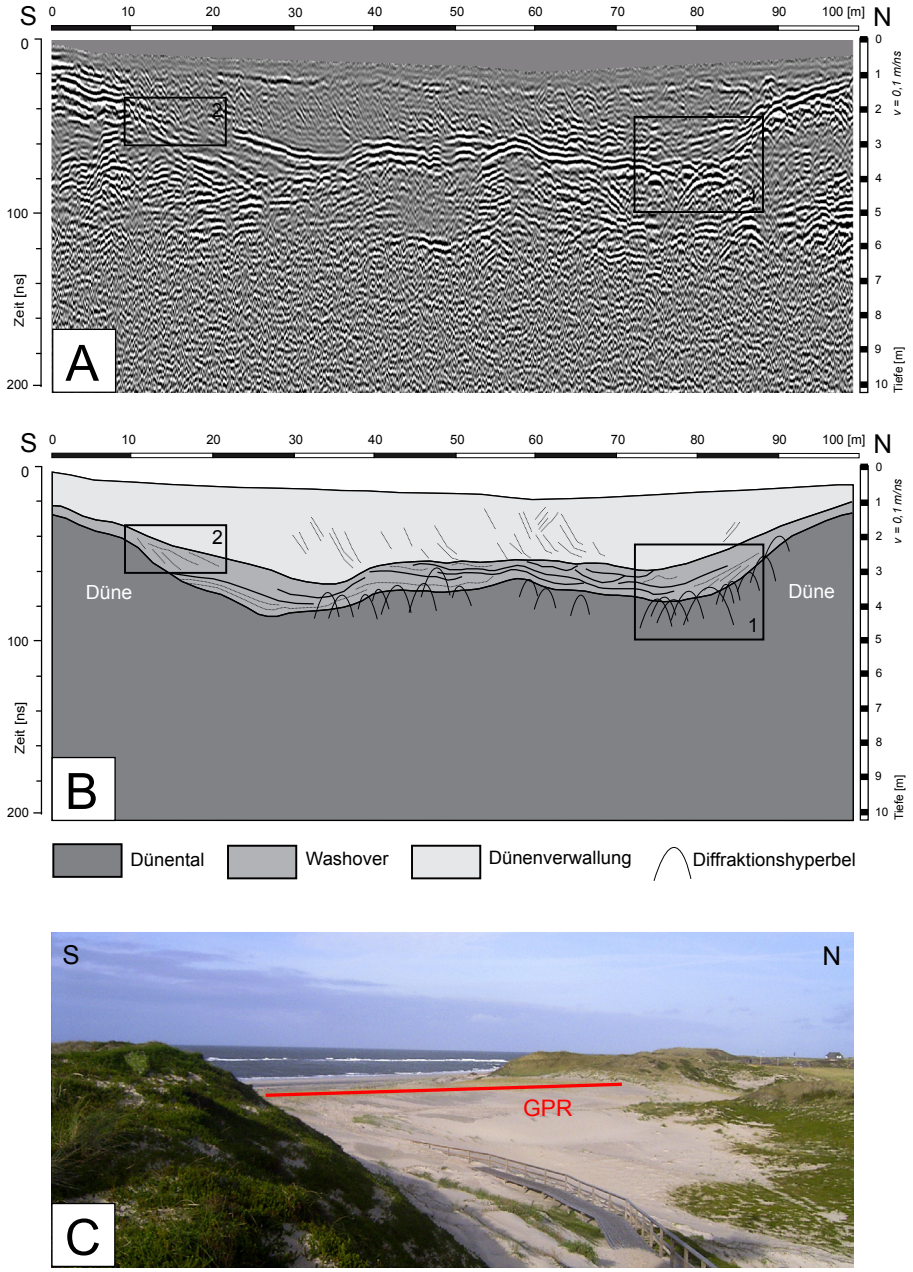


Abb. 5.5: *A: Radargramm W1 (200 MHz) nach dem Processing und der topographischen Geländekorrektur. Das GPR-Profil W1 wurde von Süden nach Norden auf der Dünenverwallung im Eingangbereich von Dünental 1 gemessen. Die Berechnung des Maßstabs beruht auf einer durchschnittlichen Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,1 m/ns. B: Interpretation des Radargramms aus A. C: GPR-Profilstrecke im Gelände. Zur Lage von Dünental 1 siehe Karte in Abb. 5.1.*

Zu Kontrollzwecken wurden rechts und links der GPR-Profile W1 und W2 in einem Abstand von 3 m jeweils zwei weitere GPR-Profile aufgenommen. Zusätzliche Testmessungen wurde mittels einer 100 MHz und 400 MHz Antenne durchgeführt. Auf ein dreidimensionales Survery Design musste aufgrund der unebenen, zu beiden Seiten stark abfallenden Topographie der künstlichen Dünenverwallung und einer damit einhergehenden Verzerrung (vgl. z. B. Fisher et al. 1996; Jol & Bristow 2003) der GPR-Daten, verzichtet werden. Die Topographie der GPR-Profile wurde mit einem dGPS des Herstellers Ashtech ProMark 2 vermessen. Entlang der GPR-Strecke wurden im Abstand von 1 - 2 Meter dGPS Koordinaten aufgezeichnet.

Das Georadar-Profil W1 (Abb. 5.5) wurde von Süden nach Norden im Eingangsbereich von Dünental 1 gemessen (Abb. 5.1). Das Transekt verläuft mit einer Länge von 100 m direkt auf dem Vorspülkörper der im Eingangsbereich zum Dünental eingebrachten Dünenverwallung (Abb. 5.3 Bild D und Abb. 5.5 Bild C). In GPR-Profil W1 wird eine maximale Erkundungstiefe von 200 ns TWT erreicht.

Das Georadar-Profil W2 (Abb. 5.6) verläuft auf einer Länge von 140 m von Norden nach Süden und wurde im Eingangsbereich des Dünentals 2 gemessen (Abb. 5.1). Auch das Transekt von W2 verläuft direkt auf dem Vorspülkörper der im Eingangsbereich zum Dünental eingebrachten Dünenverwallung (Abb. 5.4 Bild C und Abb. 5.6 Bild C).

Die maximale Erkundungstiefe in GPR-Profil W2 beträgt 130 ns TWT. Für die Berechnung des Maßstabs beider GPR-Profile wurde eine durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,1 m/ns in den wasserungesättigten Vorspülsanden der Dünenverwallung zugrunde gelegt.

Für die Radargramme W1 und W2 wurde ein minimales Bearbeitungsverfahren gewählt, um sich bei der Interpretation möglichst nah an den Rohdaten orientieren zu können. Mit der Software„Reflex-Win" wurden entsprechend der nachfolgenden Reihenfolge die Nullzeitpunkt-Korrektur (*static correction),* der Dewow-Filter (*subtract-mean dewow),* ein Bandpass-Filter und der *background removal*-Filter angewendet. Mit Hilfe der Gain-Funktion (*energy decay*) konnte die mit zunehmender Tiefe verstärkte Signalabschwächung kompensiert werden. Die Topographie wurde mit Hilfe der gemessenen dGPS Koordinaten angeglichen (*correct 3D topography*). Details zu den angewandten Bearbeitungsschritten finden sich in Kapitel 3.2.5.

Da Diffraktionshyperbeln in den Radargrammen W1 und W2 im starken Maße zur Interpretation beitragen, wurden auf das Entfernen der Hyperbeln durch den Bearbeitungsschritt der Migration verzichtet. Die Migration wird gemeinhin angewendet um die wahren Reflektorgeometrien im Radargramm wiederherzustellen und somit die Auflösung der Radargramme zu verbessern (Annan 2001, 2009; Cassidy 2009b).

Der obere Profilbereich zeigt in den Radargrammen W1 und W2 nur wenig interne Reflexionen und umfasst Bereiche, die gänzlich frei von Reflektoren sind. Die wenigen, irregulären und diskontinuierlichen Reflexionen besitzen eine schwache bis sehr schwache Amplitude. Vereinzelt sind direkt an der heutigen Geländeoberfläche Diffraktionshyperbeln ausgebildet.

Die ursprüngliche, vor der Dünenverwallung bestehende Topographie des Dünentals, ist in beiden Radargrammen durch den konkaven Talverlauf zu erkennen. Dieser spiegelt sich im Radargramm durch einen durchgehenden Hauptreflektor mit sehr starker Amplitude wieder.

Unter dem Hauptreflektor bzw. am Grund des Dünentals sind zahlreiche Diffraktionshyperbeln konzentriert. Dies ist vor allem im Radargramm aus Dünental 2 deutlich zu erkennen (Abb. 5.6 Bild B). Das Radargramm aus Abbildung 5.5 zeigt zudem eine Anreicherung von Diffraktionshyperbeln am nördlichen Rand von Dünental 1 (Kasten 1 in Abb. 5.5 Bild B).

An der Basis beider Dünentäler finden sich Reflexionen mittlerer Amplitude, die sich dem konkaven Verlauf der Topographie anpassen. Zum Teil sind diese Reflektoren wannen- bis rinnenförmig ausgebildet (Kasten 1 in Abb. 5.6 Bild B) und vereinzelt von Diffraktionshyperbeln umgeben. Im Randbereich von Dünental 2 ist zudem ein annähernd horizontaler Verlauf der Reflektoren zu beobachten (Kasten 2 in Abb. 5.6 Bild B). Kasten 2 in Abbildung 5.5 (Bild B) zeigt am südlichen Rand von Dünental 1 kurze, in Richtung Dünentalbasis einfallende Reflexionen.

Das nördliche und südliche Profilende von W1 und W2 wird von den sich anschließenden Dünenzügen eingenommen. Die interne Struktur der Dünen ist aufgrund der im Zuge des

Processings nicht angewandten Migration und einer daraus resultierenden Überlagerung der Reflexionen mit zahlreichen Diffraktionen sehr undeutlich. Die Dünen-Fazies wird aus diesem Grund nicht näher definiert.

Interpretation der Georadar-Profile W1 und W2

Die gemessenen Georadar-Profile W1 und W2 entsprechen aus geomorphologischer Sicht dem nahe der Küstenlinie gelegenen Eingangsbereich eines *washover channel*. Beide GPR-Profile bilden demzufolge einen Querschnitt des jeweiligen *washover channel* ab.

Als grundlegend für die Interpretation der Radargramme W1 und W2 erweist sich die Verteilung von Diffraktionshyperbeln. Sie entstehen an solitären, punktförmigen Objekten im Untergrund, deren Abmessungen klein gegenüber der Wellenlänge sind. Diese Objekte reflektieren ein auftreffendes elektromagnetisches Signal in alle Richtungen, wirken dadurch als Punktstreuer und bilden sich im Radargramm im Form von Hyperbeln ab (vgl. z. B. Annan 2001; Blindow et al. 2005; Neal 2004). Einzelheiten zur Entstehung von Diffraktionshyperbeln sind dem Kapitel 3.2.5.5 zu entnehmen.

Der obere Abschnitt der GPR-Profile W1 und W2 wird von den künstlich in Form einer Dünenverwallung eingebrachten Vorspülsanden eingenommen. Die Spülsande zeigen im Radargramm nur wenig interne Reflexionen. Dies deutet nach Ékes & Hickin (2001) auf einen lithologisch homogenen Sedimentkörper hin, der keine oder nur eine gering ausgeprägte interne Schichtung zeigt. Da es sich bei den Vorspülsanden um einen künstlich aufgebauten Sedimentkörper handelt, sind keine ausgeprägten Sedimentstrukturen zu erwarten. Diffraktionshyperbeln an der Oberfläche der Dünenverwallung werden durch die systematisch gesetzten Strandhaferpflanzungen hervorgerufen.

Die *overwash*-Prozesse der Hörnum Odde orientieren sich stark an der Topographie des Dünentals. Die ursprüngliche, vor der Dünenverwallung bestehende Topographie des Dünentals ist in den GPR-Daten anhand eines starken, durchgehenden Reflektors zu erkennen, der geomorphologisch den konkaven Talverlauf des sich erosiv in das Dünental eingeschnittenen *washover channel* widerspiegelt. Die Sedimente im Liegenden des Dünentals sind zum Teil in ihrem oberen Bereich diskordant gekappt. Die hohe Amplitude des basalen Kontaktbereichs des *washover channel* lässt sich durch den Materialwechsel und die dadurch geänderten elektromagnetischen Materialeigenschaften erklären. Zudem wird eine Anreicherung von Schwermineralien an der Basis der *washover*-Sedimente, wie sie z. B. in Horwitz (2008), Leaterman et al. (1977) und Morton et al. (2007) beschrieben wurde, vermutet. Anschließend werden zuerst die tiefsten Stellen im Dünental durch *washover*-Sedimentation verfüllt.

Treibgut gelangt mit der Sturmflutbrandung und durch *overwash*-Prozesse in das Dünental hinein. Die in das Dünental eingedrungenen Wassermassen branden auf diese Weise zeitweilig an die seitlichen Ränder des Dünentals. Nach Erreichen des Scheitelpunktes der Sturmflut und abnehmender Tidekurve gehen die Wassermassen zurück, fließen zum Teil der Schwerkraft folgend allmählich nach Westen aus dem Dünental heraus oder versickern im sandigen Untergrund des Talbodens.

Die zurückfließende Strömung besitzt weitaus weniger Energie als die ursprüngliche Sturmflut. Die Abnahme der Fließgeschwindigkeit bedingt eine geringere Transportkapazität,

sodass das von der westlich brandenden und in das Dünental durch *overwash*-Prozesse eindringenden Nordsee mitgelieferte grobkörnige Material und Treibgut nicht mehr in Suspension gehalten werden kann und im Dünental zur Ablagerung gelangt. Dies geschieht sowohl an der Dünentalbasis als auch an den seitlichen Rändern des Dünentals. Mit dichter Vegetation bewachsene Dünentäler fördern die Akkumulation von Treibgut und Sediment. Die Vegetation fungiert dabei insbesondere als Sedimentfänger für die bodennah transportierten Komponenten. Sedimentologisch äußert sich die Abnahme der Strömungsintensität in einer für *washover*-Ablagerungen typischen *fining-upward* Sequenz. Dementsprechend sind *washover*-Sedimente in der Regel an ihrer Basis grobkörnig und werden mit abnehmender Fließgeschwindigkeit am Ende des Sturmes nach oben hin feiner (Andrews 1970; Kortekaas & Dawson 2007; Leatherman & Williams 1983; Morton et al. 2007). Nach dem Zurückbleiben restlicher Wassermassen im Dünental folgt eine Stillwassersedimentation mit anschließender Verlandung.

Morton et al. (2007) verweist überdies auf eine im Allgemeinen landwärts gerichtete *fining-upward* Tendenz von *washover*-Sedimenten. Eine Verfeinerung der Korngrößen im distalen Bereich beider *washover*-Areale konnte an der Hörnum Odde nicht bestätigt werden, da es sich lediglich um lokal begrenzte, kleinräumige *wash-in* Strukturen handelt. Die ursprüngliche laterale und distale Ausbreitung der *washover*-Ablagerungen ist im Gelände anhand von Teekgrenzen dokumentiert. Teekgrenzen sind durch Ablagerung grober Komponenten z. B. Treibgut, Kiese und Pflanzenreste gekennzeichnet (Abb. 5.2 Bild E und Abb. 5.3 Bild C). Im Radargramm produzieren diese Objekte Diffraktionshyperbeln. Der Höchststand der Wassermassen im Dünental bzw. der Scheitelpunkt der Sturmflut ist an den seitlichen Rändern des Dünentals durch eine den Flutsaum nachzeichnende Teekgrenze markiert.

Die Diffraktionshyperbeln lassen je nach dem in welchem Winkel das Radargramm in Bezug zur Lage der Objekte aufgenommen wurde, auf Treibgut mit einer Größe von mehreren zehner Zentimetern bis Metern schließen. Solches durch die *overwash*-Prozesse der Sturmflutsaison 2006/2007 abgelagertes Treibgut (z. B. Treibholz, Schiffsteile, Pflanzenreste) konnte im Vorfeld in beiden Dünentälern lokalisiert werden (vgl. Abb. 5.3 Bild C).

Kiese, Strandgerölle und Treibgut werden vorwiegend nahe der Küstenline und an der Basis der *washover channel* abgelagert (Leatherman & Zaremba 1987) und deuten auf eine erhöhte Fließgeschwindigkeit, Strömungs- und Wellenenergie zu Beginn der Überflutung hin und werden im Radargramm ebenfalls als Hyperbel dargestellt. Diffraktionshyperbeln an der Basis der *washover*-Sequenz werden zum Teil auch durch überdeckte Vegetation (z. B. Strandhaferhorste oder Büsche der Kamtschatka-Rose) hervorgerufen. Vergleichbare Reflexionsmuster, die auf überdeckte Dünenvegetation zurückzuführen sind, wurden bereits von Wang & Horwitz (2007) und Girardi & Davis (2010) als solche interpretiert.

Wie das Radargramm W1 aus Abbildung 5.5 zeigt, lassen sich auch innerhalb der *washover*-Sedimente aus Dünental 1 gelegentlich Diffraktionshyperbeln nachweisen. Dies könnte für mehrere *overwash*-Prozesse, bedingt durch zeitlich dicht aufeinanderfolgende Sturmflutereignisse, sprechen. Diese können an der Hörnum Odde durch eigene Beobachtungen während der Sturmflutsaison 2006/2007 bestätigt werden.

Die kurzen, in Richtung Dünental einfallenden Reflexionen an den Rändern von Dünental 1 (z. B. Kasten 2 in Abbildung 5.5 Bild B) stellen nachrutschende Sande aus der seitlich erodierten Düne dar. Auffällig in Dünental 2 ist die Konzentration von Diffraktionshyperbeln auf der nördlichen Talseite und an der Dünentalbasis. Auf der südlichen Talseite sind annähernd horizontale Reflektoren ausgebildet. In Dünental 1 findet die Anreicherung

von Diffraktionshyperbeln ebenso am nördlichen Randbereich (Kasten 1 in Abbildung 5.5 Bild B) sowie an der Basis statt. Die Akkumulation des durch Diffraktionshyperbeln abgebildeten Treibguts und groben Materials an einer bevorzugten Talseite lässt ähnlich wie innerhalb des fluvialen Strömungsregimes eine Prallhang-Gleithang-Dynamik vermuten. Entsprechend der Exposition des Dünentals zur Küstenlinie und der kleinräumigen Topographie im Dünental fungiert eine Talseite als Prallhang. Dort wird entsprechend der erhöhten Strömungsintensität während des *overwash*-Prozesses mehr Treibgut abgelagert als an der gegenüberliegenden Talseite. Am gegenüberliegenden Gleithang wurden dagegen vorwiegend horizontale Sedimentschichten (Kasten 2 in Abb. 5.6 Bild B) abgelagert. Solche gut geschichteten Sande wurden bereits von Leatherman & Williams (1983), Morton et al. (2007) und Schwartz (1975) als typische *washover*-Ablagerungen interpretiert.

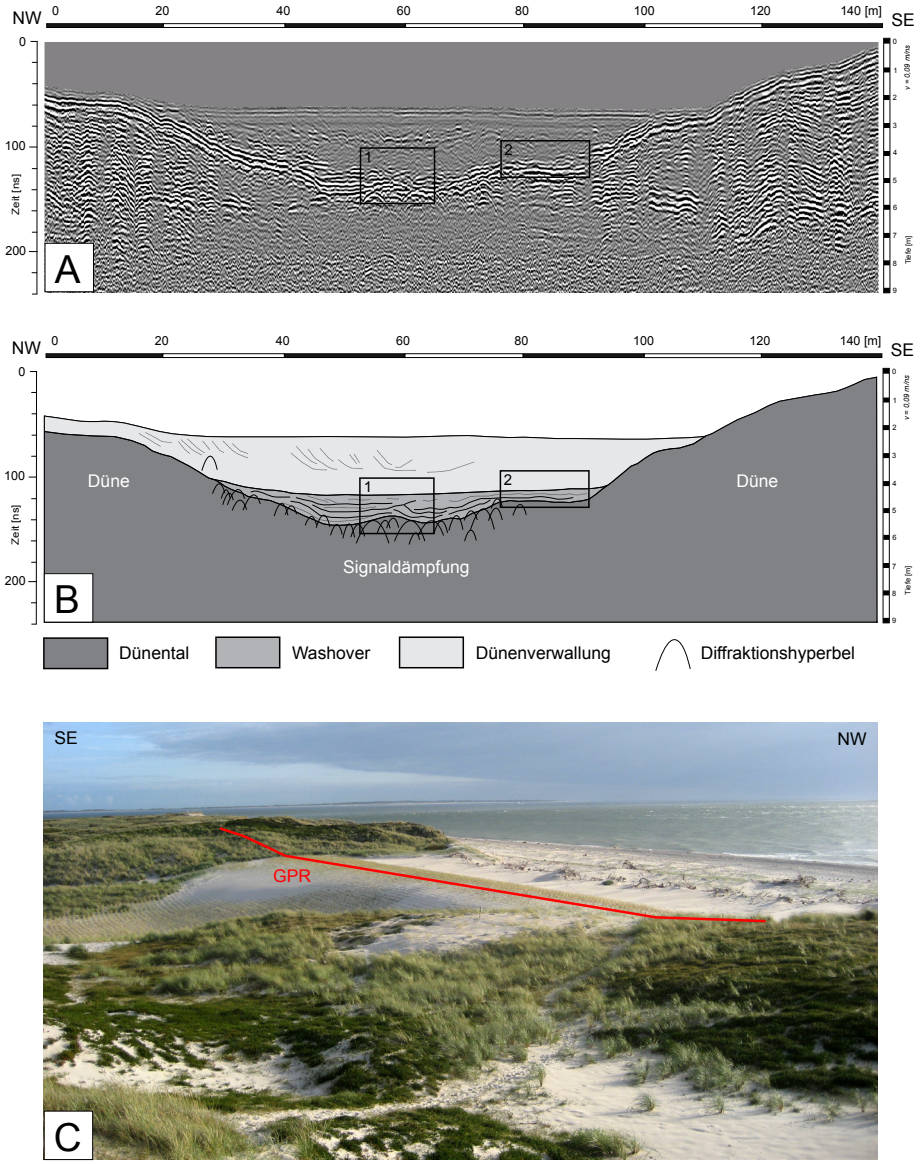


Abb. 5.6: *A: Radargramm W2 (200 MHz) nach dem Processing und der topographischen Geländekorrektur. Das GPR-Profil W2 wurde von Norden nach Süden auf der Dünenverwallung im Eingangbereich von Dünental 2 gemessen. Für die Berechnung des Maßstabs wurde eine durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,1 m/ns zugrunde gelegt. B: Interpretation. C: GPR-Profilstrecke im Gelände. Zur Lage von Dünental 1 siehe Karte in Abb. 5.1.*

Weiterhin festzustellen ist, dass die zeitweilige durch den *overwash*-Prozess verursachte Überflutung durch salzhaltiges Meerwasser zu einer Dämpfung im Untergrund führt. Dies ist speziell in GPR-Profil W2 ersichtlich. Dort ist eine verstärkte Dämpfung besonders im Profilabschnitt zwischen 35 m - 90 m Entfernung vom nordwestlichen Startpunkt festzustellen. An dieser Stelle wird lediglich eine Erkundungstiefe von 160 ns TWT bzw. 6 m Tiefe unter der Geländeoberfläche erreicht, wogegen die Eindringtiefe des elektromagnetischen Signals im übrigen Profilbereich bis zu 220 ns TWT bzw. 8,5 m Tiefe unter der Geländeoberfläche beträgt. Grund dafür ist die erhöhte elektrische Leitfähigkeit aufgrund des Ionengehaltes im Salzwasser. Durch den Ladungstransport von Ionen im Salzwasser treten aufgrund starker Dispersion Energieverluste auf (Harari 1996, Neal 2004), die zur Dämpfung des elektromagnetischen Signals und einer Abschwächung der Reflexionen führt (vgl. Kapitel 3.2.4).

Besonders ausgeprägt ist die Dämpfung im zentralen Bereich des *washover channel*. Dies hängt höchstwahrscheinlich damit zusammen, dass dort das salzhaltige Meerwasser des *washovers* die längste Zeit verweilte und anschließend in den Untergrund filtrierte. Die Ränder des *washover channel* gerieten dagegen nur kurz, durch vereinzelt auflaufende Wellen während des Sturmfluthöchstandes in den Einflussbereich von salzhaltigem Meerwasser. In wesentlich älteren *washover*-Strukturen, wie sie z. B. in Kapitel 4 oder in Tillmann & Wunderlich (2011a, 2011b, 2013) nachgewiesen wurden, ist dagegen keine Dämpfung der Sedimente im Liegenden der *washover*-Strukturen festzustellen. Ältere *washover*-Strukturen und Ablagerungen sind heute ausschließlich unterhalb des Grundwasserspiegels zu finden, sodass Salzwasser im Laufe der Zeit durch Süß- bzw. Grundwasser verdünnt, ersetzt und dabei ausgewaschen wurde.

5.4 Schlussfolgerung

Im vorangegangenen Kapitel sollte gezeigt werden, ob und in wieweit sich die Georadar-Methode zur Prospektion, Identifizierung und geomorphologischen Analyse von sturmflutbedingten *washover*-Strukturen und *washover*-Sedimenten eignet. Die Untersuchungen wurden auf der Grundlage von bekannten, im Vorfeld durch eigene Beobachtungen analysierte *overwash*-Prozessen und *washover*-Ablagerungen im Süden Sylts, durchgeführt.

Es konnte gezeigt werden, dass sich die Georadar-Methode eignet, um oberflächennahe *washover*-Strukturen, die nur kurzweilig unter den Einfluss von salzhaltigem Meerswasser standen oder bereits in den Einflussbereich des Grundwassers gelangten, zu detektieren.

Ein besonderes Potential besitzt das Georadar vor allem im Vergleich zu herkömmlichen Methoden der Sedimentologie (Bohrungen) und Fernerkundung (Luft- und Satellitenbilder, LIDAR), wenn es um den Nachweis, die Identifizierung und Analyse von *washover*bedingten Sedimentstrukturen in einem sandigen Sedimentationsraum, wie der einer Dünen- und Barriereinsel, geht. Aufgrund geringer Materialunterschiede zwischen Dünen-, Strand- und *washover*-Sanden sind Bohrungen und sedimentologische Analysen dort nur in geringem Maße erfolgsversprechend.

Die äolische Aufbereitung trockener *washover*-Sande macht eine exakte Abgrenzung der ursprünglich durch den sturmflutbedingten *overwash*-Prozess abgelagerten Sande schwierig. Mit Hilfe der Radarstratigraphie konnten im Radargramm typische Reflexionsmuster und Reflexionsgeometrien von *washover*bedingten Sedimentstrukturen erfasst werden. Es können die folgenden Merkmale zur Identifizierung eines *washover* im Radargramm angeführt werden.

Die aus vorangegangenen Untersuchungen (Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b, 2012, 2013) sowie aus der Literatur (z. B. Andrews 1970; Lindhorst 2008; Lindhorst et al. 2008; Schwartz 1982; Vermeer 1963) bekannten konkaven rinnen- bis wannenförmige Erosionsstrukturen *(cut-and-fill*-Strukturen), die morphologisch einem *washover channel* entsprechen, konnten bestätigt werden.

Besonders charakteristisch zur Identifizierung von *washover*-Strukturen und Sedimenten im Radargramm sind Diffraktionshyperbeln. Diffraktionshyperbeln zu Beginn der *washover*-Sequenz zeugen von groben Korngrößenkomponenten, Kiesen und Treibgut, das unter erhöhten Strömungsbedingungen zu Beginn der Sturmflut an der Basis des Dünentals abgelagert wurden.

Im Randbereich des *washovers* zeichnen Diffraktionshyperbeln den Flutsaum bestehend aus abgelagertem Treibgut nach. Diese Teekgrenze markiert im Radargramm zugleich die laterale Begrenzung des *washover channel*. Nicht immer sind beide Seiten des Dünentals gleichermaßen stark vom *overwash*-Prozess betroffen. Vergleichbar mit der Prallhang-Gleithang-Dynamik im fluvialen Prozesssystem werden die Randbereiche im Dünental unterschiedlich stark beeinflusst. Auf der strömungszugewandten Talseite ist durch die Konzentration von Diffraktionshyperbeln vermehrt Treibgut festzustellen, wohingegen an der strömungsabgewandten Seite vorwiegend horizontale Sedimentschichten ohne Treibgut sedimentieren.

Washover-Ablagerungen die auf unterschiedliche, zeitlich aufeinander folgende Sturmfluten zurückzuführen sind, lassen sich im Radargramm durch sich ineinander einschneidende konkave, wannen- und rinnenförmige Sedimentstrukturen belegen, an deren Basis zum Teil wiederholt Diffraktionshyperbeln eingeschaltet sind. In den gezeigten GPR-Daten ließ sich darüber hinaus der Verlauf, der ursprünglichen Geländeoberfläche der Dünentäler vor den *overwash*-Prozessen und der anschließenden mittels Sandvorspülung eingebrachten Dünenverwallung anhand eines starken, durchgehenden Reflektors, erkennen.

Im Radargramm können die Sedimentstrukturen, die auf die eigentliche Überflutung zurückgehen, von den anschließend durch äolische Umlagerung entstandenen Anteilen anhand der Radarfazies unterschieden werden. Entsprechend unterscheidet sich die Dünen-Fazies an den Rändern der *washover channel* hinsichtlich der Reflexionsgeometrien und der Reflektoramplituden deutlich von den angrenzenden Sanden aus dem *washover channel* und den Spülsanden der Dünenverwallung. Die Reflexionen im Radargramm zeichnen aufgrund unterschiedlicher Wassergehaltsverhältnisse (vgl. Kapitel 3.2.6.1) die äolischen Strukturen wie Kreuz- und Schrägschichtung der Düne nach. Dies ist besonders gut in GPR-Daten zu erkennen, die mit hochfrequenten Antennen (z. B. 400 MHz) aufgenommen wurden.

Die ungeschichteten Vorspülsanden zeigen nur wenige Reflexionen von schwacher Amplitude. Die Reflexionen der *washover*-Sande besitzen eine stärkere Amplitude und lagern sich annähernd horizontal bis subparallel dem konkaven Talverlauf des Dünentals bzw. dem durch Erosion geschaffenen *washover channel* folgend ab. Im Liegenden der *washover*-Sedimente wurde aufgrund des durch den *overwash*-Prozess eingebrachten Salzwassers eine verstärkte Dämpfung nachgewiesen, die sich in einer geringeren Eindringtiefe des elektromagnetischen Signals äußert.

5.5 Ausblick

Nach dem Prinzip des Aktualismus und auf der Grundlage von rezenten im Vorfeld durch eigene geomorphologische Beobachtungen genauestens bekannten und analysierten *washover*-Arealen wurden Kriterien zur Identifizierung und Abgrenzung von *washover*bedingten Sedimentstrukturen in Georadardaten erarbeitet. Die Ergebnisse lassen sich adaptieren und dienen somit der Identifizierung und Abgrenzung älterer und daher weitestgehend unbekannter *washover*-Sedimente, -Strukturen und -Areale im sandigen Sedimentationsraum einer Dünen- und Barriereinsel, die aus dem gleichen geomorphologischen Prozesssystem hervorgehen.

Der Vergleich von GPR-Daten weiterer „bekannter" sturmflut- oder aber auch tsunamibedingter *washover*-Areale erlaubt eine Verfeinerung der an dieser Stelle definierten Radarstratigraphie. Empfehlenswert ist zudem eine dreidimensionale GPR-Datenaufnahme auf geeigneten *washover*-Flächen mit geringem Relief sowie Messungen auf aktuellen *washover*-Sedimenten mit höherfrequenten GPR-Antennen (>400 MHz). Auf diese Weise wird eine allmähliche Vervollständigung der Kriterien, die zur Identifizierung von *washover*-Sedimenten und den durch *overwash*-Prozesse entstandenen Sedimentstrukturen herangezogen werden, erreicht.

Hinsichtlich der Inselentwicklung der Sylter Südspitze spielen *overwash*-Prozesse auch in Zukunft eine wichtige Rolle. Vorteile von *washover*-Events für die Erhaltung von Inseln und Nehrungen ist die Sedimentversorgung der Rückseitenwatten. Um bei langsam steigendem Meeresspiegel die Inselbarriere aufrecht zu erhalten, muss - bei nur geringer Sedimentzufuhr von See her - ein landwärtiger Sedimenttransport innerhalb des Systems stattfinden. Ein Teil des Sedimenttransportes erfolgte früher äolisch über die Dünen. Diese sind jedoch auf Sylt heute, mit Ausnahme der Lister Wanderdünen im Inselnorden (vgl. Kapitel 2.2.2.4), größtenteils biotechnisch festgelegt.

Ein anderer Teil des Sedimenttransportes erfolgte durch *overwash*-Prozesse und Dünendurchbrüche. Ein Großteil der Dünendurchbrüche auf den Nordseeinseln ist heute bereits abgedämmt wie z. B. der Hammerseedurchbruch auf Juist oder die Dünentäler der Amrum Odde (siehe Kapitel 2.5.2). Auch auf Sylt wurden die aufgrund der Sturmfluten im Jahre 1962, 1981 und 2006/2007 entstandenen Dünendurchbrüche mit Hilfe von Dünenverwallungen geschlossen und so vom natürlichen äolischen und *washover*bedingten Sedimenttransport abgeriegelt. So kommt es, dass der Uferabbruch heute nicht nur auf die Seeseite der Inseln beschränkt ist, sondern auch weite Teile der Wattseiten erfasst hat (Ehlers 1990, Tillmann 2007).

In Anbetracht eines durch den „Global Change" verstärkten Meeresspiegelanstieges (Gönnert 2003; Woodworth et al. 2011) ist eine natürliche Erhöhung der rückseitigen Bereiche der Düneninseln durch ein positives Sedimentbudget in Zukunft von essentieller Bedeutung. Dies gilt vor allem für die rückseitigen Inselgebiete, die noch nicht durch „harte" Küstenschutzmaßnahmen wie Deiche geschützt und von den natürlichen Überflutungen abgeriegelt sind. Ferner wird durch den zukünftigen Meeresspiegelanstieg eine Zunahme von *overwash*-Ereignissen sowie eine Verringerung des Sedimentangebotes durch intensivierten Küstenschutz weltweit an vielen Küsten erwartet (Sedgwick & Davis 2003).

Auf die Wichtigkeit von *overwash*-Events für die Sedimentbilanz wies schon Hayes (1967) hin. Nach Untersuchungen von Dingler & Reiss (1990) verbleiben der Barriereinsel durch *overwash*-Prozesse ca. 30 % des erodierten Materials. So führen *overwash*-Events lediglich zur

Umverteilung des Sediments. Hat man bislang auf einigen Inseln auf *overwash*-Prozesse durch Küstenschutzmaßnahmen (Deiche, Deckwerke, Sanddeiche, biotechnischer Dünenschutz) reagiert, so scheint es in einer sich verändernden Umwelt wichtiger denn je, der Inselbarriere die Möglichkeit zu geben, sich an einen steigenden Meeres- und Sturmflutspiegel anzupassen. Bereits Leatherman (1982, 1983) und Riggs (1976) prophezeiten den „festgelegten Barrieren" den „Untergang", wenn eine landwärtige Ausbreitung durch den geomorphologischen Prozess des „*barrier rollover*" (vgl. Tillmann & Wunderlich 2013) nicht mehr möglich ist.

5.6 Zusammenfassung

Overwash-Prozesse und *washover*-Ablagerungen sind weltweit an vielen Küsten verbreitet und gehören zum geomorphologischen Formenschatz vieler Dünen- und Barriereinseln. Auf Sylt sind rezente *washover*-Areale besonders im Bereich der südlichen Inselspitze (Hörnum Odde) zu finden.

Die während der Sturmflutsaison 2006/2007 aktiven *washover channel* an der Westküste der Hörnum Odde wurden im Vorfeld deskriptiv geomorphologisch analysiert, um anschließend für Georadarmessungen ausgewählt zu werden. Um an diesen Stellen eine Abtrennung der südlichen Oddespitze zu verhindern, wurden Sandersatzmaßnahmen in Form von zwei die Eingänge der Dünentäler schließenden Dünenverwallungen durchgeführt. Auf diese Weise wurden die *washover*bedingten Sedimentstrukturen, die im Allgemeinen nur ein geringes Erhaltungspotential besitzen, vor anschließender bioturbater, äolischer und sturmflutbedingter Aufbereitung weitestgehend bewahrt.

Auf der Grundlage der ursprünglichen, durch den *overwash*-Prozess geschaffenen Sedimentstrukturen, wurden typische Reflexionsmuster und Reflexionsgeometrien analysiert, die eine Identifizierung von *washover*-Sedimenten und *washover*bedingten Sedimentstrukturen im Radargramm erlauben.

Zu den typischen Reflexionen zählen konkave, rinnen- bis wannenförmige Reflexionen die eine Geländedepression abbilden und morphologisch einem *washover channel* entsprechen. Der Talverlauf wird durch einen Reflektor mit starker Amplitude markiert. Dem Querschnitt des Geländeverlaufs folgend werden annähernd horizontale, subparallele Sedimente abgelagert. An der Basis sowie an den Rändern des *washover channel* sind im Radargramm vermehrt Diffaktionshyperbeln nachzuweisen, die das dort abgelagerte Treibgut abbilden.

Die Daten haben gezeigt, dass die Georadarmethode bei der Untersuchung von *washover*-Strukturen und Ablagerungen im Vergleich zu anderen geomorphologischen Methoden bedeutende Vorteile bietet. Die Ergebnisse lassen sich zudem zur Identifizierung und Abgrenzung unbekannter *washover*-Sedimente und Strukturen im sandigen Sedimentationsraum einer Dünen- und Barriereinsel, die aus dem gleichen geomorphologischen Prozesssystem hervorgehen, heranziehen.

Kapitel 6

Holozäne Landschaftsentwicklung an der Westküste von Amrum

Abstract

Barrier sandbars and barrier islands are geologically young, highly dynamic and represent a complex coastal system that includes a number of different but closely related sedimentary depositional environments with geomorphologic elements of varying origin, genesis and evolution. Barrier sandbars are exposed ridges of sand that are built offshore by wave action.

The so-called Kniepsand on the island of Amrum represents one of the widest beaches in Europe. The Kniepsand originally belongs to a system of sandbars lining the North-Frisian coast. Some of these sandbars are already attached to the mainland (e.g. St. Peter-Ording-Sand and Westerhever-Sand). The offshore sandbars of Japsand, Norderoogsand and Süderoogsand are located in front of the western coastline of the North-Frisian Island and the Halligen and fulfil the function of natural coastal defence dissipating the energy of the incoming deep-water waves of the North Sea.

Barrier sandbars are usually investigated through the use of aerial photos and borehole data. Therefore, the processes of evolution, migration and the internal structure of sandbars are often unknown. That is why this study chooses an integrated approach using high-resolution ground-penetrating radar (GPR) and sedimentological analyses of shallow sediment cores drilled at selected sites along the radar profiles. A geophysical Survey Systems Inc. radar system, SIR-2000 coupled with a 200 MHz antenna, was used.

Based on these data two sedimentary models were generated. One model describes the process of barrier sandbar migration and the attachment to the Pleistocene island core. According to historical maps and nautical charts of the sixteenth and seventeenth century, the Kniepsand used to be a solitary barrier sandbar located well in front of the island's west coast without any connection to its Pleistocene core consisting of Saalian moraine deposits. The presented model shows how the Kniepsand has welded onto the island core of Amrum.

Before the barrier sandbar was connected to the island, conditions for sedimentation had been quite different. Tidal flat deposits had been accumulated in a low energy environment. Tidal flat deposits show a general coarsening upward trend and turn into overlying coarser grained beach deposits. Old cliffs formed through several storm surges are also preserved in GPR data. The landscape evolution in front of the westcoast of Amrum was summarized in the second model.

Kapitel 6 basiert auf Tillmann, T., Ziehe, D. & Wunderlich, J. (*2013*): Holozäne Landschaftsentwicklung an der Westküste der Nordseeinsel Amrum. – *Quaternary Science Journal (Eiszeitalter & Gegenwart)*, 62(2): 98 - 119.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Holocene landscape development in front of the west coast of Amrum (North Sea/ German Bight): Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – *Bayreuther Forum Ökologie*, Vol. 117: 135 – 136. (ISSN 0944-4122)

6.1 Einleitung

Barriereinseln und Außensände, geformt durch eine Kombination aus Wind, Wellen, Strömung und Küstenlängstransport gelten als morphologisch hoch aktive Küstenbereiche und variieren häufig in Ursprung, Genese und Entwicklung. Durch ihre dissipative Wirkungsweise besitzen sie eine bedeutende Schutzfunktion für die rückwärtigen Inseln, Halligen und Festlandbereiche und bilden so vor der Küste Nordfrieslands die Außengrenze des Wattenmeeres.

Bisherige Untersuchungen zur Stratigraphie dieser Sedimentationsräume basieren häufig allein auf Bohrungen. Daher sind die internen sedimentologischen Strukturen und die Prozesse, die zur Entwicklung und Wanderung von Barriereinseln und -sänden geführt haben, oftmals unzureichend untersucht.

Ziel der folgenden Studie ist es daher, anhand hochauflösender geophysikalischer und sedimentologischer Daten die Landschaftsgeschichte an der Westküste Amrums zu rekonstruieren, zeitlich einzuordnen und die interne sedimentäre Architektur des der Insel westlich angelagerten Kniepsandes zu untersuchen. Neben der Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung sind vor allem die Sedimentationsbedingungen, die an der Westküste der Insel Amrum geherrscht haben, bevor sich der Kniepsand an die Insel anlagerte, von besonderem Interesse. Dabei stehen folgende Fragen im Vordergrund:

- Wie hat sich der Kniepsand als ehemaliger, weit vor der Westküste Amrums liegender Außensand, an die Insel anlagert?
- Welche Landschafts- und Sedimentationsbedingungen herrschten an der Westküste Amrums bevor sich der Kniepsand an die Insel anlagerte?
- Welche morphologischen Prozesse und Bedingungen haben zum Heranwandern und Andocken des ehemaligen Außensandes an den Inselgeestkern geführt?
- Inwieweit ist es möglich mit Hilfe hochauflösender Georadardaten die ursprüngliche Andockstelle des Kniepsandes an den Inselgeestkern zu definieren und rekonstruieren?

6.1.1 Das Untersuchungsgebiet Amrum Leuchtturm

Die Insel Amrum in der südlichen Nordsee (Deutsche Bucht) bildet zusammen mit der nördlichen Nachbarinsel Sylt, den dänischen Inseln Fanø, Mandø, Rømø und den nordfriesischen Außensänden Japsand, Norderoog- und Süderoogsand im Süden eine Kette aus Barriereinseln, die als westliche Außengrenzen des Wattenmeeres der dänischen und schleswig-holsteinischen Festlandsküste vorgelagert sind. Von der Wortbedeutung leitet sich der Name Amrum von „Am Rem“ ab, das soviel bedeutet wie „sandiger Rand“ (Quedens 1994) und sich morphologisch auf den der Insel Amrum im Westen vorgelagerten Kniepsand bezieht. Geologisch gehört Amrum zu den Nordfriesischen Geestkerninseln und weist als kleinste dieser Inseln eine Nord-Süd-Erstreckung von knapp 10 km und eine Fläche von rund 20 km^2 auf.

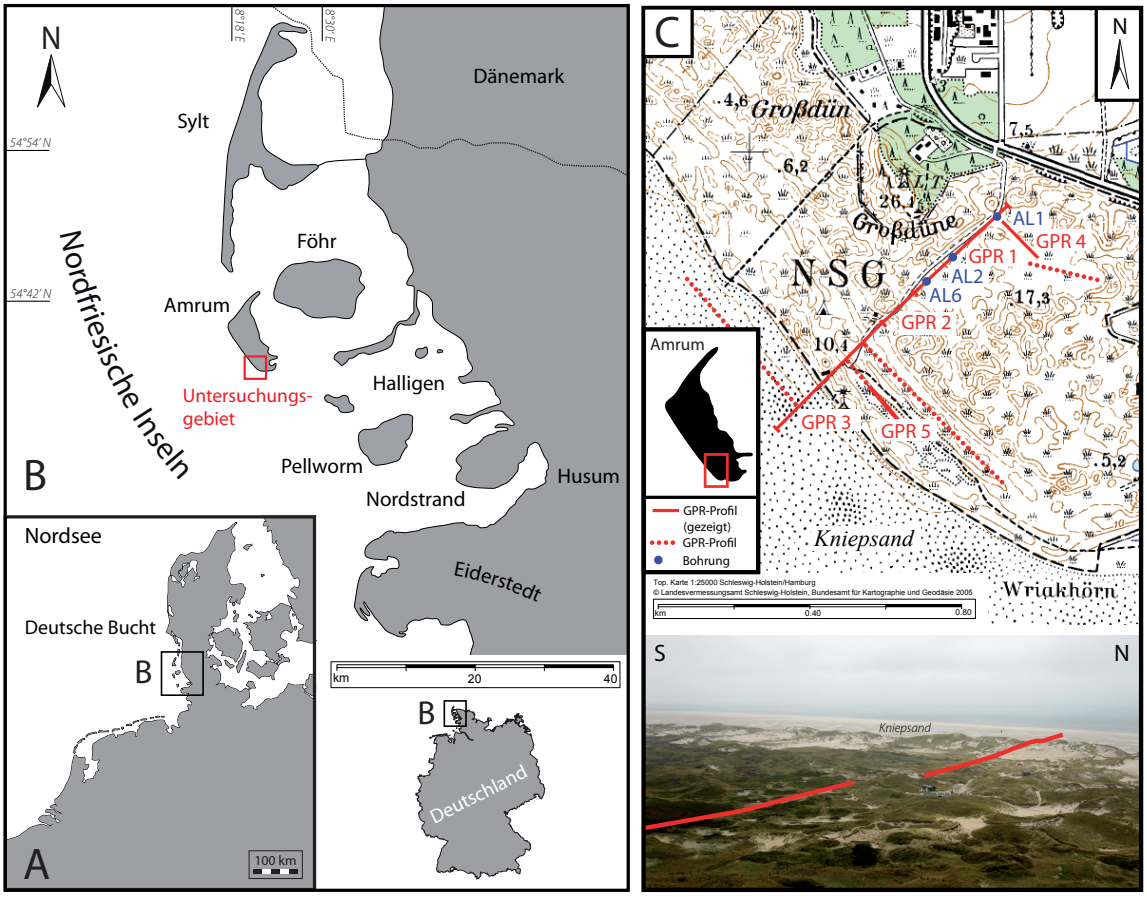


Abb. 6.1: *Überblick über das Untersuchungsgebiet. A: Lage der Nordfriesischen Inseln innerhalb der Deutschen Bucht. B: Lage des Untersuchungsgebietes nahe des Leuchtturms der Insel Amrum. C: Position der GPR-Profile und Bohrungen im Untersuchungsgebiet. Quelle:* Tillmann *et al. (2013).*

Wird der Kniepsand, ein heute bis zu 1,5 km breiter Sandstrand, der sich als ehemaliger Außensand entlang der Westküste erstreckt, mit zu der Inselfläche gerechnet, misst die Flächengröße 30,5 km^2. Das Untersuchungsgebiet „Amrum Leuchtturm" befindet sich im Südwesten der Insel und umfasst das Dünengebiet südlich der 26,4 m hohen „Großdüne" auf der 1875 der Leuchtturm (54°37'52,2" N, 8°21'16,5" E) errichtet wurde (Abb. 6.1). An die Dünen schließt sich im Südwesten der Kniepsand an. Das Untersuchungsgebiet setzt zum Teil an dem von Falk (2001) entwickelten Landschaftsmodel an (Abb. 6.2), betrifft aber vorwiegend einen noch nicht untersuchten Randbereich. Dies wurde bewusst gewählt und hat den Vorteil, dass hinsichtlich der groben geologischen und stratigraphischen Einordnung der Insel Amrum auf bestehende Informationen zurückgegriffen werden kann. Ziel des folgenden Kapitels ist es daher auch, die bestehenden Informationen um eine detaillierte Untersuchung zur Stratigraphie zu ergänzen.

6.1.2 Westküste und Kniepsand

Der pleistozäne Geestkern der Insel Amrum nimmt heute mit 13,7 km^2 etwa 2/3 der Inselfläche ein (Remde 1972). Die Land-Meer-Verteilung vom Präboreal bis zum Subboreal südöstlich der Insel Amrum geht aus Abbildung 6.2 (Bild B) nach Falk (2001) hervor. Die über den Meeres-

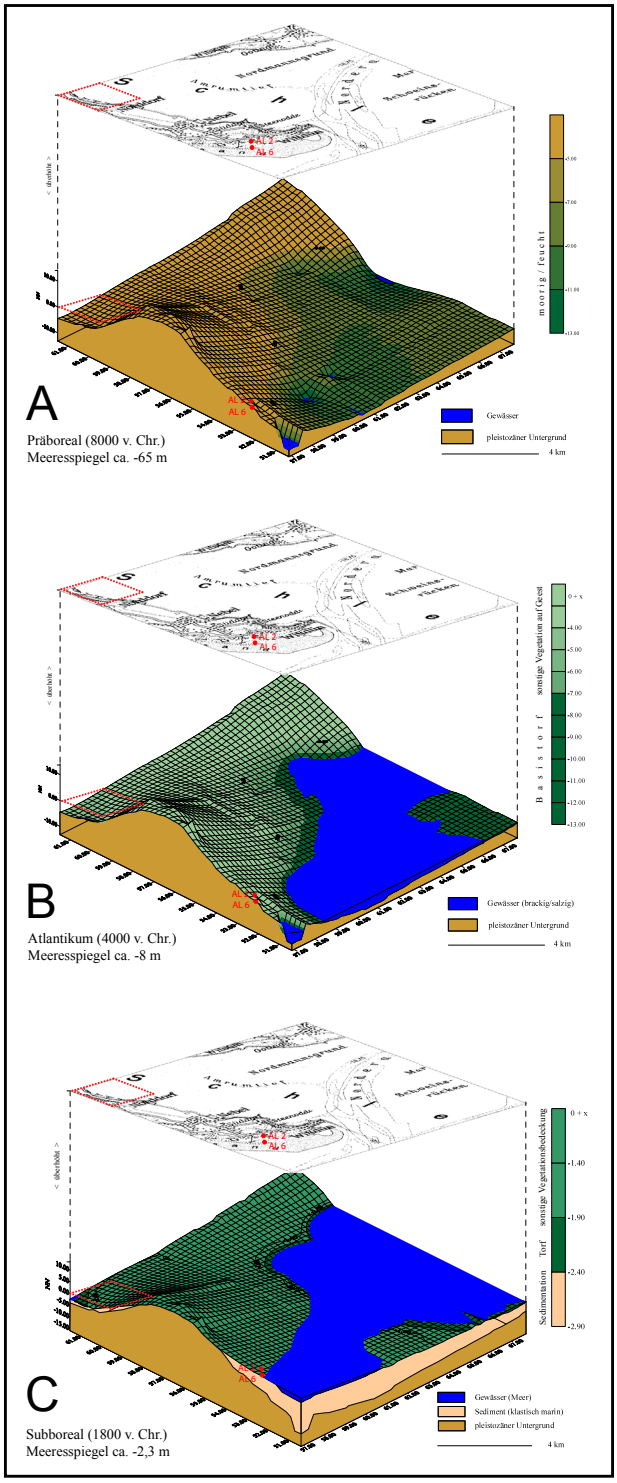


Abb. 6.2: *Lage der Bohrungen AL2 und AL6 im Landschaftsmodel nach FALK (2001). A: Geestkern der Insel Amrum im Präboreal. B: Beginn der Transgression und Überflutung der Inselgeest im Atlantikum. C: Die transgredierende Nordsee erreicht im Subboreal über das Tief der Norderaue das Untersuchungsgebiet Amrum Leuchtturm. Die Bohrungen AL2 und AL6 lagen noch außerhalb des Überflutungsbereichs. Quelle: erweitert nach FALK (2001).*

spiegel aufragenden Geestkomplexe der heutigen Inseln Amrum und Föhr wurden im südöstlichen Randbereich zunehmend durch die transgredierende Norderaue überflutet. So griff die Brandung des im Zuge der Flandrischen Transgression zu Beginn des Holozäns ansteigenden Meeresspiegels den Geestkern Amrums von allen Seiten an und schuf durch Abrasion an der gesamten Westküste und an vorspringenden Teilen der Ostküste ein Kliff. Auf diese Weise entstand an der Westküste Amrums auf einer Strecke zwischen Wriakhörn und Norddorf das Litorina-Kliff. Im Gegensatz zum Steenodder Kliff an der Wattseite ist das Litorina-Kliff an der Westküste rezent durch den Kniepsand und die vorgelagerten Dünenketten vor der Brandung geschützt und so zum fossilen Kliff geworden. Südlich des Quermarkenfeuers bei A-Hörn („die Ecke“) ist das Litorina-Kliff mit 13 m über NN am höchsten und heute zum Teil oberflächennah aufgeschlossen. Davor bildeten sich Dünenketten, die das Kliff vom Meer und dem Kiepsand trennen.

Eine Besonderheit hinsichtlich der Morphologie der Insel Amrum stellt der Kniepsand dar, der auf 16,5 km Länge entlang der Westküste von Wittdün im Süden bis nach Norddorf im Norden reicht. Mit bis zu 1,5 km Breite zählt er heute zu den breitesten Stränden Europas. Die 8 km lange in Südost - Nordwest ausgerichtete Teilstrecke des Kniepsandes zwischen Wittdün und Nebel ist bis zu 1 km breit. Die 6,5 km lange Südwest - Nordost verlaufende Strecke im Bereich der Gemeinde Norddorf erreicht Strandbreiten von bis zu 500 m. Die 10,5 km² große Sandfläche weißt im Mittel eine Höhe von NN +1,75 m auf und wird nur noch während winterlicher Sturmfluten vom Meer überflutet.

Aus geologischer Sicht ist der Kniepsand kein echter Bestandteil der Insel Amrum. Im weitesten Sinne handelt es sich um eine ehemalige der Westküste Amrums vorgelagerte Sandbank mit Nehrungshakencharakter, die sich als einstiger Außensand der Inselküste im Westen angeschlossen hat. Der Kniepsand gehört damit zu einer Reihe von Außensänden und Sandbänken, die den Inseln und Halligen der Nordfriesischen Küsten im Westen vorgelagert sind. Als Außensand bezeichnet man gemeinhin eine über das Mittlere Tidehochwasser MThw hinausragende inselartige Sandfläche im küstennahen Bereich des Meeres. Gemäß den in dieser Arbeit angeführten Kriterien für die Definition einer Barriereinsel (vgl. Kapitel 2.1) können Außensände im weitesten Sinne ebenfalls als „Barrieren" angesprochen werden. Im Vergleich zu den morphologisch reiferen Barriereinseln weisen sie keine permanente und durchgehende Dünenkette auf. Vergleichend zu den westlich der Inseln Sylt und Amrum liegenden Sandbänken (Jungnamensand, Theeknobssand, Hörnumknobssand) werden die Nordfriesischen Außensände als sog. Hochsände nur noch episodisch während Sturmfluten durch das Meer überflutet. Einige dieser ehemaligen Außensände wie beispielsweise der Sand vor St. Peter-Ording und der weiter nördlich gelegene Westerhever-Sand sind bereits komplett an die Küste herangewandert und stellen die heutigen Strände der dortigen Festlandsküste dar. Andere Außensände wie zum Beispiel der Norderoog- und Süderoogsand oder der deutlich kleinere Japsand westlich der Hallig Hooge liegen noch heute im *offshore* Bereich und dienen so den rückwärtigen Inseln und Halligen während Sturmfluten als natürlicher Wellenbrecher.

Einzelheiten hinsichtlich der Entstehung sowie der Herkunft des Kniepsandes sind bis dato nicht bekannt. Als erster verzeichnete ihn Mejer in seiner Karte aus dem Jahre 1648 (Abb. 6.3 Bild B), wo einige Kilometer westlich der Insel Amrum ein „Kniepsandt" eingetragen ist. Dieser stellte vermutlich zu dieser Zeit für die Seefahrt eine Untiefe dar.

In historischen Seekarten aus dem 16. und 17. Jahrhundert, wie z. B. der Waghenaer-Karte aus dem Jahr 1585, ist der Kniepsand als solitäre Sandbank mit der Bezeichnung „Ameren bor" (Amrumer Barriere) eingetragen (vgl. Abb. 6.3 Bild A), die der Westküste von Amrum vorgelagert ist. Nach Hassenpflug (1985) lag der Kniepsand auch im 17. Jahrhundert noch als Außensand weit westlich der Insel und ist erst im Laufe der letzten Jahrhunderte von Westen an die Küstenlinie Amrums heran gewandert. Zausig (1939) stellte anhand alter Seelkarten fest, dass der Kniepsand bei seiner Wanderung nach Osten einen alten Verlauf des Hörnum-Tiefs zuschüttete, das damals zwischen dem Kniepsand und Amrum verlief. Der mittlere und südliche Teil der Sandbank lagerte sich zuerst an Amrums Westküste an. So wird der Kniepsand in den Karten in Abb. 6.3 (Bild C bis F) als eine zu Amrum zählende Sandbank eingezeichnet, die auf der Höhe des Untersuchungsgebietes Amrum Leuchtturm bereits eine direkte Verbindung zum Inselkern aufweist. Deutlich erkennbar ist in den drei Karten aus Abbildung 6.3 (Bild C - E) der Kniephafen, der zu dieser Zeit einen beschiffbaren (Remde 1972; Quedens 2008) Hafen darstellte.

Das Andocken des Kniepsandes an die Insel erfolgte morphologisch als Sandbank. Nach der Anlagerung des einstigen Außensandes erfuhr der Kniepsand allmählich eine Modifikation, die primär durch eine nach Norden und Süden gerichtete Strömungskomponente des Küstenlängstransportes gesteuert wurde. Die Art und Weise seiner Weiterentwicklung charakterisieren den heutigen Kniepsand als Ablagerung einer Meeresströmung und somit eindeutig als Nehrungsbildung. Bereits Johannsen (1867) zitiert nach Müller & Fischer (1937: 93) wies auf diese morphologische Veränderung hin und schrieb über den Kniepsand „ […] diese zwei Stunden lange Sandbank verlängert sich nach Süden wie nach Norden und wird nur bei Springflut und außerordentlichen Sturmfluten überschwemmt".

Die Wurzel der Nehrung bzw. ihr Aufhängerpunkt an der Küste ist nach Voigt (1969) westlich des Amrumer Leuchtturms zu suchen. Von seiner ursprünglichen Ansatzzone aus schob sich der Kniepsand dementsprechend nach Nordwesten vor. Durch eine nach Norden gerichtete Meeresströmung wuchs der Nehrungsstreifen allmählich von seinem Wurzelgebiet am Wriakhörn südlich des Leuchtturms zunächst nach Nordwesten und später nach Norden (Voigt 1969). Der nördliche Teil bewegte sich langsamer, sodass eine Bucht mit Nehrungscharakter und Lagune entstand in der sich bis 1890 (Quedens 2008) der Kniephafen befand. Dieser stellte in historischer Vergangenheit einen wichtigen Ankerplatz für Fischer- und Segelboote dar (Jessen 1932) und reichte in seiner äußersten Ausdehnung bis westlich der Satteldüne.

Reste der ehemaligen Bucht waren noch 1913 zu erkennen (Krause 1913) und sind in der Karte von 1927 (Abb. 6.3 Bild F) nördlich des Quermarkenfeuers abgebildet. Der Kniephafen verlandete allmählich von Süden her und wurde im Norden von dem langsam nachrückenden Teil des Kniepsandes geschlossen (Remde 1972).

Gemäß Johannsen (1861) war der Kniepsandhafen bereits um das Jahr 1860 nicht mehr für Lastensegler schiffbar. Nach Krause (1913) lagerte sich der Kniepsand zuerst in seiner Mitte an den Inselkörper an, sodass infolge seiner West-Ost-Wanderung die Strömung in dem parallel zur Küstenlinie verlaufenden Priel „Troode diep“ (Voigt 1969) unterbrochen und Stillwasserbereiche für die Akkumulation feinkörniger Sedimente geschaffen wurden. Zausig (1939) vermutete ferner, dass der nördliche Teil von einem anstehenden festeren Untergrund in seiner Wanderungsbewegung verlangsamt wurde. Dieser festere Untergrund ist in den historischen Karten als „Sylter Riff“ eingetragen.

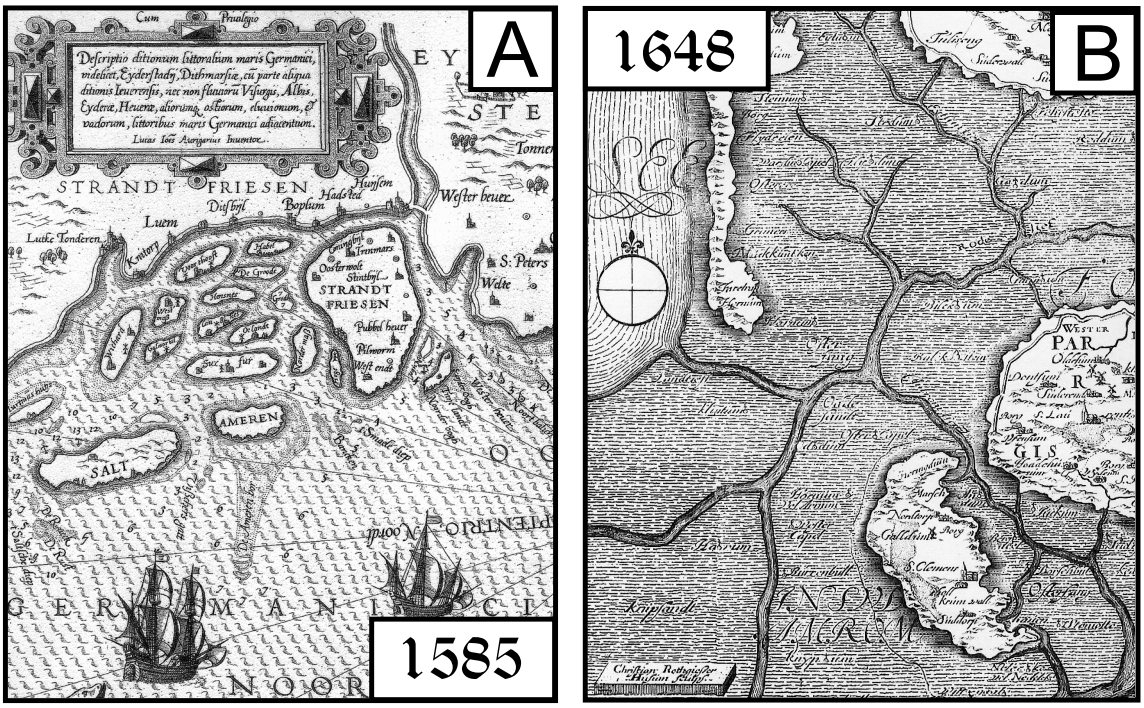


Abb. 6.3 (Bilder A und B): *A: Der Ausschnitt aus der Seekarte der Deutschen Bucht von W. J. Wagenhaer aus dem Jahr 1585 mit Blickrichtung nach Osten zeigt die Insel Amrum mit vorgelagerter Sandbank „Ameren Bor“. B: Ausschnitt aus der Landkarte des Amt Tondern aus dem Jahre 1648 nach Johannes Mejer verändert nach Danckwerth (1652). Westlich vor der Küste Amrum ist der „Kniepsandt“ erstmals namentlich erwähnt.*

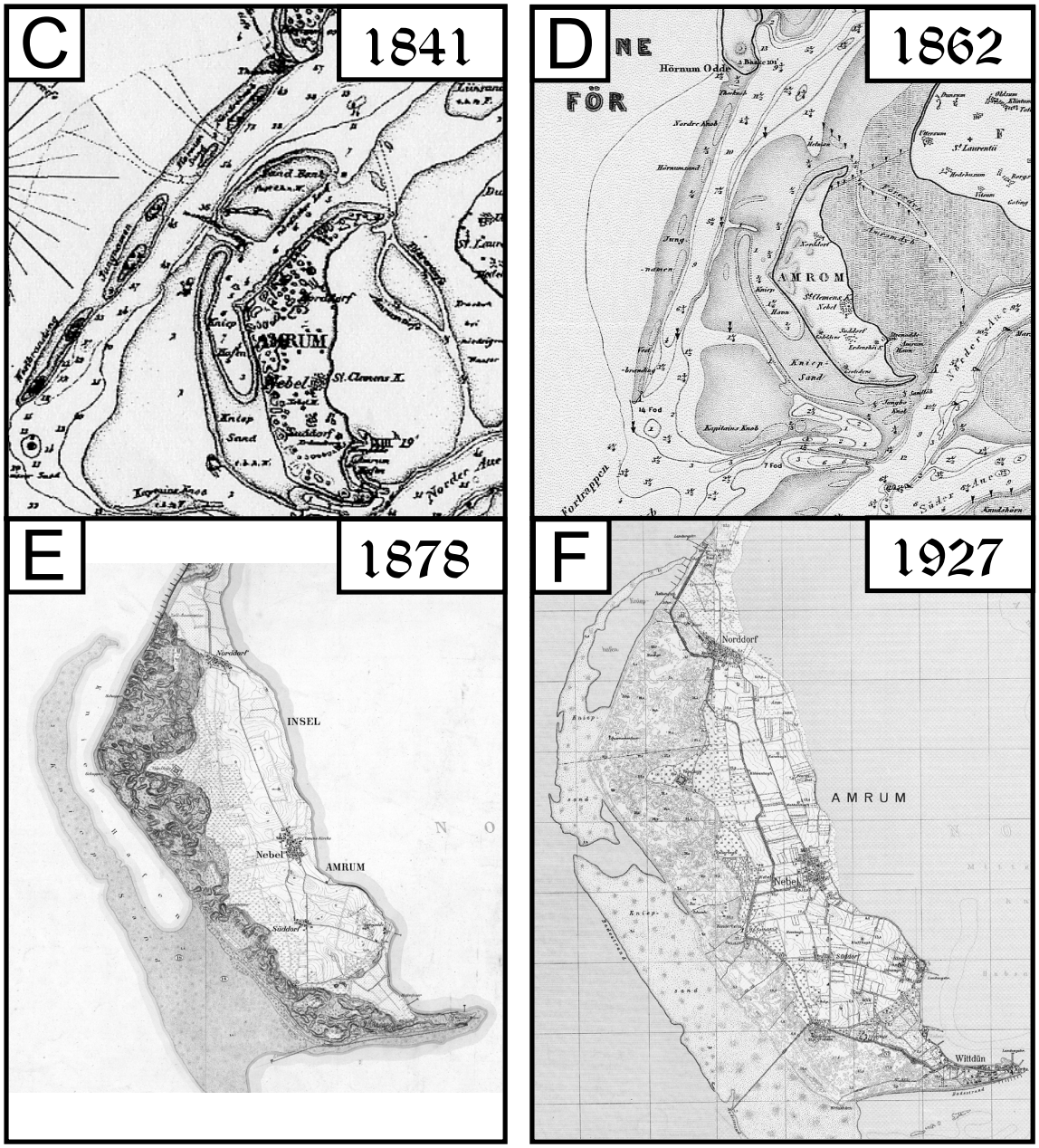


Abb. 6.3 (Bilder C bis F): *C: Ausschnitt aus einer Seekarte der Helgoländer Bucht von* Zahrtmann *aus dem Jahre 1841(aus* Lang *1973). D: Ausschnitt aus einer Seekarte der Helgoländer Bucht von* Zahrtmann *aus dem Jahre 1862 (aus* Lang *1973). E: Ausschnitt aus einer topographischen Karte der Königlich Preussischen Landes-Aufnahme (Maßstab 1:25000) aus dem Jahre 1878. F: Ausschnitt aus einer topographischen Karte (Meßtischblatt 199 im Maßstab 1:25000) aus dem Jahre 1927.*

Heute hat der Kniepsand sich vollständig an die Westküste von Amrum angeschlossen und den ehemaligen Kniephafen mitsamt der Bucht zugeschüttet. Demzufolge setzt sich der heutige Kniepsand morphologisch aus zwei ihrer Entstehung nach verschiedenen Teilen zusammen, nämlich der eigentlichen Nehrung und dem Kniephafen, den man als das zum Nehrungsstreifen gehörende Haff bezeichnen kann (Voigt 1969).

6.2 Methoden

Im Untersuchungsgebiet Amrum Leuchtturm wurde eine Methodenkombination aus Georadarmessungen, Bohrungen, sedimentologischen Laboranalysen und AAR-Datierungen angewandt. Ausführliche Informationen zur Methodik finden sich in den vorangegangenen Kapiteln dieser Arbeit sowie in Tillmann *et al. (2013)*.

6.2.1 Georadar (GPR)

Die in diesem Kapitel präsentierten Georadarmessungen wurden mit einem Georadarsystem SIR 2000 der Firma Geophysical Survey Systems Inc. (GSSI SIR-2000) in Kombination mit einer 200 MHz Antenne durchgeführt. Insgesamt wurden im Untersuchungsgebiet am Leuchtturm von Amrum 8 GPR-Profile auf natürlichem Untergrund gemessen (vgl. Abb. 6.1). 5 repräsentative GPR-Profile wurden ausgewählt und werden im Folgenden gezeigt und näher thematisiert.

Für die Georadarmessungen wurde ein 2-dimensionales und 2,5-dimensionales Survey Design gewählt. Die Messungen erfolgten parallel und senkrecht zur heutigen Küstenlinie. Die Topographie der Georadar-Transekte wurde im unmittelbaren Anschluss an die GPR-Messungen mit einem differentiellen GPS des Herstellers Ashtech ProMark 2 vermessen. Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten in den GPR-Profilen am Leuchtturm von Amrum wurden mit Hilfe von Diffraktionshyperbeln und durch die Korrelation mit Bohrungen ermittelt. Zudem konnte die Position des heutigen Grundwasserspiegels in den Radargrammen definiert und zusätzlich durch Bohrungen bestätigt werden.

Das Processing der GPR-Rohdaten erfolgte mit der Software „Reflex-Win“ (Version 5.6) der Firma „Sandmeier Scientific Software, Karlsruhe“. Einzelheiten zu den angewandten Processingschritten finden sich in Kapitel 3.1.5. Für die Radargramme aus dem Untersuchungsgebiet am Leuchtturm von Amrum wurde ein Bearbeitungsverfahren aus *offset*-Korrektur, *dewow*-Filter, Bandpassfilter und *background removal*–Filter standardmäßig angewendet. Eine mit zunehmender Tiefe verstärkte Signalabschwächung wurde mit Hilfe der *gain*-Funktion (*energy decay*) kompensiert. Die Radargramme wurden unter Verwendung des Migrations-Algorithmus nach Stolt (1978) migriert. Dabei wurde jedem einzelnen Radarprofil eine Durchschnittsgeschwindigkeit zugrunde gelegt. Durch die Migration wurden die Achsen von Diffraktionshyperbeln entfernt und die Reflexionen der Objekte auf einen punktförmigen Reflektor reduziert, der der tatsächlichen Objektlage und -größe entspricht. Wo Diffraktionshyperbeln im starken Maße zur Interpretation beitragen, wurde auf das Entfernen der Hyperbeln im Radargramm verzichtet.

6.2.2 Bohrungen und sedimentologische Laboranalysen

Im Untersuchungsgebiet am Leuchtturm von Amrum wurden 2 Rammkernsondierungen und 10 Pürkhauersondierungen durchgeführt. Die Rammkernsondierungen AL2 und AL6 sowie die Pürkhauersondierung AL1 wurden direkt in das Transsekt von GPR-Profil 1 eingebracht (Abb. 6.1) und werden aus diesem Grunde nachfolgend näher erläutert. Die Rammkernsondierungen wurden mit einer Kombination aus Benzinschlagkopfbohrer (Wackerbohrer), Schlitzsonden

und hydraulischem Ziehgerät durchgeführt und bis zu einer Tiefe von 8 m abgeteuft. In Abhängigkeit von der Eindringteufe kamen unterschiedliche, sich mit zunehmender Tiefe verjüngende Schlitzsonden (Ø=80 mm, Ø=60 mm, Ø=30 mm), zum Einsatz. Aus den Bohrkernen wurden 90 Sedimentproben für granulometrische Laboranalysen (Nass- und Trockensiebung) entnommen. Einzelheiten zur Aufbereitung und den Analyseverfahren finden sich in Kapitel 3.2. Zur Berechnung korngrößenstatistischer Parameter wurde das Programm Gradistat nach Blott & Pye (2001) verwendet. Die Auswertung nach korngrößenstatistischen Parametern erfolgte mit der Methode nach Folk & Ward (1957).

6.2.3 Datierung

Für die Datierung der Probe aus dem Untersuchungsgebiet Amrum Leuchtturm wurde aus Kostengründen ausschließlich die Aminosäure-Racemisierungs-Methode (AAR) herangezogen. Die AAR-Datierung wurde im Jahre 2012 von Herrn Dr. Daniel Ziehe im Johann Heinrich von Thünen-Institut in Braunschweig durch die in Ziehe (2009) entwickelte Methode durchgeführt. Einzelheiten zur Methoden und Vorgehensweise der Aminosäure-Racemisierungs-Datierungen sind in Kapitel 3.3.2 zusammengefasst.

Zur Datierung wurde eine Herzmuschel (*Cerastoderma edule*) herangezogen, die als intakte Schalenklappe aus einer Bohrtiefe von 728 cm gewonnen wurde. Aufgrund ihrer Einbettung in schillfreie, feinkörnige Wattsedimente ist davon auszugehen, dass es sich um den ursprünglichen Lebensraum der Muschel handelt, bzw. diese nicht in Form von Bruchschill verlagert wurde. Um etwaige Messungenauigkeiten zu minimieren, wurde die Probe 3-fach datiert. Aus abweichenden Messergebnissen wurde anschließend ein Mittelwert gebildet. Die zeitliche Einordnung mittels der AAR-Methode ist aufgrund der geringen Datendichte an datierbarem Material sowie dem Fehlen von Vergleichsaltern lediglich als grober zeitlicher Anhaltspunkt zu sehen.

6.3 Ergebnisse

6.3.1 Radarfazies Analyse

Reflexionsmuster in GPR-Daten lassen auf Sedimentstrukturen im Untergrund schließen. Die Interpretation der gezeigten GPR-Profile basiert auf der Methode der Radarstratigraphie. Ausführliche Informationen zur Methode der Radarstratigraphie sind dem Kapitel 3.1.6.2 zu entnehmen. Durch die Definition einer Radarfazies werden die Reflexionsmuster des Untersuchungsgebietes klassifiziert und entsprechend einer von Neal (2004) entwickelten Standardterminologie zusammengefasst. Auf diese Weise ist es möglich, die Radargramme in ihre stratigraphischen Einheiten zu unterteilen, und so in eine relative chronologische Reihenfolge einzuordnen.

Im Untersuchungsgebiet ließen sich 10 Radarfazies definieren (Abb. 6.4). Die Benennung der Radarfazies erfolgte nach dem in Kapitel 3.1.6.2 vorgestellten Schema.

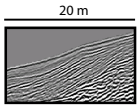
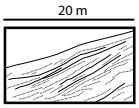
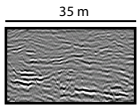
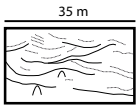
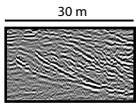
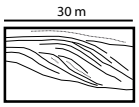
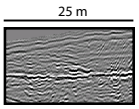
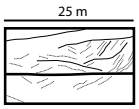
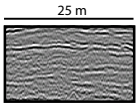
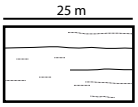
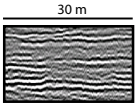
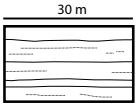
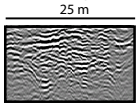
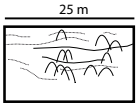
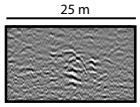
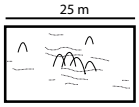
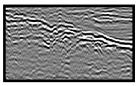
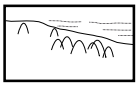
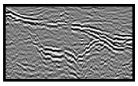
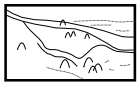
Radargramm	Interpretation	Radar-fazies	Ampli-tude	Form, Winkel, Kontinuität, Besonderheiten	Position, Tiefe	Sedimentologische Interpretation
A. Einfallende Reflexionen						
 20 m	 20 m	Rf-AL-A1	stark - mittel	kontinuierlich, subparallel - parallel	vorwiegend oberhalb von Rf-AL-B1	Dünen-Fazies, äolische Kreuz- und Schrägschichtung
 35 m	 35 m	Rf-AL-A2	mittel	wellen- bis rinnenförmige konkave + konvexe Reflexionen, einzelne Diffraktionshyperbeln, mäßig kontinuierlich	im Bereich von Rf-AL-B1 bis unter Rf-AL-B1	intertidale Sedimentkörper/ swash bars und ridge-and-runnel-Topographie auf dem Strand
 30 m	 30 m	Rf-AL-A3	stark - mittel	sigmoidal - oblique tangential, kontinuierlich - mäßig kontinuierlich	ausschließlich unter Rf-AL-B1	Progradations-Fazies/ Kniepsand
B. Horizontale Reflexionen						
 25 m	 25 m	Rf-AL-B1	stark	planar kontinuierlich, horizontal - subhorizontal, linear		Grundwasserspiegel
 25 m	 25 m	Rf-AL-B2	mittel-schwach	horizontal - planar, parallel, mäßig kontinuierlich - diskontinuierlich	ausschließlich unter Rf-AL-B1	Watt-Fazies
 30 m	 30 m	Rf-AL-B3	mittel - schwach	horizontal, planar, teilweise wellenförmig, parallel - subparallel, kontinuierlich - mäßig kontinuierlich	im Bereich von Rf-AL-B1 bis unter Rf-AL-B1	Strand-Fazies
C. Irreguläre Reflexionen						
 25 m	 25 m	Rf-AL-C1	stark - mittel	mäßig kontinuierlich, wellenförmig, teilweise chaotisch, viele Diffraktionshyperbeln	unter Rf-AL-B1	Geschiebenester im Geestkern
 25 m	 25 m	Rf-AL-C2	schwach	diskontinuierlich, chaotisch, Diffraktionshyperbeln	vorwiegend unter Rf-AL-B1	Geestkern-Fazies
D. Radar-Schichtflächen						
 30 m	 30 m	Rf-AL-D1	stark	nach Westen einfallende Schichtfläche mit Diffraktionshyperbeln, kontinuierlich	größtenteils unter Rf-AL-B1	Geestkernoberfläche, Grenze zwischen Watt/ Strand und Geestkern coastal onlap
 40 m	 40 m	Rf-AL-D2	stark	steil einfallende Schicht-flächenkonfiguration, Diffraktionshyperbeln, kontinuierlich	unter Rf-AL-B1	fossile Kliffs entstanden durch sturmflutbedingte Erosion am Geestkern, Brandungshohlkehlen

Abb. 6.4: *Radarfazies-Definition aus dem Untersuchungsgebiet Amrum Leuchtturm. Die Einteilung der Reflexionen bezieht sich auf das Untersuchungsgebiet „Amrum Leuchtturm" (AL). Es wird zwischen einfallende Reflexionen (Rf-AL-A), horizontale Reflexionen (Rf-AL-B), irreguläre Reflexionen (Rf-AL-C) und Radarschichtflächen (Rf-AL-D) unterschieden. Quelle:* Tillmann *et al. (2013).*

Rf-AL-A1 – Dünen-Fazies

Radarfazies

Die Radarfazies Rf-AL-A1 aus dem Untersuchungsgebiet Amrum Leuchtturm ist vergleichbar mit der Radarfazies Rf-HO-A1/Rf-SS-A1 aus den Untersuchungsgebieten auf Sylt und umfasst einfallende kontinuierliche bis moderat kontinuierliche Reflektoren von mittlerer bis starker Amplitude (vgl. auch Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b). Die einzelnen Reflektoren sind zueinander parallel bis subparallel orientiert und besitzen ein steiles bis mittleres Einfallen (10° -30°) in unterschiedliche Richtungen. Die Reflexionen sind in einzelne Radarschichtpakete unterteilt.

Sedimentfazies

In den Bohrkernen AL1, AL2 und AL6 besteht Rf-AL-A1 ausschließlich aus hellen Fein- und Mittelsanden. Die mittlere Korngröße bewegt sich im feinen Mittelsandbereich zwischen 2,11 φ und 1,73 φ. Die Sedimente von Rf-AL-A1 weisen eine mäßig gute (0,60 φ) bis mäßige Sortierung (0,81 φ) auf und zeigen dadurch nur geringe Abweichung innerhalb des Korngrößenspektrums. Eine für die Sedimente von Rf-AL-A1 typische Korngrößenverteilung geht aus (Abbildung 6.5 Bild 1 - 3) hervor. Die Verteilung ist in der Regel unimodal bis bimodal mit dem größten Anteil an der Korngröße Mittelsand. Die Schiefe ist dementsprechend vorwiegend symmetrisch (0,067 φ bis -0,002 φ). Geringfügige Abweichungen zu einer positiven und negativen Schiefe sind dennoch festzustellen und abhängig davon, ob innerhalb der Sedimentprobe von Rf-AL-A1 gröbere oder feinere Mittelsande dominieren. Die Sedimente von Rf-AL-A1 enthalten im Bohrkern keine makroskopisch erkennbaren Muscheln oder Schillanteile. Grobe Komponenten wie Kiese sind ebenfalls nicht nachzuweisen. Demgegenüber sind Wurzeln in Verbindung mit organischen Humushorizonten häufig.

Interpretation

Die Radarfazies Rf-AL-A1 wird analog zu der Radarfazies Rf-HO-A1/Rf-SS-A1 aus den Untersuchungsgebieten auf Sylt (vgl. Kapitel 4.3.1) als Dünen-Fazies interpretiert. Eine vergleichbare Radarfazies-Definition ist aus früheren Arbeiten (z. B. Bristow et al. 1996, 2000a, 2000b, 2010a, 2010b; Botha et al. 2003; Girardi & Davis 2010; Harari 1996; Tillmann & Wunderlich 2012) bekannt. Im Untersuchungsgebiet bildet die Dünen-Fazies die jüngste stratigraphische Einheit und zeigt im Radargramm (Abb. 6.4) die für Küstendünen typischen äolischen Sedimentstrukturen der Schräg- und Kreuzschichtung, die durch kleinräumig wechselnde Windrichtungen bedingt sind (McKee 1966; Tucker 1985; van Overmeeren 1998).

Die interne Dünenschichtung setzt sich aus einzelnen sog. „*foresets*“ zusammen und ist von als „*bounding surfaces*“ (vgl. Bristow 2009; Bristow & Pucillo 2006) bezeichneten Schichtflächen unterbrochen. Generell resultiert die interne Struktur und Schichtung von Dünen aus Änderungen des vorherrschenden Windregimes bzw. einer dadurch bedingten Wanderungsbewegung (Davis 1992).

Ein Beispiel für die komplexe interne Geometrie der Dünen im Untersuchungsgebiet zeigt die Vordüne aus GPR-Profil 5 in Abbildung 6.5. Das 130 Meter lange GPR-Transekt wurde im Weißdünengürtel parallel zur Küste gemessen und verläuft von Nordwesten nach Südosten. Der als Sedimentlieferant fungierende Strand (Kniepsand) befindet sich südwestlich der Vordünenkette. Die Düne zeigt zahlreiche einzelne *foresets*-Schichten, die in Sedimentpakete

von bis zu 2 m Mächtigkeit zusammengefasst und durch zahlreiche *bounding surfaces* begrenzt werden. Unterschiedliche Einfallswinkel und Richtungen der *bounding surfaces* lassen kleinräumig wechselnde Windbedingungen vermuten. Diffraktionshyperbeln innerhalb des Dünenkomplexes und an den Oberflächen der *bounding surface* sind häufig und werden in Übereinstimmung mit Beiträgen von Giradi & Davis (2010) und van Dam (2012) als durch Dünensand überdeckte Vegetation (evtl. Strandhaferhorste) interpretiert.

Abbildung 6.5 (Bild D) zeigt einen Ausschnitt der internen Dünenschichtung im Kern einer in das GPR-Transekt eingebrachten Pürkhauersondierung. Die mittleren Korngrößen bewegen sich zwischen 1,092 φ und 1,719 φ. Demzufolge entsprechen alle Schichten Sanden der Mittelsandfraktion und zeigen somit nur geringe Variationen hinsichtlich der Korngröße. Dennoch können schon minimale Änderungen von Korngröße und Kornzusammensetzung der Dünensande Änderungen im Wasserhaushalt der einzelnen Schichten hervorrufen und so im Radargramm zu Reflexionen führen. Auch organische Boden- und Wurzelhorizonte konnten innerhalb der Dünenschichtung nachgewiesen werden. Sie verursachen im Radargramm ebenfalls verstärkte Reflexionen.

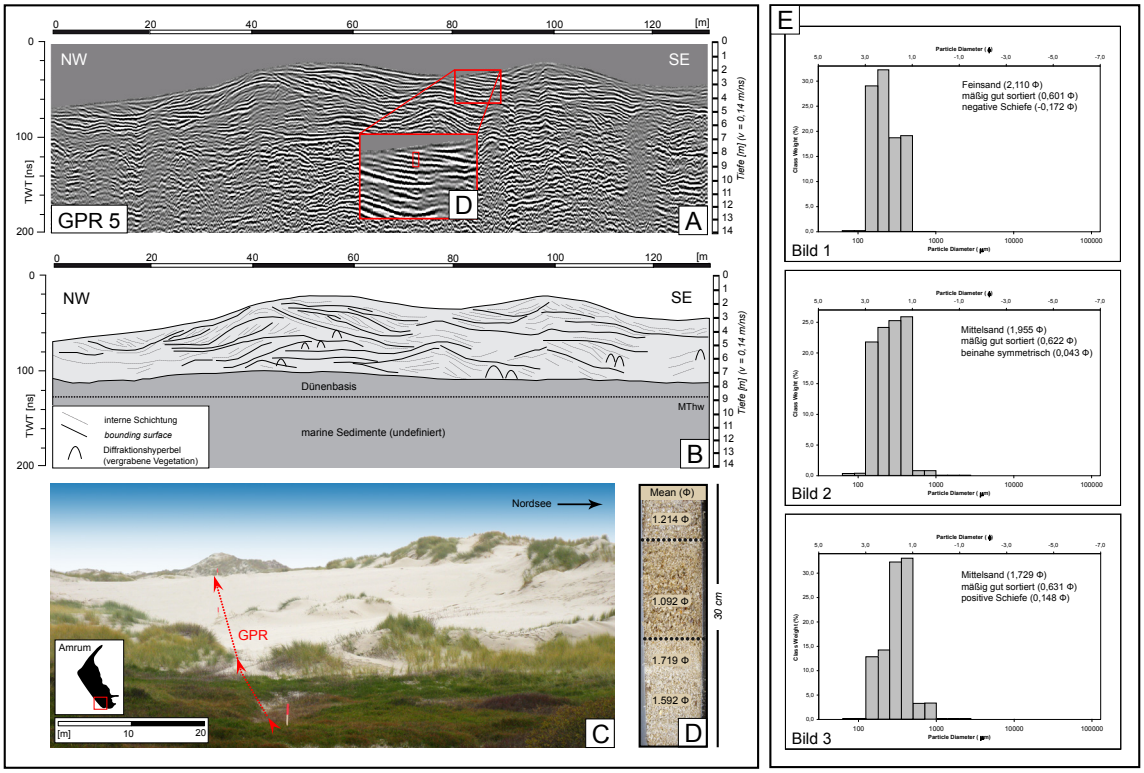


Abb. 6.5: *A: Das Radargramm (200 MHz) zeigt einen Ausschnitt aus GPR-Profil 5. Die Lage von GPR-Profil 5 im Untersuchungsgebiet ist aus Abbildung 6.1 ersichtlich. Für die GPR-Daten wurde ein Basis-Processing aus (static correction, subtract-mean dewow, Bandpassfilter, background removal, gain) angewandt und die Topographie mit Hilfe von dGPS Koordinaten ausgeglichen. Für die trockenen Dünensande wurde eine Durchschnittsgeschwindigkeit von 0,14 m/ns ermittelt. B: Interpretation und Legende. Bounding surfaces sind durch starke Linien gekennzeichnet. Die interne Schichtung ist anhand feiner Linien zu erkennen. C: Foto der Düne mit Lage von GPR-Profil 5. D: Pürkhauer-Bohrung und Korngrößenverteilung innerhalb der Dünen-Fazies. E: Typische Korngrößenstatistik der Dünen-Fazies (Rf-AL-A1) im Untersuchungsgebiet. Bild 1 zeigt mäßig gut sortierten Feinsand mit negativer Schiefe. Bild 2: mäßig gut sortierter Mittelsand mit beinahe symmetrischer Kornverteilungskurve. Bild 3: Mäßig gut sortierter Mittelsand mit positiver Schiefe. Quelle: erweitert nach* Tillmann *et al. (2013).*

Rf-AL-A2 – intertidale Sedimentkörper (*swash bars*)

Radarfazies

Die Reflexionen der Radarfazies Rf-AL-A2 kommen im Radargramm im direkten Verbund mit den Reflexionen der Radarfazies Rf-AL-B3 vor und umfassen den Tiefenbereich von 0 m NN bis -4 m NN. Somit ist Rf-AL-A2 ausschließlich unterhalb des Grundwasserspiegels nachzuweisen. Im Radargramm bilden die Reflexionen von Rf-AL-A2 sowohl konkave, rinnenförmige Hohlformen als auch konvexe Vollformen aus (Abb. 6.4). Hohlformen und Vollformen kommen in unmittelbarer Nachbarschaft zueinander vor und lassen auf einen morphologischen Zusammenhang schließen. Gelegentlich sind innerhalb der Radarfazies von Rf-AL-A2 einzelne Diffraktionshyperbeln festzustellen, die allerdings kein eindeutiges Verteilungsmuster aufweisen.

Sedimentfazies

Hinsichtlich der Sedimentfazies bestehen keine oder nur geringfügige Unterschiede von Rf-AL-A2 und Rf-AL-B3. Dies deutet auf einen morphologischen Zusammenhang oder einen einheitlichen Sedimentationsraum hin. So dominieren schillführende Fein- und Mittelsande (1,00 φ - 2,13 φ), die eine mäßige bis mäßig gute (0,60 φ - 0,97 φ) Sortierung aufweisen. Die Korngrößen sind vorwiegend unimodal und bimodal verteilt, besitzen eine beinahe symmetrische Schiefe und zeigen daher nur geringfügige Abweichungen.

Interpretation

Der direkte Verbund der Reflexionen von Rf-AL-A2 und Rf-AL-B3 im Radargramm deutet auf einen einheitlichen Sedimentationsraum sowie eine ähnliche Genese der durch Rf-AL-A2 und Rf-AL-B3 abgebildeten Sedimentstrukturen hin. Geomorphologisch handelt es sich bei den Radarfazies Rf-AL-A2 und Rf-AL-B3 um einen Strand, der den Tiefenbereich von 0 - 4 m unter NN umfasst.

Im Vergleich zu horizontal lagernden und in der Regel gut geschichteten Wattsedimenten bilden die als Strandsedimente interpretierten Reflexionen von Rf-AL-A2 und Rf-AL-B3 eine typisch unruhige Strandmorphologie aus. Primär wird diese durch die Radarfazies Rf-AL-A2 hervorgerufen, die aufgrund ihrer Reflexionsgeometrien sedimentologisch auf Voll- und Hohlformen hindeutet.

Der interne Aufbau der Vollformen ähnelt dabei der internen Schichtung intertidaler Sedimentkörper (*tidal bars, swash bars*) wie sie heute im Strandbereich vieler Nordseeinseln zu finden sind. Intertidale Sedimentkörper (*intertidal bars* und *swash bars*) zählen nach FitzGerald (2005) zu den typischen Elementen der Strandmorphologie im *foreshore*-Bereich. Die *swash bars* zeigen im Allgemeinen eine durch Wellenenergie induzierte, auf die Küste gerichtete Migrationsrichtung (Hayes 1980; Jackson et al. 2007), die sich im Radargramm durch landwärts einfallende Reflexionen abbildet (Pedersen & Clemmensen 2005). Stratigraphisch kommen diese überwiegend als Vollformen ausgebildeten Sedimentkörper im Verbund mit parallel zur Küstenlinie verlaufenden linearen rinnen- oder wannenförmigen Geländedepressionen vor und gehören zu den temporären Sequenzen innerhalb des Strandprofils (FitzGerald 2005; Greenwood 2005).

Aus dem deutschsprachigen Raum sind diese intertidalen Vollformen mit den in Schäfer (2005: 228 ff.) angesprochenen „Strandriffen" vergleichbar, die als mehrfach aufeinander folgende, strandparallele Sandbänke in der Brecherzone von der senkrecht zur Küsten

auflaufenden Brandung aufgeworfen werden. Die Seeseite der Strandriffe ist flach. Auf der Landseite bilden die steil einfallenden (18° - 30°) Riffstirnschichten mit landwärts orientierten Anlagerungsflächen eine parallele Schrägschichtung aus (Schäfer 2005).

Oft sind diese vorwiegend aus Sand aufgebauten intertidalen Sedimentkörper stratigraphisch in das Strandprofil eingebaut und aufgrund des geringen morphologischen und sedimentologischen Unterschiedes zum Strand (Jackson et al. 2007) nur schwer anhand von Bohrungen zu identifizieren. Die Entstehung und Anlagerung von *swash bars* an den Strand ist vor allem auf ruhige Phasen zwischen oder nach Sturmfluten zurückzuführen (Jackson et al. 2007; Tanner 1995). Während den Sturmfluten werden die intertidalen Sedimentkörper zum Teil ausgeräumt, aufgearbeitet oder in ihrem oberen Bereich gekappt, sodass ein durch Wellen- und Brandungserosion bedingtes ebenes Strandprofil entsteht (FitzGerald 2005; Jackson et al. 2007).

Vollformen und Geländedepressionen wechseln sich innerhalb der Radarfazies Rf-AL-A2 ab und sind mit der in (Greenwood 2005) beschriebenen typischen *ridge-and-runnel*-Topographie einiger Strände vergleichbar. Die konvexen Vollformen der *intertidal bars* oder *swash bars* repräsentieren dabei die Sedimentrücken (*ridges*). Rinneförmige Reflexionen entsprechen den sog. *runnels,* die von Schäfer (2005) auch als „Strandpriele" bezeichnet werden.

Die *ridge-and-runnel*-Strukturen kommen in Verbindung mit den annähernd horizontalen Reflektoren von Rf-AL-B3 vor, die als nahezu söhlig lagernde, leicht in Richtung Meer einfallende Strandsandschichten gedeutet werden. Diese zeigen die von Schäfer (2005: 228) als „Hochenergie-Parallelschichtung" bezeichnete interne Sedimentstruktur. Die Ablagerung intertidaler Sedimentkörper erfolgt vorzugsweise in den Ruhephasen zwischen einzelnen Sturmfluten. Wiederkehrende Sturmfluten sorgen teilweise für die Erosion der intertidalen Vollformen und für die anschließende Ausbildung eines zeitweilig ebenen Strandprofils (Jackson et al. 2007).

Rf-AL-A3 – Progradations-Fazies

Radarfazies

Die Radarfazies Rf-AL-A3 gehört zu den einfallenden Reflexionen und setzt sich aus sigmoidal bis oblique tangential geformten Reflexionen zusammen, die in einzelne Radarschichtpakete zusammengefasst sind. Rf-AL-A3 ist ausschließlich unterhalb des Grundwasserspiegels (Rf-AL-B1) nachzuweisen. Die Reflektoren von Rf-AL-A3 verlaufen kontinuierlich bis mäßig kontinuierlich und sind von mittlerer bis starker Amplitude. Die gebündelten Reflektoren enden in der Regel mit einem *downlap* und ze igen ein nach Westen gerichtetes Einfallen.

Sedimentfazies

Die Radarfazies Rf-AL-A3 wurde an keiner Stelle direkt durch Bohrungen durchteuft, sodass kein Sedimentmaterial von Rf-AL-A3 gewonnen und beprobt werden konnte. Die Reflektoreigenschaften und Reflexionsgeometrien von Rf-AL-A3 sind allerdings vergleichbar mit der Radarfazies Rf-HO-A2a, Rf-HO-A2b und Rf-SS-A5 aus den Untersuchungsgebieten auf Sylt (vgl. Kapitel 4.3.1). Die Reflektoreigenschaften und Reflexionsgeometrien sowie der Vergleich ähnlicher Reflexionsmuster (Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b, 2012) lassen jedoch eine sandige Sedimentfazies vermuten.

Interpretation

Die sigmoidale Form der Reflexionen sowie die oblique tangentiale Beziehung der Reflektoren zueinander deuten auf eine progradierende Schichtung der Sedimente von Rf-AL-A3 hin. Die in Radarschichtpakete gebündelten Reflexionen lassen auf eine strömungsbedingte Anlagerung einzelner sandiger Sedimentpakete schließen. Das Vorkommen von Rf-AL-A3 unterhalb des Grundwasserspiegels lässt zudem rein marine Sedimente vermuten.

Rf-AL-B1 – Grundwasserspiegel

Radarfazies und Interpretation

Rf-AL-B1 markiert einen horizontalen, durchgehenden Hauptreflektor, der der Position des Grundwasserspiegels entspricht und folglich als solcher interpretiert wird. In den gezeigten Radargrammen befindet sich der Grundwasserspiegel Rf-AL-B1 im Liegenden oder innerhalb der Dünen-Fazies (Rf-AL-A1) und teilt die Radargramme hinsichtlich ihrer elektromagnetischen Eigenschaften in einen wassergesättigten unteren und einen wasserungesättigten oberen Teil. Bedingt durch die hohe Leitfähigkeit und den starken dielektrischen Kontrast von wassergesättigten und wasserungesättigten Sedimenten zeigt der Reflektor des Grundwasserspiegels eine starke Amplitude. Im Bereich des heutigen Kniepsandes geht der Grundwasserspiegel mit Annäherung an die MThw-Linie im Westen in salzhaltiges Brack- und Meerwasser über. Der Kontaktbereich zwischen Meer- und Grundwasser zeigt sich in den Georadardaten durch eine allgemeine Abschwächung der Reflexionen im Untergrund sowie eine nach Westen verringerte Erkundungstiefe.

Rf-AL-B2 – Watt-Fazies

Radarfazies

Die Radarfazies Rf-AL-B2 umfasst horizontal planare Reflektoren, die zueinander annähernd parallel orientiert sind. Die einzelnen Reflektoren verlaufen kontinuierlich bis mäßig kontinuierlich und zeigen eine mittlere bis schwache Amplitude (Abb. 6.4). Rf-SS-B2a ist ausschließlich unterhalb des Grundwasserspiegels im Tiefenbereich zwischen -3,5 m NN bis -7 m NN zu finden.

Sedimentfazies

Sedimente der Radarfazies Rf-AL-B2 wurden durch die Bohrung AL6 abgeteuft und durch diese komplett durchdrungen. Rf-AL-B2 besteht aus einer sehr feinschichtigen Wechsellagerung von Feinsand und Silt mit eingeschalteten Tonlagen. Damit umfasst die Radarfazies Rf-AL-B2 die feinkörnigsten Sedimente des Arbeitsgebietes. Das Korngrößenspektrum der gemessenen Sedimentproben variiert zwischen feinem Mittelsand (1,89 φ) und feinem Silt (7,07 φ). Der Anteil an reinem Ton beträgt zwischen 4,2 % - 40,7 %. Die Sortierung der feinkörnigen Sedimente aus der Feinsand- und Silt-Fraktion ist mäßig gut (0,59 φ) bis sehr schlecht (3,17 φ). Eingeschaltete Mittelsand-Lagen sind mit Werten von 0,60 φ - 0,62 φ besser sortiert. Die Korngrößenverteilung ist bimodal und zeigt neben dem Maximum im Feinsandbereich auch einen deutlichen Anteil an Ton. Die Sedimentfarbe ist grau bis schwarz. Es lassen sich zahlreiche gut erhaltene ca. 2 - 4 mm große Gehäuse der Wattschnecke (*Hydrobia ulvae*) sowie vereinzelte Mangan-Konkretionen nachweisen.

Interpretation

Im Radargramm ist Rf-AL-B2 durch horizontale Reflektoren gekennzeichnet, die auf eine ungestörte Sedimentation in horizontalen Schichten hindeuten. Im Bohrkern wird diese durch eine feinschichtige Lamination von Feinsand, Silt und Ton bestätigt. Die dunkle Sedimentfarbe, der Gehalt an organischer Substanz und Mangan lassen auf eine Sedimentation unter reduzierenden Bedingungen schließen. Die überwiegend feinen Korngrößen von Feinsand und Silt sowie der insgesamt hohe Tongehalt zwischen 4,2 % - 40,7 % sprechen für ein geringes energetisches Strömungsregime zur Zeit der Sedimentation. Gemäß der gebräuchlichen Klassifizierung nach Sindowski (1973, 1979) werden die Sedimente von Rf-AL-B2 als feinsandiges Mischwatt bis Schlickwatt interpretiert. Zahlreiche Gehäuse der Wattschnecke (*Hydrobia ulvae*) bestätigen diesen Lebens- und Sedimentationsraum.

Rf-AL-B3 – Strand-Fazies

Radarfazies

Die Radarfazies Rf-AL-B3 ist im Radargramm in direktem Verbund mit Reflexionen der Radarfazies Rf-AL-A2 zu finden. Im Gegensatz Rf-AL-A2 verlaufen die einzelnen Reflektoren von Rf-AL-B3 horizontal. Sie verhalten sich zueinander parallel bis subparallel und sind von mittlerer bis schwacher Amplitude. Wie schon die Radarfazies Rf-AL-A2 umfasst auch Rf-AL-B3 den Tiefenbereich zwischen 0 m und -4 m NN und kommt damit ausschließlich unterhalb des Grundwasserspiegels vor.

Sedimentfazies

Sedimente der Radarfazies Rf-AL-B3 umfassen schillführende Sande aus der Kornfraktion Feinsand und Mittelsand. Die durchschnittliche Korngröße bewegt sich zwischen 1,00 φ und 2,13 φ. Mit Werten zwischen 0,60 φ und 0,97 φ sind die Sande von Rf-AL-B3 von einer mäßigen bis mäßig guten Sortierung. Die Kornverteilung ist unimodal und bimodal und zeigt nur geringe Abweichungen von der beinahe symmetrischen Schiefe. Eingeschaltete Schillhorizonte innerhalb der Strand-Fazies sind dagegen von schlechter Sortierung (1,35 φ) und weisen eine polymodale Kornverteilung auf. In Bohrungen ließen sich Oxidations- und Reduktionszonen innerhalb der Sedimentfazies von Rf-AL-B3 belegen. Die Oxidationszonen sind durch Rostflecken und die eisenhaltige Umkrustung von Sandkörnern und -konkretionen gekennzeichnet.

Interpretation

Zusammen mit der Radarfazies Rf-AL-A2 umfasst die Radarfazies Rf-AL-B3 den Sedimentationsraum Strand. Rf-AL-A2 bildet im Radargramm die in das Strandprofil eingeschalteten intertidalen Sedimentkörper (*swash bars*) ab. Diese sind für die im Arbeitsgebiet typische unruhige Strandmorphologie, welche aus einer Kombination von Vollformen und Geländedepressionen (*ridge-and-runnel*-Strukturen) bestehen, verantwortlich. Dagegen besteht Rf-AL-B3 aus vorwiegend parallelen, horizontalen Reflektoren, die als annähernd söhlig lagernde, leicht in Richtung Meer einfallende Strandsandschichten gedeutet werden. Diese lassen sich mit der von Schäfer (2005: 228) als „Hochenergie-Parallelschichtung" bezeichneten internen Sedimentstruktur vieler Strände vergleichen.

Rf-AL-C1 – Geschiebenester im Geestkern

Radarfazies

Kennzeichnend für die Radarfazies von Rf-AL-C1 sind zahlreiche, sich zum Teil überlagernde Diffraktionshyperbeln, die in den Radargrammen ein chaotisches, wellenförmiges Reflexionsmuster hinterlassen. Rf-AL-C1 ist ausschließlich unterhalb des Grundwasserspiegels sowie unterhalb der Radarschichtfläche von Rf-AL-D1 nachzuweisen und kommt häufig in der Nachbarschaft zu den Reflexionen von Rf-AL-C2 vor.

Interpretation

Das Vorkommen von Rf-AL-C1 unterhalb der Radarschichtfläche von Rf-AL-D1 deutet auf Sedimentstrukturen innerhalb des pleistozänen Geestkerns hin. Chaotische, wellenförmige Reflexionsmuster in Kombination mit zahlreichen Diffraktionshyperbeln wurden auch in Jakobsen & Overgaard (2002) und Van Overmeeren (1998) mit glazialen Sedimenten in Verbindung gebracht.

Auf Amrum bestehen die Sedimente der Saale-Eiszeit vorwiegend aus fluvioglazialen Schmelzwassersanden (vgl. Meier 1987; Voigt 1969) und stark sandigem Geschiebelehm (Jessen 1932). Kalkhaltiger, toniger Geschiebemergel, wie er am Roten Kliff im Westen Sylts oder am Goting Kliff auf Föhr ansteht, ist auf Amrum nicht nachzuweisen. Nach Krause (1913) sind die Ablagerungen der Geest auf Amrum ursprünglich durch „Ausschlämmung" aus einer aufbereiteten Grundmoräne hervorgegangen und bestehen heute aus partiell geschichteten, geröllreichen Sanden. Der Blockreichtum Amrums im Vergleich zu den Geestkernen der Nachbarinseln spricht ebenfalls für das Hervorgehen aus einer Grundmoräne (Krause 1913).

Der Geestkern der Insel Amrum zeichnet sich demnach besonders durch einen überdurchschnittlichen Geschiebereichtum aus. Bereits Zeise (1891) zitiert in Jessen (1932) spricht von „geschiebereichem Decksand". Jessen (1932) weist seinerseits auf das Vorkommen sog. „Geschiebenester" im Geestkern Amrums hin. Diese bilden eine Konzentration von Geschieben der „Faustgröße und größer" (Jessen 1932), die sich im Radargramm deutlich in Form von Diffraktionshyperbeln abbilden. Unter Rf-AL-C1 werden diese Geschiebeansammlungen innerhalb des Inselgeestkerns zusammengefasst.

Rf-AL-C2 – Geestkern-Fazies

Radarfazies

Die Radarfazies Rf-AL-C2 zeigt schwache, diskontinuierliche Reflexionen, die insgesamt ein chaotisches Reflexionsmuster bilden (Abb. 6.4). Diffraktionshyperbeln innerhalb der Radarfazies von Rf-AL-C2 sind häufig und in der Regel chaotisch innerhalb der Radarfazies verteilt. Eine untere Grenze von Rf-AL-C2 ist in den Radargrammen aufgrund verstärkter Dämpfung mit zunehmender Untergrundtiefe nicht auszumachen. Auch Rf-AL-C2 ist ausschließlich unterhalb des Grundwasserspiegels (Rf-AL-B1) und unter der Radarschichtfläche (Rf-AL-D1) nachzuweisen.

Sedimentfazies

Das Amrumer Pleistozän, sofern es anhand der freiliegenden Geestoberfläche, der aufgeschlossenen Kliffabbrüche und durch die durchgeführten Bohrungen bestimmt werden

konnte, besteht aus Sand- und Kiesschichten mit eingelagerten Geschieben. Die Geestkern-Fazies Rf-AL-C2 wurde durch die Bohrungen AL1, AL2 und AL6 in unterschiedlichen Tiefen abgeteuft und setzt sich aus stark glimmerhaltigen Fein- und Mittelsanden zusammen. Es dominiert der helle Glimmer (Muskovit). Die durchschnittliche Korngröße der Geest-Sande beträgt 1,34 φ und 2,77 φ. Die Sortierung ist mit Werten zwischen 0,95 φ und 0,52 φ mäßig bis mäßig gut und ist an der Oberfläche der Geest zunehmend schlechter. Es dominieren unimodale und bimodale Korngrößenverteilungen. Vereinzelt ließen sich im Bohrkern moderat gerundete Kiese nachweisen. Muscheln oder Schillanteile konnten dagegen nicht bestätigt werden.

Interpretation

Die Radarfazies Rf-AL-C2 entspricht der internen Struktur und Schichtung im Geestkern, die sich bedingt durch geringe Materialunterschiede in Form von Reflexionen im Radargramm abzeichnet. Ursache der internen Struktur im Geestkern können sowohl primäre fluvioglaziale Sedimentationsprozesse als auch die periglaziale Umformung des oberflächennah anstehenden Geestkerns sein. Im Gegensatz zum zentralen Sylter Geestkern bei Kampen ist der Geestkern der Insel Amrum weniger tonhaltig und setzt sich vorwiegend aus fluvioglazialen Schmelzwassersanden und stark sandigem Geschiebelehm zusammen. (vgl. Jessen 1932; Meier 1987; Voigt 1969). Durch die geringen Tonanteile wurden innerhalb der Geestkern-Fazies von Amrum beachtliche Erkundungstiefen von bis zu 350 ns TWT bzw. 13,5 m Tiefe erreicht (Tillmann & Wunderlich 2012). Auf Sylt konnten durch Tillmann & Wunderlich (2012) auf der Geest bei Kampen dagegen nur Eindringtiefen des elektromagnetischen Signals von 100 ns TWT bzw. 5 m Tiefe erreicht werden.

Rf-AL-D1 – Geestkernoberfläche

Radarfazies

Die nach Westen einfallende Radarschichtfläche Rf-AL-D1 zeichnet sich durch einen kontinuierlichen Hauptreflektor mit starker Amplitude aus, der ausschließlich unterhalb des Grundwasserspiegels verläuft. An der Basis des Hauptreflektors sind zahlreiche Diffraktionshyperbeln konzentriert. Unterhalb der Radarschichtfläche kommen Reflexionen von Rf-AL-C1, Rf-AL-C2 und Rf-AL-D2 vor.

Sedimentfazies

Die Radarschichtfläche von Rf-AL-D1 wurde durch die Bohrungen AL1, AL2 und AL6 durchteuft und besteht im Bohrkern aus Mittelsanden mit einer durchschnittlichen Korngröße von 1,34 φ - 1,81 φ die in Kombination mit größeren, moderat gerundeten Kiesen vorkommen. In Bohrung AL6 ließen sich im Bereich der Radarschichtfläche Wurzeln und andere Vegetationsreste nachweisen, die auf einen terrestrischen Sedimentationsraum bzw. eine ehemalige Landoberfläche hindeuten. Die Sedimente dieser Geestkernoberfläche sind mit Werten zwischen 1,45 φ - 1,53 φ in der Regel etwas schlechter sortiert als die Sedimente, die mittels Bohrungen aus dem inneren des Geestkerns abgeteuft wurden.

Interpretation

Die Radarschichtfläche von Rf-SS-D3 markiert die Oberfläche des nach Westen abtauchenden Inselgeestkerns und stellt zugleich die Grenze zwischen dem Holozän im Hangenden und

dem Pleistozän im Liegenden dar. Die im Radargramm an der Basis der Radarschichtfläche konzentrierten Diffraktionshyperbeln entsprechen Geschieben, die sich an der Geestkernoberfläche deflationsbedingt angereichert und dort eine Steinsohle ausgebildet haben. Eine Anreicherung von gröberen Korngrößen und Kiesen an der Geestoberfläche ist auch im Bohrkern zu erkennen. Einzelheiten zur Entstehung einer Steinsohle auf der Geest sind in Kapitel 2.2.1 zusammengefasst.

Rf-AL-D2 – fossile Kliffs

Radarfazies

Rf-AL-D2 zeigt im Radargramm eine steil einfallende Radarschichtflächenkonfiguration mit starker Amplitude und kontinuierlichem Verlauf. Diffraktionshyperbeln lassen sich sowohl an der Basis sowie im Hangenden der Radarschichtfläche nachweisen.

Sedimentfazies

Die Radarschichtfläche Rf-AL-D2 wurde durch die Bohrung AL2 durchdrungen. Charakteristisch für Rf-AL-D2 ist eine starke Anreicherung von moderat bis gut gerundeten Kiesen. Hinsichtlich der Korngröße besteht die Radarschichtfläche aus Grobsand (0,73 φ), der eine schlechte Sortierung (1,26 φ) aufweist.

Interpretation

Unter Rf-AL-D2 werden Strukturen zusammengefasst, die an der Oberfläche des Geestkerns entstanden sind und sich in diesen an einigen Stellen lateral eingeschnitten haben. Die konkaven Erosionsstrukturen werden als fossile Kliffabbrüche im Bereich des Geestkerns interpretiert. Diese fossilen Kliffs entstanden infolge sturmflutbedingter Erosion am nach Westen abtauchenden Inselgeestkern. Brandungserosion führte am Geestkern zur Ausbildung von Brandungshohlkehlen und damit zur Kliffbildung.

Diffraktionshyperbeln zeugen sowohl an der Basis sowie im Hangenden der Radarschichtfläche von Rf-AL-D2 von Geschieben. Die an der Basis konzentrierten Hyperbeln entsprechen Geschiebeansammlungen am Fuße des Kliffs. Schwerkraftbedingte Denudation von lockeren Geschieben und Kliffmaterial an den durch Sturmfluterosion versteilten Kliffhängen ist wahrscheinlich. Daher sind Geschiebe in Form von Diffraktionshyperbeln auch in der Hangrutschmasse enthalten. Hinsichtlich der Radarfazies und Sedimentfazies besteht kein bedeutender Unterschied zwischen dem anstehenden Geestkern und dem in der Hangrutschmasse enthaltenen Abbruchmaterial.

6.3.2 Georadar-Profile

Eine Besonderheit der Georadar-Profile im Untersuchungsgebiet Amrum Leuchtturm sind materialbedingte Geschwindigkeitsänderungen sowohl in vertikaler als auch in lateraler Richtung. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit innerhalb trockener Dünensande beträgt 0,14 m/ns - 0,11 m/ns. In wassergesättigten Dünen- und Strandsanden unterhalb des Grundwasserspiegels verringert sich die Ausbreitungsgeschwindigkeit auf 0,09 m/ns - 0,07 m/ns. Innerhalb der saaleeiszeitlichen Geschiebeablagerungen wurden lediglich Ausbreitungsgeschwindigkeiten von 0,05 m/ns - 0,08 m/ns erreicht.

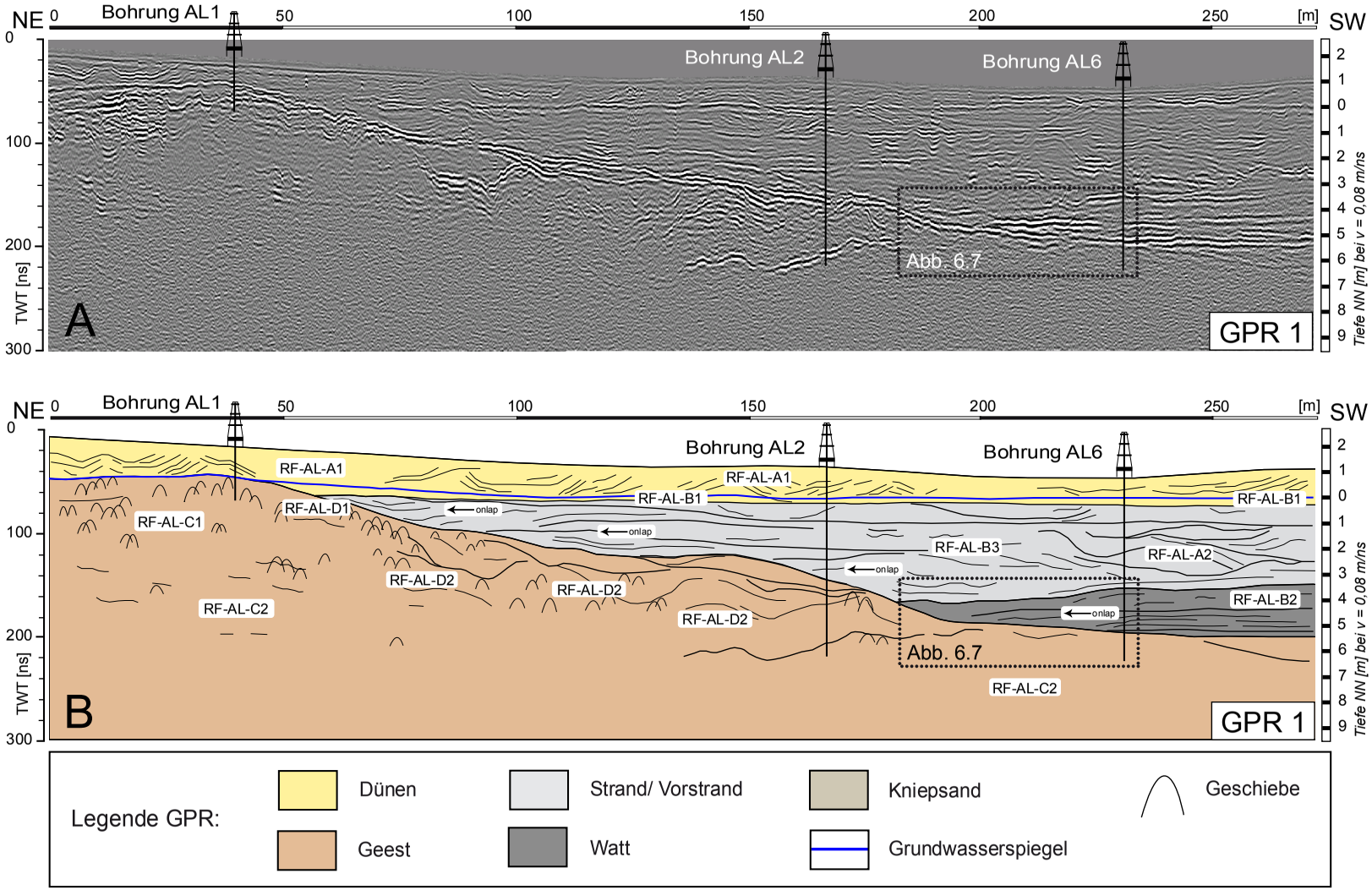


Abb. 6.6: *GPR-Profil 1 und Position der Bohrungen AL1, AL2 und AL6. Die Lage von GPR-Profil15 im Untersuchungsgebiet geht aus Abbildung 6.1 hervor. A: Für die GPR-Daten wurde ein Basis-Processing aus (static correction, subtract-mean dewow, Bandpassfilter, background removal, gain und Migration) angewandt und die Topographie mit Hilfe von dGPS Koordinaten ausgeglichen. B: Radarfazies und Interpretation von GPR-Profil 1. Die Legende gilt auch für alle weiteren GPR-Profile dieses Kapitels. Quelle:* Tillmann *et al. (2013).*

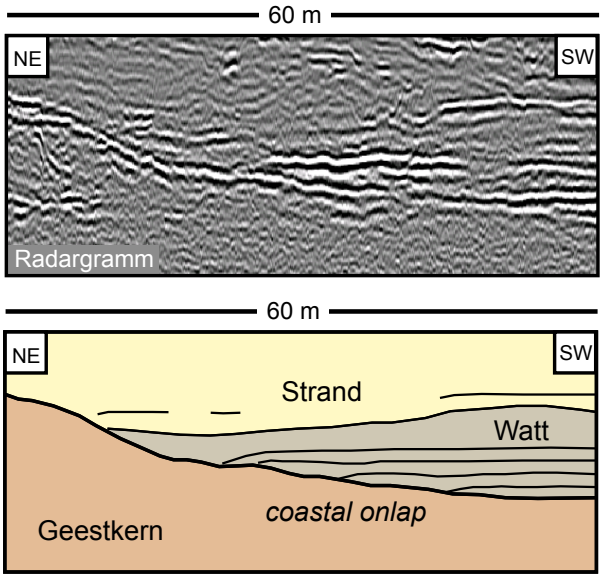


Abb. 6.7: *Der vergrößerte Ausschnitt aus GPR-Profil 1 zeigt die coastal-onlap-Konfiguration der Reflexionen im Detail. Die Position des Ausschnitts im Radargramm sowie die Legende sind in Abbildung 6.6 dargestellt. Quelle:* Tillmann *et al. (2013).*

Auch die Wattsedimente zeichnen sich durch geringe Laufzeiten von 0,06 m/ns - 0,04 m/ns aus. Für die Berechnung eines einheitlichen Maßstabes wurde eine durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,08 m/ns zugrunde gelegt.

In den Georadar-Profilen wurde eine maximale Erkundungstiefe von 300 ns - 400 ns TWT erreicht. Dies entspricht im Gelände einer tatsächlichen Tiefe von 8 m - 9 m unter NN. Alle GPR-Profile wurden auf natürlichem, sandigem Untergrund im Dünengelände gemessen. Hinsichtlich der Vegetation dominieren Strandhafer (*Ammophila arenaria*) und Heidevegetation (*Empertrum nigrum*, *Calluna vulgaris*).

Die GPR-Profile 1 - 3 orientieren sich am Verlauf des zum Strand führenden Fußweges und wurden mit einer Messrichtung von Nordosten nach Südwesten aufgenommen (Abb. 6.1). Die drei Profile reihen sich nahtlos aneinander und stellen auf diese Weise ein insgesamt 810 m langes Transekt dar.

Die Profile GPR 4 und GPR 5 verlaufen annähernd senkrecht zu den Profilen GPR 1 - 3. Das GPR-Profil 4 wurde von Nordwest nach Südosten eingemessen. GPR-Profil 5 verläuft von Südost nach Nordwest und wurde bereits im Zusammenhang mit der Dünen-Fazies thematisiert.

GPR-Profil 1, GPR-Profil 2 und GPR-Profil 4

In den GPR-Profilen 1 und 2 (Abb. 6.6 und Abb. 6.8) lassen sich alle und in GPR-Profil 4 (Abb. 6.9) insgesamt 4 Radarfazies und Radarschichtflächen des Untersuchungsgebietes nachweisen. Der obere Profilbereich wird in allen drei Profilen ausschließlich von Reflexionen der Radarfazies Rf-AL-A1 eingenommen. Innerhalb der Radarfazies Rf-AL-A1 verläuft der annähernd horizontale Hauptreflektor von Rf-AL-B1. Dieser trennt in GPR-Profil 4 sowie im Nordsosten von GPR-Profil 1 die Radarfazies Rf-AL-A1 von der Radarfazies Rf-AL-C1 und Rf-AL-C2 im Liegenden. Rf-AL-C1 und Rf-AL-C2 besitzen beide ein chaotisches Reflexionsmuster. Rf-AL-C1 zeigt zudem im Radargramm eine Konzentration von Diffraktionshyperbeln. Besonders deutlich ist dies in den GPR-Profilen 1 und 4 (Abb. 6.6 und Abb. 6.9) erkennbar.

Im südwestlichen Profilbereich von GPR-Profil 1, ab einer Entfernung von 60 m vom Startpunkt, finden sich im Liegenden von Rf-AL-A1 Reflexionen der Radarfazies Rf-AL-B3 und Rf-AL-A2. Während Rf-AL-B3 vorwiegend horizontale, nahezu parallele Reflektoren umfasst, beinhaltet Rf-AL-A2 zum Teil auch wellenförmige bis leicht geneigte Reflexionen. Die benachbarten Reflexionen von Rf-AL-B3 und Rf-AL-A2 kommen in einem Tiefenbereich von bis zu -3,5 m NN vor. Rf-AL-B3 ist vor allem in GPR-Profil 1 nachzuweisen, während Rf-AL-A2 in GPR-Profil 2 und am südwestlichen Profilende von GPR 1 besonders evident ist.

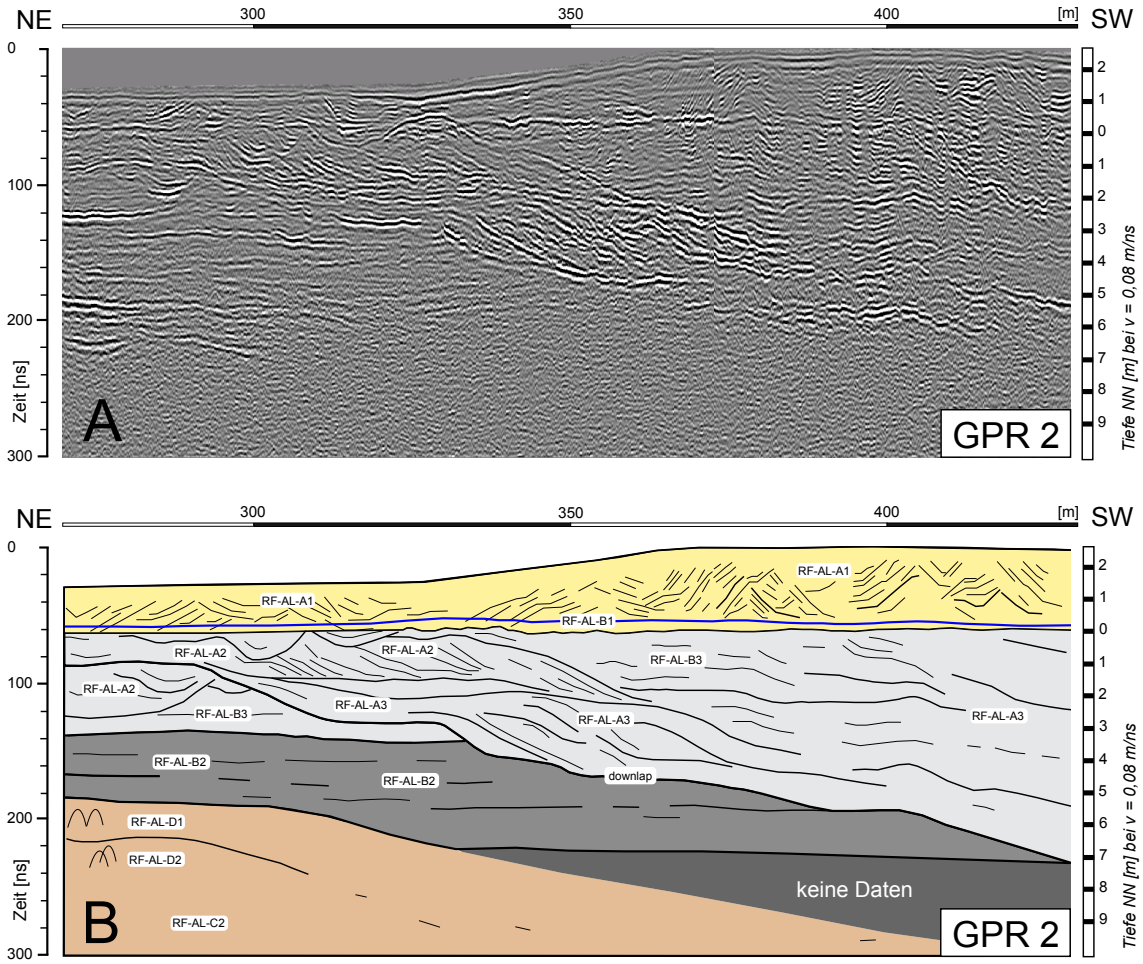


Abb. 6.8: *Das GPR-Profil 2 stellt die unmittelbare Verlängerung von GPR-Profil 1 dar. Die Lage von GPR-Profil 2 im Untersuchungsgebiet ist aus Abbildung 6.1 ersichtlich. A: Für das Radargramm wurde ein Basis-Processing aus (static correction, subtract-mean dewow, Bandpassfilter, background removal, gain und Migration) angewandt und die Topographie mit Hilfe von dGPS Koordinaten ausgeglichen. B: Radarfazies und Interpretation von GPR-Profil 2. Die Legende ist in Abbildung 6.6 dargestellt.*

In GPR-Profil 2 gehen die Reflexionen von Rf-AL-B3 und Rf-AL-A2 ab dem Profilmeter 300 in Reflexionen der Radarfazies Rf-AL-A3 über. Diese sind von ihrer Amplitude her stärker ausgebildet und zeigen ein nach Südwesten gerichtetes Einfallen.

Die horizontalen, annähernd parallelen Reflektoren von Rf-AL-B2 und Rf-AL-B3 enden im Nordosten von Profil 1 mit einer deutlich ausgeprägten *onlap*-Konfiguration auf der Radarschichtfläche Rf-AL-D1. Besonders deutlich ist dies in Abbildung 6.7 ersichtlich, die einen vergrößerten Ausschnitt aus GPR-Profil 1 (Abb. 6.6) darstellt. Der *onlap* von Rf-AL-B3 vollzieht sich in einem Tiefenbereich zwischen -0,15 m und -4 m NN (60 ns - 160 ns TWT). Im Liegenden von Rf-AL-B3 in einer Tiefe von -4 m bis -7 m NN (160 ns - 220 ns TWT) enden die Reflektoren von Rf-AL-B2 ebenfalls durch eine *onlap*-Konfiguration auf Rf-AL-D1.

Auffällig ist, dass die Profilbereiche im Liegenden der Radarfazies Rf-AL-B2 insgesamt nur schwache Reflexionen zeigen. Besonders deutlich wird dies im südwestlichen Profilbereich von GPR-Profil 2. Dort konnten ab einer Tiefe von -7 m NN (220 ns TWT) kaum mehr Reflexionen empfangen werden. Es wird angenommen, dass das Material von Rf-AL-B2 eine

starke Dämpfung auf den Untergrund ausübt. Ein sich fortsetzendes Einfallen bzw. Abtauchen der Radarschichtfläche von Rf-AL-D1 in südwestliche Richtung wird dennoch angenommen.

Besondere Strukturen innerhalb der GPR-Profile 1 und 2 (Abb. 6.6 und Abb. 6.8) stellen die unter Rf-AL-D2 zusammengefassten Reflexionen dar. Diese steil einfallenden Radarschichtflächen treten im Radargramm durch ihre starke Amplitude hervor und schneiden sich in die Reflexionen von Rf-AL-C2 ein. Diffraktionshyperbeln sind sowohl an der Basis als auch im Hangenden von Rf-AL-D2 konzentriert.

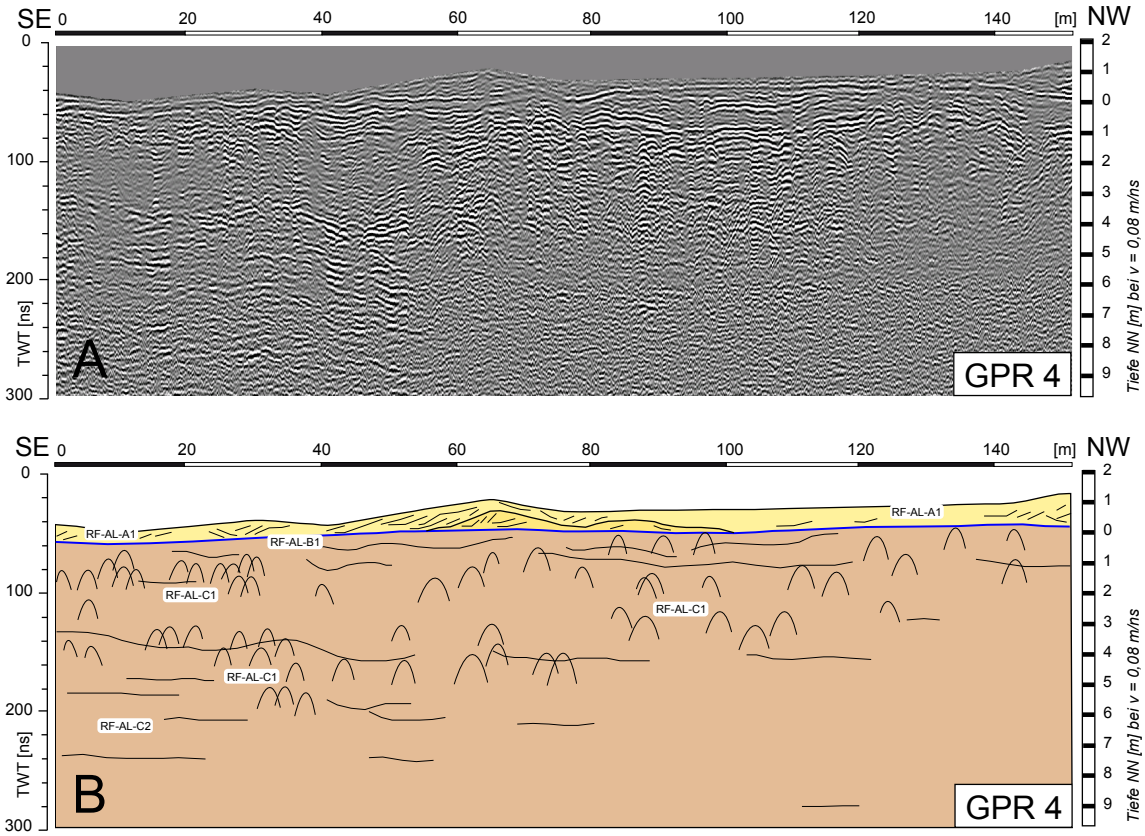


Abb. 6.9: *Das GPR-Profil 4 wurde im rechten Winkel zu GPR-Profil 1 gemessen. Zur genauen Position von GPR-Profil 4 siehe Abbildung 6.1. Für das Radargramm wurde ein Basis-Processing aus (static correction, subtract-mean dewow, Bandpassfilter, background removal und gain) angewandt und die Topographie mit Hilfe von dGPS Koordinaten ausgeglichen. B: Radarfazies und Interpretation von GPR-Profil 2. Die Legende ist in Abbildung 6.6 dargestellt.*

GPR-Profil 3

Das GPR-Profil 3 (Abb. 6.10) stellt die unmittelbare Verlängerung der GPR-Profile 1 und 2 in südwestliche Richtung dar und umfasst den Profilbereich zwischen 460 m und 810 m Länge (siehe Abb. 6.1). Um die Kontinuität zu wahren, wurde das Transekt direkt über den Kamm der Vordüne gelegt und endet im Südwesten auf dem heutigen Kniepsand.

Auch in GPR-Profil 3 wird der oberste Abschnitt von Reflexionen der Radarfazies Rf-AL-A1 eingenommen. Im südwestlichen Profilbereich ist eine verstärkte Signaldämpfung und die damit einhergehende Verringerung der Erkundungstiefe zu beobachten.

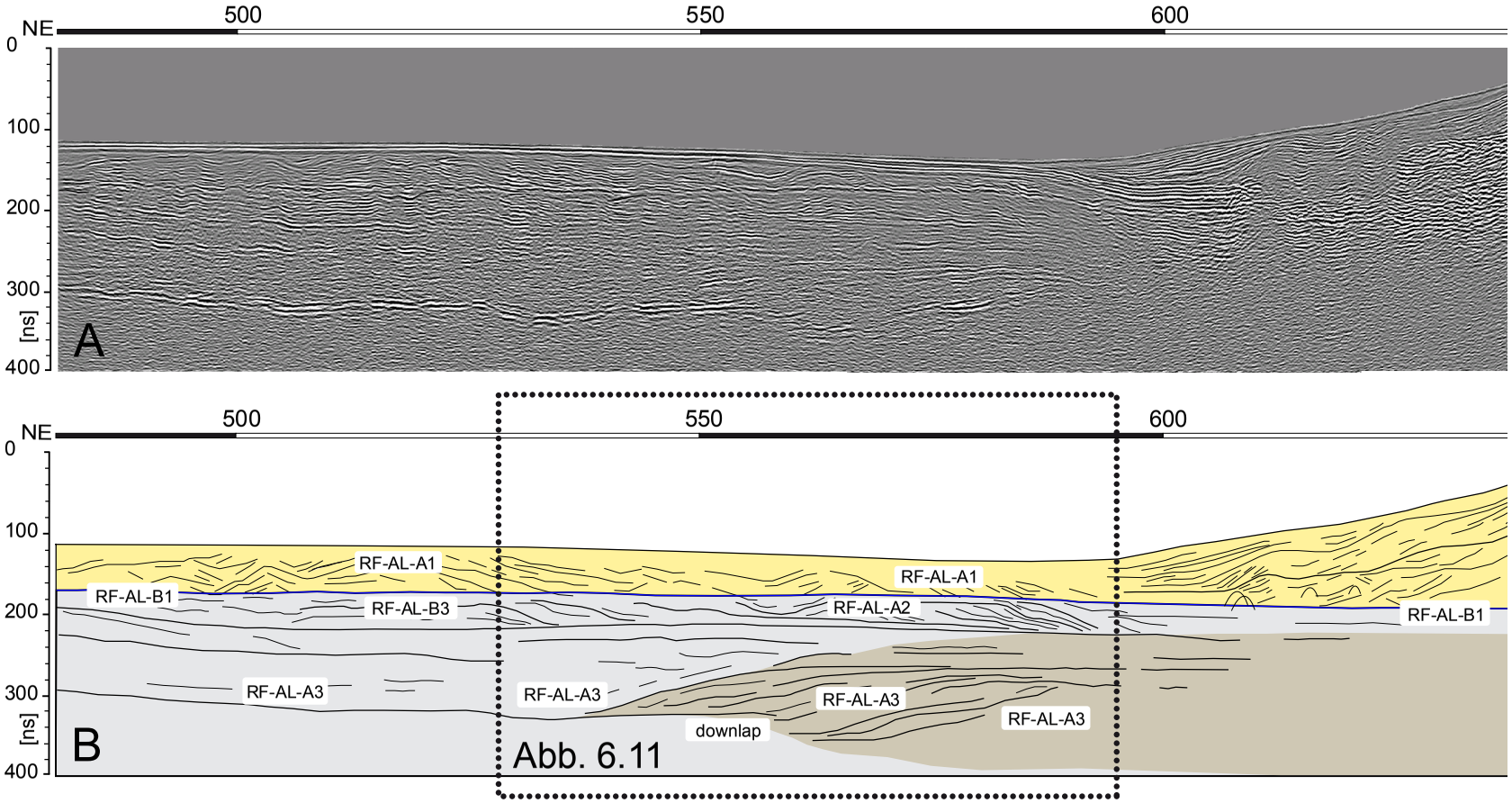


Abb. 6.10 Teil 1: *Anfang von GPR-Profil 3. Das GPR-Profil 3 stellt die Verlängerung von GPR-Profil 2 dar. Zur Lage von GPR-Profil 3 im Untersuchungsgebiet siehe Abbildung 6.1. A: Für das Radargramm wurde ein Basis-Processing aus (static correction, subtract-mean dewow, Bandpassfilter, background removal, gain und Migration) angewandt und die Topographie mit Hilfe von dGPS Koordinaten ausgeglichen. B: Radarfazies und Interpretation von GPR-Profil 3. Legende siehe Abbildung 6.6. Quelle:* Tillmann *et al. (2013).*

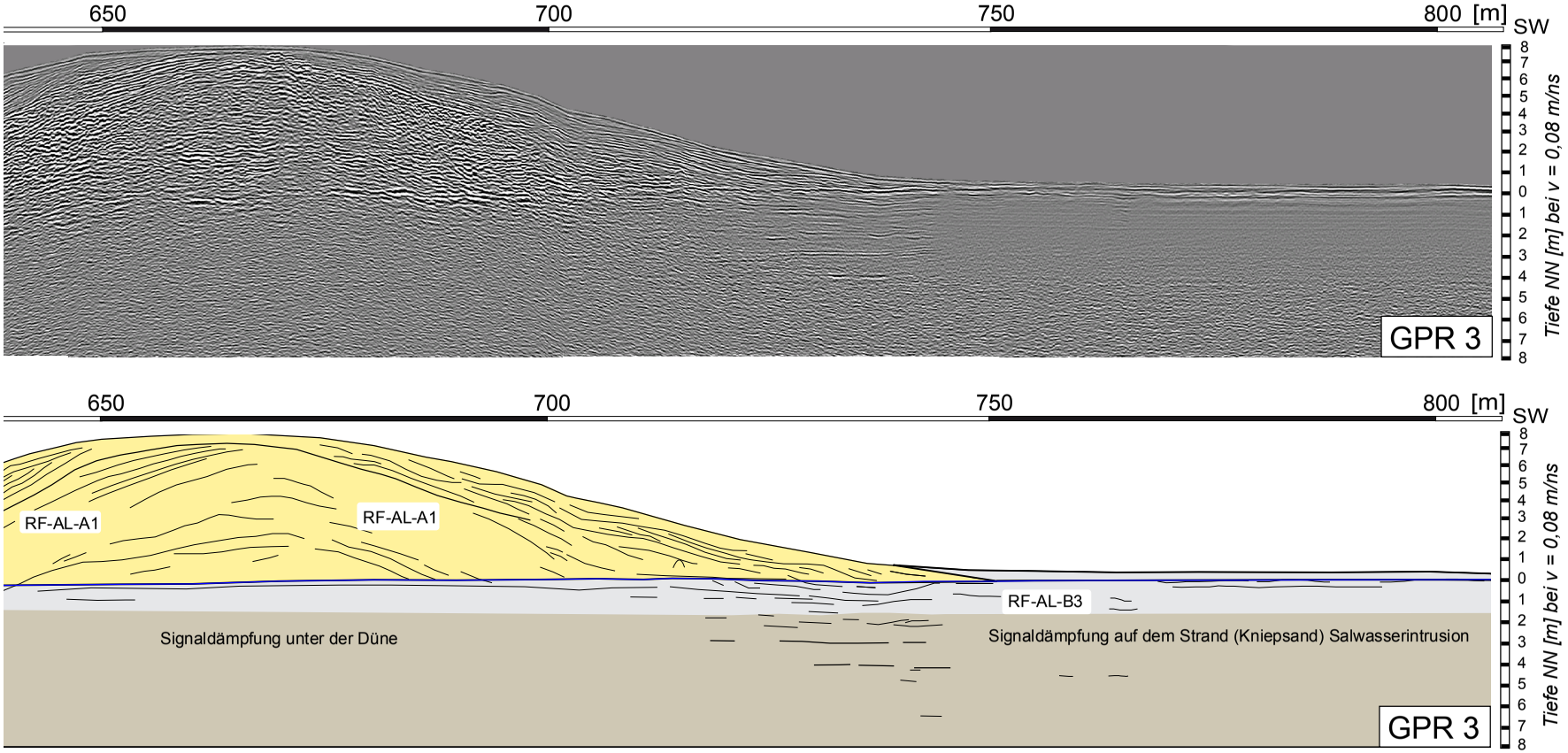


Abb. 6.10 Teil 2: *Ende von GPR-Profil 3. Das GPR-Profil 3 stellt die Verlängerung von GPR-Profil 2 dar. Zur Lage von GPR-Profil 3 im Untersuchungsgebiet siehe Abbildung 6.1. A: Für das Radargramm wurde ein Basis-Processing aus (static correction, subtract-mean dewow, Bandpassfilter, background removal, gain und Migration) angewandt und die Topographie mit Hilfe von dGPS Koordinaten ausgeglichen. B: Radarfazies und Interpretation von GPR-Profil 3. Legende siehe Abbildung 6.6. Quelle:* Tillmann *et al. (2013).*

Zwischen den Profilmetern 620 und 750 handelt es sich jedoch nur um eine scheinbare Verringerung der Eindringtiefe des elektromagnetischen Signals. So wurde die Geländeoberfläche dieses Profilbereichs im Zuge des Processings durch die topographische Korrektur angehoben. Die Düne, aus Reflexionen der Radarfazies von Rf-AL-A1 bestehend, bildet dadurch eine Vollform von 8 m Höhe. So liegt die Eindringtiefe des elektromagnetischen Signals dennoch im Bereich zwischen 8 - 9 m. Vereinzelte Diffraktionshyperbeln innerhalb der Radarfazies von Rf-AL-A1 wie z. B. zwischen den Profilmetern 600 - 630, zeugen von Dünenvegetation die durch den fortwährenden äolischen Transport von Sanden aus dem Strandbereich allmählich verschüttet wurde. Beispiele für Diffraktionen und Reflexionsmuster, die durch „begrabene" Dünenvegetation hervorgerufen wurden, sind z. B. auch in Girardi & Davis (2010) zu finden.

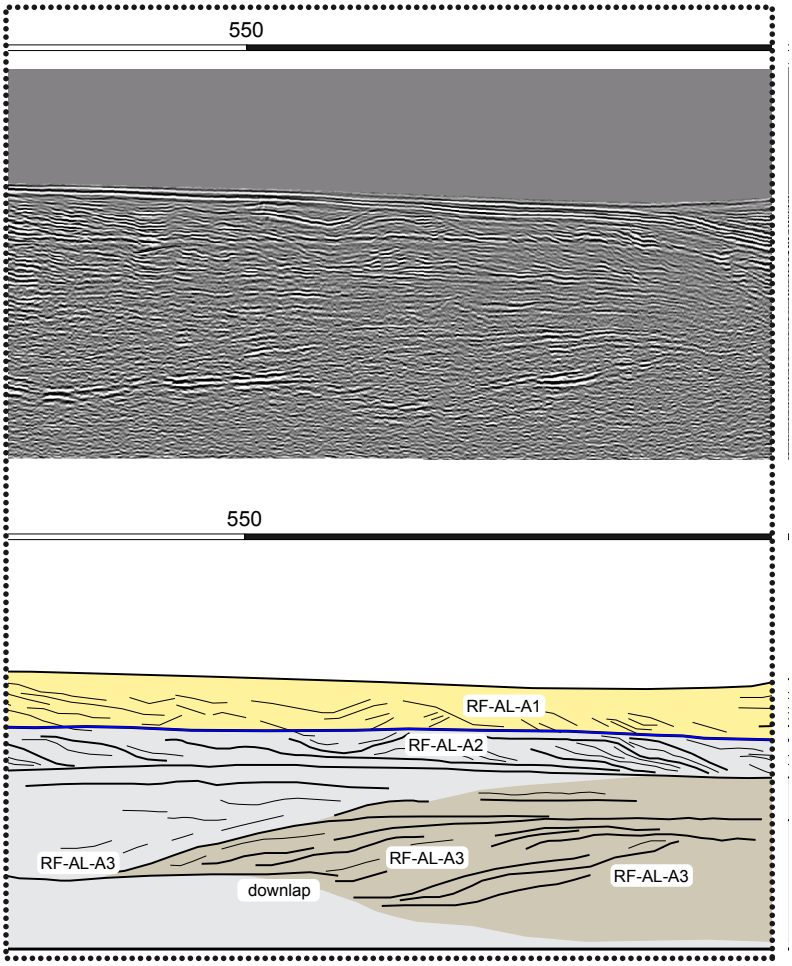


Abb. 6.11: *Vergrößerter Ausschnitt aus GPR-Profil 3. Zur Position des Ausschnitts innerhalb des Profils siehe Abbildung 6.10 Teil 1. Der Ausschnitt zeigt die ostwärts gerichtete Wanderung des Kniepsandes. Quelle:* Tillmann *et al. (2013).*

Im Südosten der Düne werden im Profilbereich zwischen 725 m - 745 m Länge Erkundungstiefen von -4 m NN erreicht. Ab dem Profilmeter 745 kommt es zu einer abrupten Signaldämpfung im Untergrund, die bis zum Ende des Profils deutlich zu verfolgen ist. Grund dafür ist das von Südwesten, aus dem Strand- und Überflutungsbereich des heutigen Kniepsandes, eindringende salzhaltige Meerwasser. Aufgrund des eindringenden Salzwassers aus dem Strandbereich verringert sich die Eindringtiefe des Georadarsignals bereits wenige Meter westlich der Vordünenkette. Dadurch konnte die eigentliche interne sedimentologische Struktur des heutigen Kniepsandes nicht erfasst werden. Die stratigraphische Untersuchung von Außensänden auf der Grundlage von Georadarmessungen ist nur dann uneingeschränkt erfolgreich, wenn sich im Untergrund des Sandes eine Süßwasserlinse ausgebildet hat.

Der nordöstliche Profilbereich setzt sich in einer Tiefe zwischen 225 ns - 165 ns TWT (0 m NN bis -2 m NN) aus Reflexionen der Radarfazies Rf-AL-A2 und Rf-AL-B3 zusammen. Ab einer

Tiefe von 225 ns TWT dominieren Reflexionen der Radarfazies Rf-AL-A3. Diese sigmoidal bis oblique tangentialen Reflexionen sind in einzelne, wohl definierte *radar packages* gebündelt. Die Reflexionen und *radar packages* zeigen ein Einfallen in nordöstliche Richtung. Besonders evident ist dies im Profilbereich zwischen den Profilmetern 540 - 610, der in Abbildung 6.11 vergrößert dargestellt ist. Dort enden die Reflexionsbündel von Rf-AL-A3 in einer Tiefe von 320 ns - 350 ns TWT (ca. -5 m NN bis -6 m NN) durch eine *downlap*-Konfiguration (Abb. 6.10 und Abb. 6.11).

6.3.3 Sedimentologische Daten

Bohrungen AL1, AL2 und AL6

In das Georadar-Transekt 1 wurden an drei Stellen die Bohrungen AL1, AL2 und AL6 eingebracht und bis zu einer Tiefe von 8 m abgeteuft (vgl. Abb. 6.1 und Abb. 6.6).

Die Bohrung AL1 befindet sich in 40 m Entfernung vom nordöstlich gelegenen Startpunkt des Profils und erreicht eine Bohrtiefe von 2 m unter der Geländeoberfläche (0 m NN). Die Bohrungen AL2 und AL6 wurden in 168 m und 231 m Entfernung vom Startpunkt eingebracht und wurden bis zu einer Tiefe von 8 m unter der Geländeoberfläche abgeteuft. Bohrung AL2 erreicht eine Geländetiefe von -6,25 m NN, während die maximale Geländetiefe in Bohrung AL6 -6,40 m NN entspricht. Die Ergebnisse und Korngrößenverteilung der Bohrungen AL2 und AL6 sind in den Abbildungen 6.12 und 6.13 dargestellt.

Der obere Bereich der Bohrungen AL1, AL2 und AL6 wird von holozänen Dünensanden der Fein- bis Mittelsandfraktion eingenommen. Die äolischen Fein- und Mittelsande (2,11 φ - 1,73 φ) sind mäßig (0,81 φ) bis mäßig gut (0,60 φ) sortiert und zeigen insgesamt nur geringe Abweichung innerhalb des Korngrößenspektrums. Makroskopisch erkennbare Muscheln oder Schillanteile sind nicht vorhanden. Die Kornverteilung ist unimodal bis bimodal mit dem größten Anteil an der Korngröße Mittelsand. Die Schiefe variiert zwischen Werten von -0,172 φ und 0,148 φ.

Wurzeln des Strandhafers (*Ammophila arenaria*) sind in den Bohrungen AL1, AL2 und AL6 häufig. Sie durchziehen den oberen Meter der Bohrungen AL2 und AL6. In Bohrung AL2 wurde überdies in einer Tiefe von 0,75 m ein ca. 20 cm mächtiger organisch angereicherter Boden- bzw. Wurzelhorizont nachgewiesen (Abb. 6.12 Bild 1), der sich bereits aufgrund des Farbunterschiedes innerhalb der hellen Dünensanden abzeichnet.

In den dargestellten Bohrungen AL2 und AL6 gehen die äolischen Dünensande im Hangenden ab einer Bohrtiefe von 1,30 - 1,40 m in die marinen Strandsande des Liegenden über. Die Dünenbasis befindet sich damit zwischen 1 m NN und -0,5 m NN und liegt damit insgesamt im Bereich des heutigen Grundwasserspiegels.

Die Strand-Fazies in Bohrung AL2 zeigt im Vergleich zu Bohrung AL6 insgesamt eine stärkere Variation hinsichtlich der Korngröße und Sortierung. Im Bohrkern von AL6 lässt sich anhand der Korngröße und Sortierung kaum ein Unterschied zwischen Dünen- und Strandfazies feststellen. Es dominieren Fein- und Mittelsande (1,899 φ - 2,003 φ). Alle Proben weisen eine mäßig gute Sortierung (0,602 φ - 0,612 φ) auf und besitzen eine symmetrische bis leicht positive

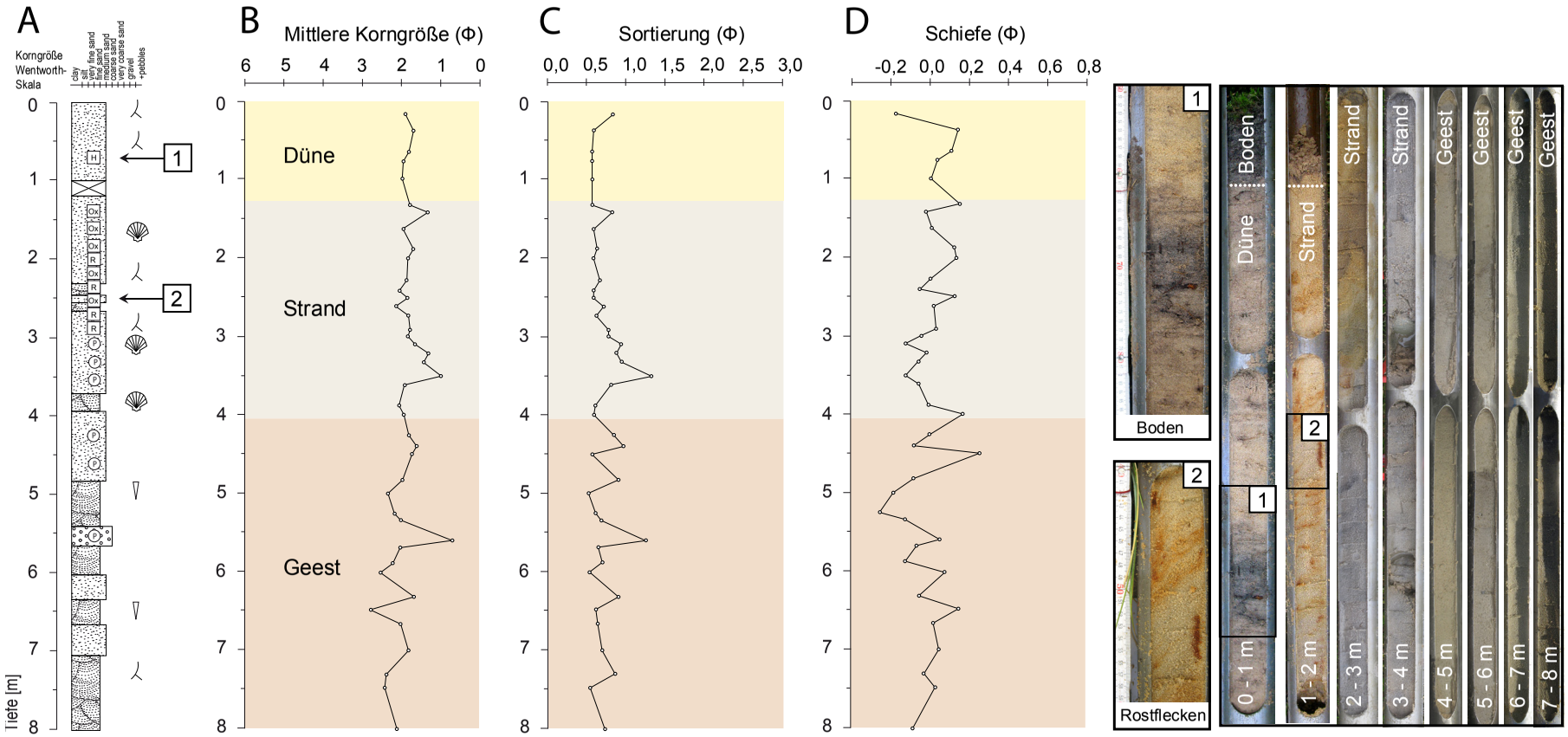


Abb. 6.12: *Bohrkern (A) und Korngrößenstatistik (B - D) von Bohrung AL2. Legende siehe Abbildung 6.13. Zur Position von Bohrung AL2 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 6.1. Bild 1 markiert im Bohrkern einen Paläoboden innerhalb der Dünen-Fazies. Bild 2 zeigt die Oxidation der Strandsedimente durch Eisenausfällung. Quelle:* TILLMANN *et al. (2013).*

Schiefe. Hinweise auf ein marines Ablagerungsmilieu geben im Bohrkern AL6 lediglich die ab einer Tiefe von 2 m unter der Geländeoberfläche (ca. -0,8 m NN) vermehrt vorkommenden Muschelschalen.

In einer Bohrtiefe zwischen 3 m - 5 m wechseln sich Oxidations- und Reduktionshorizonte ab. Die Oxidationszonen sind durch Rostflecken sowie eine eisenhaltige Umkrustung von Sandkörnern und -konkretionen gekennzeichnet. Der Wechsel von Oxidation und Reduktion spricht für die zeitweilige Überflutung des Sedimentationsraums und kann daher ebenso als Indiz für ein marines Milieu gedeutet werden.

Der Strand aus Bohrung AL2 besteht aus schillführenden Fein- und Mittelsanden (1,00 φ - 2,13 φ), die eine mäßige bis mäßig gute (0,60 φ - 0,97 φ) Sortierung und eine unimodale bis bimodale Kornverteilung aufweisen. Eingeschaltete Schillhorizonte innerhalb der Strand-Fazies sind von schlechter Sortierung (1,35 φ) und weisen eine polymodale Kornverteilung auf.

Wie auch in Bohrung AL6 sind die Sedimente des Strandbereichs von AL2 durch zahlreiche Oxidations- und Reduktionsspuren gekennzeichnet. Rostflecken sind detailliert in Abbildung 6.12 (Bild 2) hervorgehoben. Überdies sind innerhalb der Strand-Fazies aus Bohrung AL2 immer wieder schwach ausgebildete Wurzelreste nachzuweisen. Im unteren Strandbereich von Bohrung AL2 lassen sich ab einer Bohrtiefe von 3 m zunehmend gröbere Korngrößen wie mäßig bis gut gerundete Kiese dokumentieren. Auch die Sortierung ist im unteren Strandbereich von AL2 generell schlechter als in Bohrung AL6.

Die Unterschiede der Strandsedimente von AL2 und AL6 lassen sich mit der Nähe bzw. Entfernung zu dem sich im Nordosten anschließenden Geestkliff erklären. So stellt Bohrung AL2 den kliffnahen Strandbereich dar. Dies wird vor allem durch die Anreicherung von Kiesen und Geröllen im unteren Strandbereich des Bohrkerns deutlich. Dieser Bereich entspricht morphologisch dem fossilen Klifffuß des Geestkliffs und ist so im weitesten Sinne als Teil einer Abrasionsplattform anzusehen. Die Kiese stammen ursprünglich aus dem pleistozänen Kliff und wurden durch die Brandung zu gut gerundeten Brandungsgeröllen aufgearbeitet.

Die Wurzelreste aus Bohrung AL2 deuten auf Vegetation hin, die im Vergleich zum Standort von Bohrung AL6 durch ihre Nähe zum Inselgeestkern bzw. ihrer größeren Entfernung zum Meer und der damit einhergehenden geminderten Überflutungshäufigkeit die besseren Lebensbedingungen vorgefunden hat. Es handelt sich dementsprechend um den trockenen Strand im *backshore*-Niveau.

Der sedimentologische Übergang zwischen Strand-Fazies im Hangenden und Watt-Fazies im Liegenden vollzieht sich im Bohrkern nur allmählich und kann durch einen Übergangsbereich beschrieben werden. Der Übergangsbereich setzt sich aus Fein- und Mittelsanden zusammen, die eine ähnliche Sortierung wie die überlagernden Strandsedimente zeigen. Eine eindeutige, allein auf sedimentologischen Kriterien basierende Unterscheidung von Strand-Fazies und Sandwatt-Fazies ist in diesem Abschnitt von Bohrung AL6 nicht möglich. Aufgrund der typischen Reflexionsgeometrien in den GPR-Daten wurde dieser Abschnitt durch die Radarstratigraphie dennoch eher zum Strandbereich gezählt.

Erst ab einer Bohrtiefe von 6,60 m (-3,75 m NN) wird ein deutlicher Wechsel hin zum feinkörnigen Misch- und Schlickwatt deutlich, das sich durch eine sehr fein laminierte Wechsellagerung von Feinsand, Silt und Ton auszeichnet. Das Korngrößenspektrum der Watt-Fazies variiert zwischen feinem Mittelsand (1,89 φ) und feinem Silt (7,07 φ). Der Anteil an reinem Ton beträgt zwischen 4,2 % - 40,7 %.

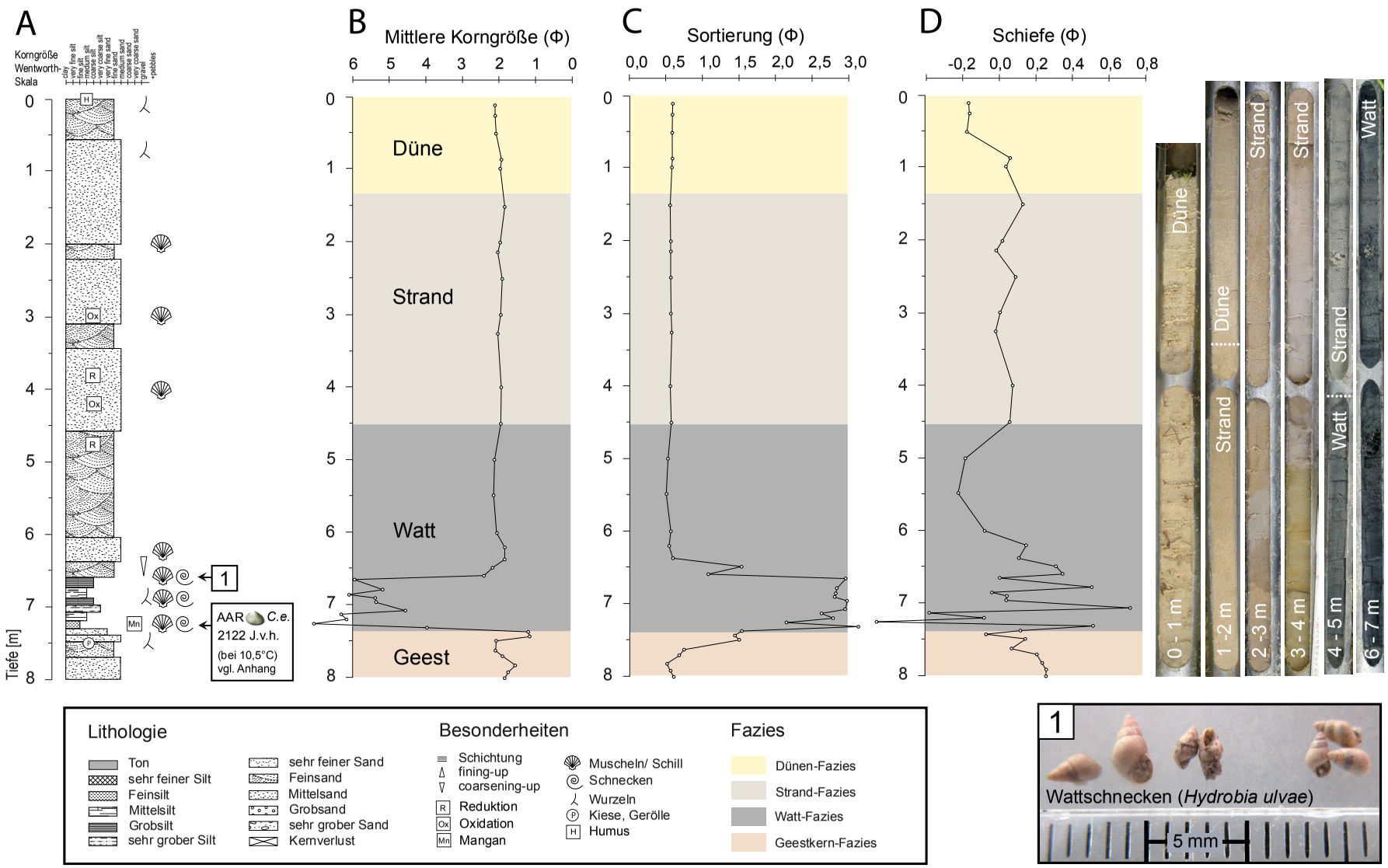


Abb. 6.13: *Bohrkern (A), Korngrößenstatistik (B - D) und Legende von Bohrung AL6. Zur Position von Bohrung AL6 im Untersuchungsgebiet siehe Abbildung 6.1. Bild 1: Das Vorkommen zahlreicher Wattschnecken (Hydrobia ulvae) sprechen für ein Schlickwatt. AAR vgl. Tab. A-1 im Anhang. Quelle: Tillmann et al. (2013).*

Gemäß der Wattklassifizierung aus Sindowski (1973, 1979) beträgt der reine Tongehalt im Sandwatt 0 % - 5 %, im Mischwatt bis 8 % und im Schlickwatt über 8 % (siehe dazu auch Kapitel 4.3.1). Nach den angeführten Definitionskriterien lässt sich die in AL6 erbohrte Watt-Fazies vor der Westküste Amrums in ein Schlick- und Mischwatt unterteilen.

In Bohrtiefen von 6,60 m - 7,35 m wurde ein Schlickwatt mit einem reinen Tonanteil von 13,5 % - 40,7 % nachgewiesen. Zahlreiche Gehäuse der Wattschnecke (*Hydrobia ulvae*) sprechen ebenfalls für ein Schlickwatt, das für die zum Makrobenthos zählende und sich als Weidegänger ernährende Schnecke einen bevorzugten Lebensraum darstellt (Gray & Elliott 2009; Ott 1996; Sommer 2005). Die Gehäuse der Schnecken sind intakt und gut erhalten.

Die graue bis schwarze Sedimentfarbe und das Vorkommen von Mangan-Konkretionen geben Hinweise auf reduzierende Bedingungen (Sommer 2005) bzw. sind als Beleg für die Reduktionszone im Watt anzuführen (vgl. Köster 1998; Ott 1996; Pott 2003; Sindowski 1973).

In Bohrung AL6 wird das Schlickwatt zum Hangenden hin zunehmend grobkörniger und geht ab einer Bohrtiefe von 6,60 m in ein feinsandiges Mischwatt mit einem Tonanteil von unter 5,6 % und einer durchschnittlichen Korngröße von 2,45 φ - 1,89 φ über. Die Sedimentfarbe wird zum Hangenden hin insgesamt heller (Abb. 6.13) und deutet auf weniger stark reduzierende Bedingungen bzw. eine bessere Durchlüftung der Sedimente mit Sauerstoff hin.

Feinsand von 180 µm (2 φ - 3 φ) wird am leichtesten durch Wasser verfrachtet (Sommer 2005). Bei einer Korngröße von >180 µm bremst die Schwere der Körner die Resuspension durch Wasser. Bei Korngrößen <180 µm verdichten sich die einzelnen Körner zu einer bindigen Masse, die die Resuspension durch Strömung erschwert (Sommer 2005; Tucker 1985). Daher werden Schlickwatten mit einem hohen Tonanteil weniger stark erodiert und aufbereitet als ein vorwiegend aus Feinsanden bestehendes Misch- und Sandwatt.

Die feinen Korngrößen von Feinsand und Silt sowie der insgesamt hohe Tongehalt sprechen für ein geringes energetisches Strömungsregime zur Zeit der Sedimentation. Infolgedessen wird angenommen, dass die Wattsedimente aus Bohrung AL6 aus einer Stillwassersedimentation an einer „Niederenergieküste" (Schäfer 2005: 243) hervorgegangen sind. Solche ruhigen Sedimentationsbedingungen sind heute hauptsächlich im Bereich der Rückseitenwatten und im strömungsberuhigten Lee einer Insel oder Küstenbarriere zu finden.

Heute herrschen an der Westküste Amrums hochenergetische Strömungsbedingungen. Die erbohrten Wattsedimente müssen demzufolge dort unter abweichenden, ruhigeren Sedimentationsbedingungen zur Ablagerung gelangt sein. Es ist davon auszugehen, dass dies im Lee einer der Westküste vorgelagerten Barriere oder Sandbank geschah. Es wird daher angenommen, dass der damals noch weit vor der Küste Amrums liegende Kniepsand diese Barriere bildete und so an der Westküste für strömungsberuhigte Sedimentationsbedingungen sorgte.

Die Geest-Fazies wurde durch die Bohrungen AL1, AL2 und AL6 direkt erreicht (Abb. 6.12 und Abb. 6.13). Dabei fällt die Oberfläche der Geest in den Bohrungen AL1, AL2 und AL6 von Nordosten nach Südwesten ab. Während die Geest in Bohrung AL1 direkt unterhalb der Dünen-Fazies ansteht und in einer Bohrtiefe von 1,20 m (0,8 m NN) erreicht wurde, fällt die Oberfläche in den Bohrungen AL2 und AL6 auf 4 m und 7,45 m Tiefe ab. Damit steht die Geest in Bohrung AL2 bei -3,15 m NN und in Bohrung AL6 bei -5,25 m NN an.

Die Geestkern-Fazies setzt sich in den Bohrungen AL1, AL2 und AL6 aus stark glimmerhaltigen Fein- und Mittelsanden zusammen. Die durchschnittliche Korngröße der Geest-Sande beträgt 1,34 φ und 2,77 φ. Die Sortierung ist mit Werten zwischen 0,95 φ und 0,52 φ mäßig bis mäßig

gut und ist an der Oberfläche der Geest meist etwas schlechter. Der Übergang von der Geest-Fazies im Liegenden zur Watt-Fazies im Hangenden wird durch eine Anreicherung von groben Kornkomponenten und Kiesen begleitet, die sedimentologisch auf eine gut ausgebildete Steinsohle hinweisen. Die Genese einer Steinsohle wurde bereits an andere Stelle im Text (vgl. Kapitel 2.2.1) erklärt. Überdies konnten in Bohrung AL6 in einer Tiefe von 7,45 m (-5,25 m NN) Wurzeln nachgewiesen werden (Abb. 6.13). Wurzeln an dieser stratigraphischen Position sprechen für den Bewuchs der Geestoberfläche und damit für ehemals terrestrische Bedingungen an dieser einstigen Landoberfläche. Die Annahme eines terrestrischen Ablagerungsraumes wird durch das Fehlen von Muscheln und Schill unterstützt.

6.4 Diskussion

6.4.1 *Coastal onlap* Modell

Auf der Grundlage der gemessenen Georadar-Profile (GPR 1, GPR2 und GPR 4) und durchgeführten sedimentologischen Analysen aus den Bohrungen AL1, AL2 und AL6 wurde ein stratigraphisches Modell entwickelt (Abb. 6.14). Das Modell beschreibt die Landschaftsentwicklung an der Westküste Amrum in einer Zeit, bevor sich der von Westen heran wandernde Kniepsand an die Insel angelagert hat.

Die geologische Ausgangssituation ist ein leicht nach Westen abfallender Geestkern bestehend aus Endmoränenrelikten der Saale-Vereisung. Von Westen aus folgt die Anlagerung rein mariner Sedimente, die als „*coastal onlap*" (Catuneanu 2002; Emery & Myers 1996) beschrieben werden kann. *Coastal onlap* Konfigurationen sind vor allem aus seismischen Daten vom Kontinentalhang bekannt (vgl. z. B. Emery & Myers 1996). In Georadardaten konnte ein *coastal onlap*-Prozess hingegen bislang noch nicht nachgewiesen bzw. unmittelbar durch Radargramme abgebildet werden.

Sedimentologisch besteht der Geestkern im Untersuchungsgebiet aus muskovithaltigen Fein- und Mittelsanden mit vereinzelt eingeschalteten Geschieben, die auf fluvioglaziale Schmelzwassersande zurückzuführen sind (vgl. auch Jessen 1932; Krause 1913; Meier 1987; Voigt 1969). Der Übergang zwischen Geestkern im Liegenden und Watt im Hangenden wird durch eine Steinsohle gebildet, die der ehemaligen Landoberfläche entspricht und zugleich die Grenze zwischen Pleistozän und Holozän darstellt. Wurzeln zeugen von terrestrischen Bedingungen und dem einstigen Bewuchs dieser Landoberfläche, die durch einsetzende Transgression allmählich von Westen her überflutet wurde.

Mit der Transgression folgten Ablagerungen eines Wattes. Die Wattsedimentation im Vorfeld des nach Westen abtauchenden Geestkerns stellt damit die zeitlich erste aus den o. g. Daten ersichtliche Phase dar (Abb. 6.14 Bild 1). Die Ablagerungen dieses Westküstenwattes konnten in den Daten bis zu einer Tiefe von -7 m NN verfolgt werden. Im Liegenden wurden zunächst horizontal geschichtete Wattsedimente eines Misch- bis Schlickwattes abgelagert, die zum Hangenden hin grobkörniger werden und in ein Sandwatt übergehen. Der Sedimentationsraum wird durch Funde von Wattschneckengehäuse in der Bohrung AL6 bestätigt.

Eine grobe zeitliche Einordnung des Westküstenwattes aus Bohrung AL6 erfolgte lediglich mittels einer AAR-Datierung an einer intakten Muschelschale der Herzmuschel (*Cerastoderma*

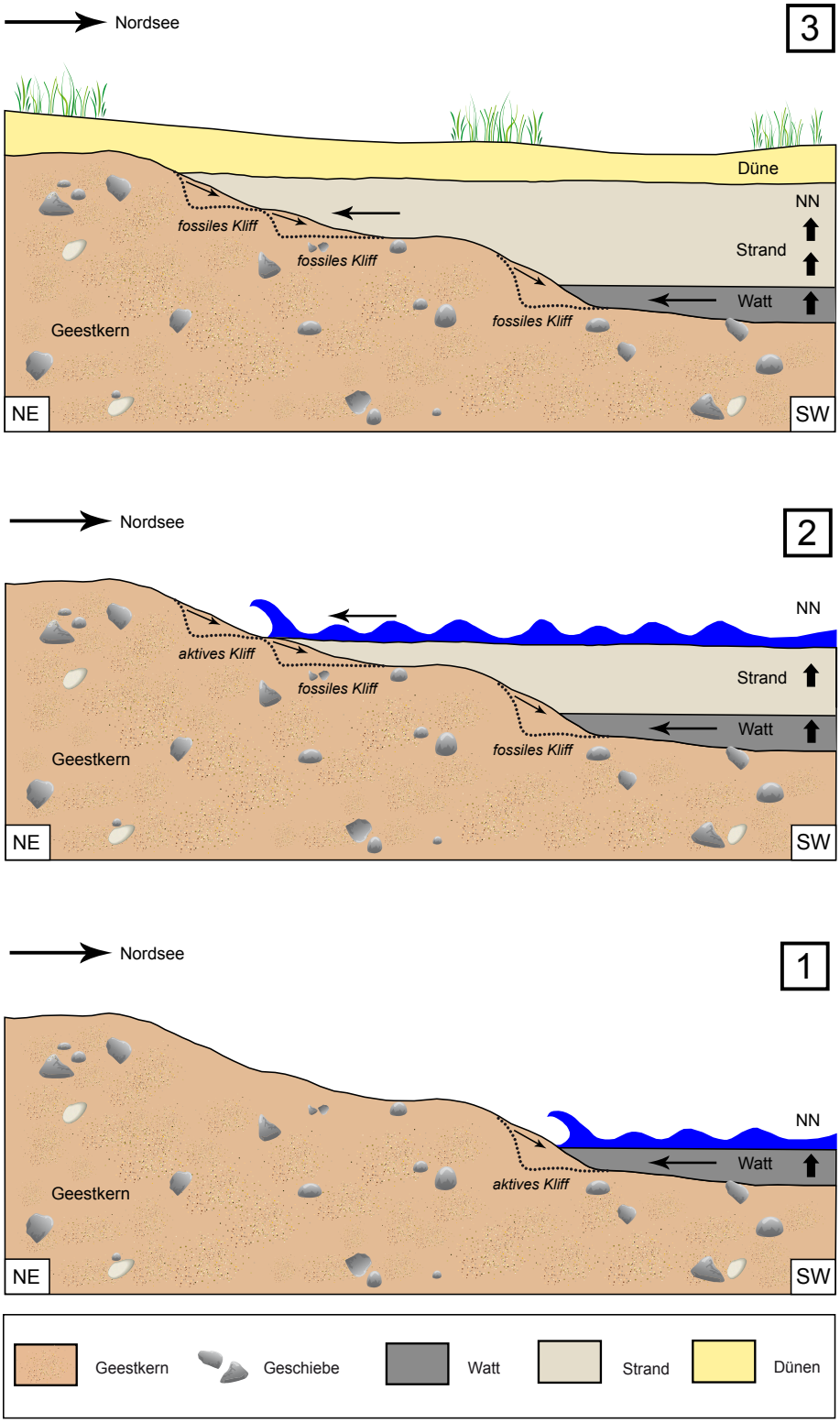


Abb. 6.14: *Das coastal onlap Modell zeigt schematisch die Landschaftsentwicklung vor der Westküste der Insel Amrum. Bild 1: Im Küstenvorfeld der Insel Amrum wurden zunächst feinkörnige Wattsedimente abgelagert. Bild 2: Durch einen Anstieg des Meeresspiegels und die westwärts gerichtete Migration des Kniepsandes folgten gröbere Strandsedimente. Sturmfluten führten gleichzeitig zur Erosion am Geestkern und schufen aktive Kliffs, die mit ansteigendem Meeres- und Sturmflutspiegel in fossile Kliffs übergingen. Bild 3: Durch die endgültige Anlagerung des Kniepsandes an die Insel wurde der nötige Sedimentinput für großflächige Dünenbildung geliefert. Quelle:* Tillmann *et al. (2013).*

edule), die aus einer Tiefe von 728 cm gewonnen wurde. Auf diese Weise konnte für die Wattsedimente in einer Tiefe von -5 m NN ein Mindestalter von 3120 - 1451 J.v.h. (bzw. 2122 J.v.h. bei 10°C vgl. Anhang) definiert werden. Die datierten Wattsedimente zählen zu den ersten, die auf dem „ertrinkenden" Geestkern abgelagert wurden und entsprechen damit der Position des Transgressionskontaktes. Es ist demzufolge davon auszugehen, dass die Transgression und Überflutung dieses Bereiches der Westküste Amrums bereits vor 3120 - 1451 J.v.h. eingesetzt hat.

Auch Falk (2001) geht vor der Westküste Amrums von wattähnlichen Bedingungen aus. Im Vorfeld der Bohrungen AL2 und AL6 wurden der Grafik von Falk (2001) entsprechend im Subboreal ausschließlich marine klastische Sedimente abgelagert (vgl. Abb. 6.2), die allerdings bisher nicht näher hinsichtlich ihrer Genese identifiziert, unterteilt sowie räumlich und zeitlich abgegrenzt wurden. So wurde nach Übereinstimmung mit Falk (2001) das Gebiet der Westküste Amrums, zunehmend an der Grenze zwischen Subboreal und einsetzendem Subatlantikum, von der Transgression erreicht, sodass mit steigender Überflutung Wattsedimente dort abgelagert wurden. Da eine Torfbildung an der Basis der holozänen Wattsedimente fehlt wird von einem raschen Vordringen der See ausgegangen. Die transgredierende Nordsee erreichte im Subboreal zuerst über das Tief der Norderaue das Untersuchungsgebiet von Südosten her (Falk 2001). Die Bohrungen AL2 und AL6 lagen im Subboreal noch außerhalb des Überflutungsbereichs.

Aus Chroniken ist zu entnehmen, dass es noch Anfang des 19. Jahrhunderts „grüne Marschwiesen" weit westlich von Amrum gegeben haben soll, auf denen „Schafe" weiden konnten (Meyn 1876; Müller & Fischer 1937; Jessen 1914). Eine genaue Lagebestimmung und Position dieser „Marschwiesen" vor der Küste Amrums wurden jedoch nie überliefert. Festgehalten werden kann dennoch, dass im Vergleich zu heute ruhigere Sedimentationsbedingungen im Vorfeld der Westküste Amrums geherrscht haben müssen. Aus historischen Land- und Seekarten (Abb. 6.3) ist hingegen ersichtlich, dass sich der Kniepsand auf der Höhe des Leuchtturms bereits vor 1841 an die Insel angelagert haben muss, sodass zu und nach dieser Zeit und an dieser Stelle vor der Westküste Amrums keine „Schafe" auf „Marschwiesen" weiden konnten.

Glaubt man der Landkarte von Johannes Mejer aus dem Jahr 1648 (Danckwerth 1652), so lag der Kniepsand 1648 als solitäre Sandbank oder Untiefe noch weit vor der Westküste Amrums (vgl. Abb. 6.3). Demnach können in der Zeit von 1648 bis zur Anlagerung des Kniepsandes an die Insel durchaus strömungsberuhigte Sedimentationsbedingungen geherrscht haben, die im Westküstenvorfeld zu Ausbildung von Watt- und Marschflächen führten. Denkbar ist auch, dass der solitäre Kniepsand seinerseits eine Barriere darstellte und so im Lee die ruhigen Sedimentationsbedingungen an der Westküste Amrums zum Teil förderte. Eine Anlagerung des Kniepsandes an die Insel wird daher für die Zeitspanne zwischen 1648 und 1841 angenommen.

Im weiteren Verlauf der Transgression wurden die Ablagerungen zunehmend gröber. Im Hangenden des Westküstenwattes folgten Strandablagerungen (Abb. 6.14 Bild 2), die im Vergleich zum Watt eine unruhige Strandmorphologie zeigen. Die Morphologie wird durch vereinzelte in das Strandprofil eingeschaltete intertidale Sedimentkörper (*intertidal bars*, *swash bars*) und parallel zur Küste verlaufende Rinnen bedingt, die eine *ridge-and-runnel*-Topographie des Strandes hervorrufen. Die verhältnismäßig große Breite sowie die flache nur leicht in Richtung Meer einfallend Topographie des Strandes und die Anlagerung von intertidalen Sedimentkörpern lassen auf einen vorwiegend dissipativen Strand schließen.

Sturmfluten führten neben Klifferosion am Geestkern ebenso zur Erosion und morphologischen Umgestaltung im Strandbereich. Dabei wurden die intertidalen Sedimentkörper zum Teil ausgeräumt, aufgearbeitet oder in ihrem oberen Bereich gekappt, sodass zeitweilig ein ebenes Strandprofil aus horizontalen Strandsandschichten mit ausgeprägter Hochenergie-Parallelschichtung (Schäfer 2005) entstand.

Die fossilen Geestkernkliffs zeigen im Radargramm (Abb. 6.6) deutliche, durch wiederholte Abrasion infolge von Sturmfluten geschaffene Brandungshohlkehlen im unteren Kliffbereich. Gravitative Hangabtragung des oberen Kliffbereichs bzw. ein denudatives Nachrutschen von Kliffmaterial aus dem Hangenden ist anhand von Schutthalden am Klifffuß erkennbar. Diese Kliffhalden sind in den GPR-Daten durch eine Anreicherung von Diffraktionshyperbeln ersichtlich. Auch sedimentologisch lassen sich dem Bereich insgesamt gröbere Korngrößen sowie vereinzelt Brandungsgerölle nachweisen. Damit entspricht dieser dem Kliff vorgelagerte Strandbereich morphologisch einer Abrasions- oder Strandplattform.

Bereits Müller & Fischer (1937: 10) entdeckten westlich des Leuchtturms ein „[…] Steinplaster aus groben, teils faustgroßen Geröllen […]", das sie als „[…] Brandungsterrasse, die aus den bei der Unterspülung nachgestürzten Geschieben […]" im damaligen Kliffbereich gebildet wurde, deuteten.

Die Abfolge aus Geestkern, Kliff, Brandungshohlkehle, Kliffhalde und Abrasionsplattform mit Brandungsgeröllen kann als „littorale Serie" zusammengefasst werden, die allerdings im Vergleich zu der in Ahnert (2009) idealisierten Darstellung weniger stark ausgeprägt ist. Begründet ist dies auf der Tatsache, dass sich der Geestkern von Amrum an dieser Stelle nur durch gering verfestigte pleistozäne Sande mit Geschiebeeinlagerungen darstellt, der nur bedingt ein Kliff von geringer Höhe ausbildet. Dementsprechend unscheinbar ist auch die dem Kliff vorgelagerte Abrasionsplattform, die sich ebenso aus Lockersedimenten zusammensetzt.

Fossile Kliffs in unterschiedlichen Höhenpositionen im Bereich des Geestkerns lassen auf unterschiedliche Meeresspiegelniveaus schließen. Ein Anstieg des Meeres- und Sturmflutspiegels führte zur Erosion und Kliffbildung am Geestkern. So entspricht die Höhe des jeweiligen Klifffußes dem Sturmflutspiegelniveau der entsprechenden Bildungszeit (Abb. 6.6 und Abb. 6.14). Das obere fossile Kliff kann als Vorstufe des Litorina-Kliffs gesehen werden. Remde (1972) geht davon aus, dass sich das Nord- und Südende des Litorina-Kliffs noch vor etwa 150 Jahren im Abbruch befand und sich erst danach zum fossilen Kliff entwickelte.

Die jüngste stratigraphische Einheit im Untersuchungsgebiet stellen die heutigen Dünen dar, die sich nach Ende der Transgression und mit Anlagerung des Kniepsandes an die Westküste der Insel großflächig bildeten und damit die Geest allmählich bedeckten (Abb. 6.14 Bild 3).

6.4.2 Andockmodell des Kniepsandes an die Insel Amrum

Auf der Grundlage von GPR-Profil 3 konnte ein zweites Modell entwickelt werden, das die Migration und letztendlich das „Andocken" des Kniepsandes an den zentralen Inselgeestkern an der Westküste Amrums beschreibt (Abb. 6.15).

Generell zeigt der ehemalige Weststrand der Insel Amrum noch vor Anlagerung des heutigen Kniepsandes eine nach Südwesten einfallende, sich vorbauende Schichtung im Unterwasserbereich, die auf eine phasenweise seewärts gerichtete Progradation des Strandes bzw. der damaligen Küstenlinie schließen lässt (Abb. 6.15 Bild 1). Auf westlicher Seite erfolgten

das Heranwandern und die Annäherung des ehemals als solitäre Sandbank vor der Westküste lagernden Kniepsandes (Abb. 6.15 Bild 2). Die nach Nordosten gerichtete Wanderungstendenz des Kniepsandes zeigt sich in GPR-Profil 3 besonders deutlich zwischen den Profilmetern 540 - 610 (Abb. 6.10 und Abb. 6.11). Die sigmoidale Form der Reflexionen sowie die oblique tangentiale Beziehung der Reflektoren deuten dort auf eine progradierende Schichtung der Sedimente hin. Die in Radarschichtpakete gebündelten Reflexionen lassen auf eine strömungsbedingte Anlagerung einzelner sandiger Sedimentpakete schließen. Die Anlagerung von Sedimenten an die „Stirn" des Kniepsandes erforderte einen strömungsbedingten Sedimenttransport in östliche Richtung. Zeitlich erfolgte die Bildung des ursprünglichen Strandes an der Westküste von Amrum vor der Anlagerung des Kniepsandes an die Insel. Stratigraphisch ist der Kniepsandkörper in die ursprünglichen Sedimente des Strandes vor der Westküste Amrums eingearbeitet (Abb. 6.15 Bild 2).

Die deutlich erkennbare *downlap*-Konfiguration aus den GPR-Daten zeigt, dass sich der Kniepsandkörper an seiner „Stirn" auf die Strand- und Vorstrandsedimente heraufgeschoben hat. Der Bereich zwischen den Profilmetern 540 - 610 wird infolgedessen als „Andockzone" interpretiert und stellt damit geologisch die Grenzen zwischen der Insel und dem Kniepsand dar. Die Zone zwischen den beiden Progradationskörpern des Amrumer Strandes und des heranwandernden Kniepsandes zeigt im Radargramm nur wenige Reflexionen. Gründe dafür können ein nur geringer Materialunterschied durch einen homogene Sedimentkörper bzw. eine nur undeutlich bis wenig ausgeprägte Schichtung innerhalb der Mischzone der Andockstelle sein. Die Vermischung der beiden Sedimentkörper wurde in der Folgezeit durch strömungsbedingte marine Vorgänge im Unterwasserbereich sowie durch äolische Vorgänge im trockenen Bereich des Strandes gefördert (Abb. 6.15 Bild 3). Für diese Zeitspanne ist ebenso ein minimaler Anstieg des Meeresspiegels wahrscheinlich.

Nach Ende der Transgression bzw. mit dem Trockenfallen der entstandenen Sandflächen wurden die Bedingungen für die anschließende großflächige Dünenbildung geschaffen. Höchstwahrscheinlich führte die Anlagerung des Kniepsandes im Westen zum Sedimentinput und stellte den Sand zur vermehrten Dünenbildung zur Verfügung (Abb. 6.15 Bild 4). Die Dünen generierten sich aus dem Kniepsand, wanderten über den Strand hinweg, begruben das Geestkliff und schoben sich den flachen Geestkern hinauf. Auf diese Weise wurde das Geestkliff vor der Brandung und vor fortschreitender Abrasion geschützt und entwickelte sich allmählich zum toten Kliff.

Morphologisch ist das Geestkliff im Untersuchungsgebiet als verdeckter Teil des weiter nördlich bei A-Hörn oberflächennah aufgeschlossenen Litorina-Kliffs zu sehen und steht mit diesem in unmittelbarer Verbindung. Bei A-Hörn erreicht das Litorina-Kliff mit 13 m NN heute seine größte Höhe und taucht in Richtung Leuchtturm relativ kontinuierlich ab (Remde 1972).

Auch die Dünen auf dem Geestkern Amrums wurden daher vermutlich erst nach Anlagerung des Kniepsandes an die Insel gebildet. Zeitliche Anhaltspunkte für die Dünenbildung liefern die mittelalterlichen Ackerbeete, die als Kulturspuren unter den Dünen der Geest hervortreten (Gripp 1968). Unweit des Amrumer Leuchtturms wurden zudem Pflugfurchen, Viehspuren und Ackerbeete entdeckt, deren Kultivierung gemäß der darin enthaltenen Scherben auf das 14. Jahrhundert zurückgeht (Kersten 1969; Remde 1972).

Weiter zeitlich eingrenzen lässt sich die Anlagerung des Kniepsandes an die Insel Amrum unter Beachtung historischer Land- und Seekarten. Wie bereits erwähnt, wird ein Andocken des Kniepsandes an die Insel für die Zeitspanne zwischen 1648 und 1841 angenommen.

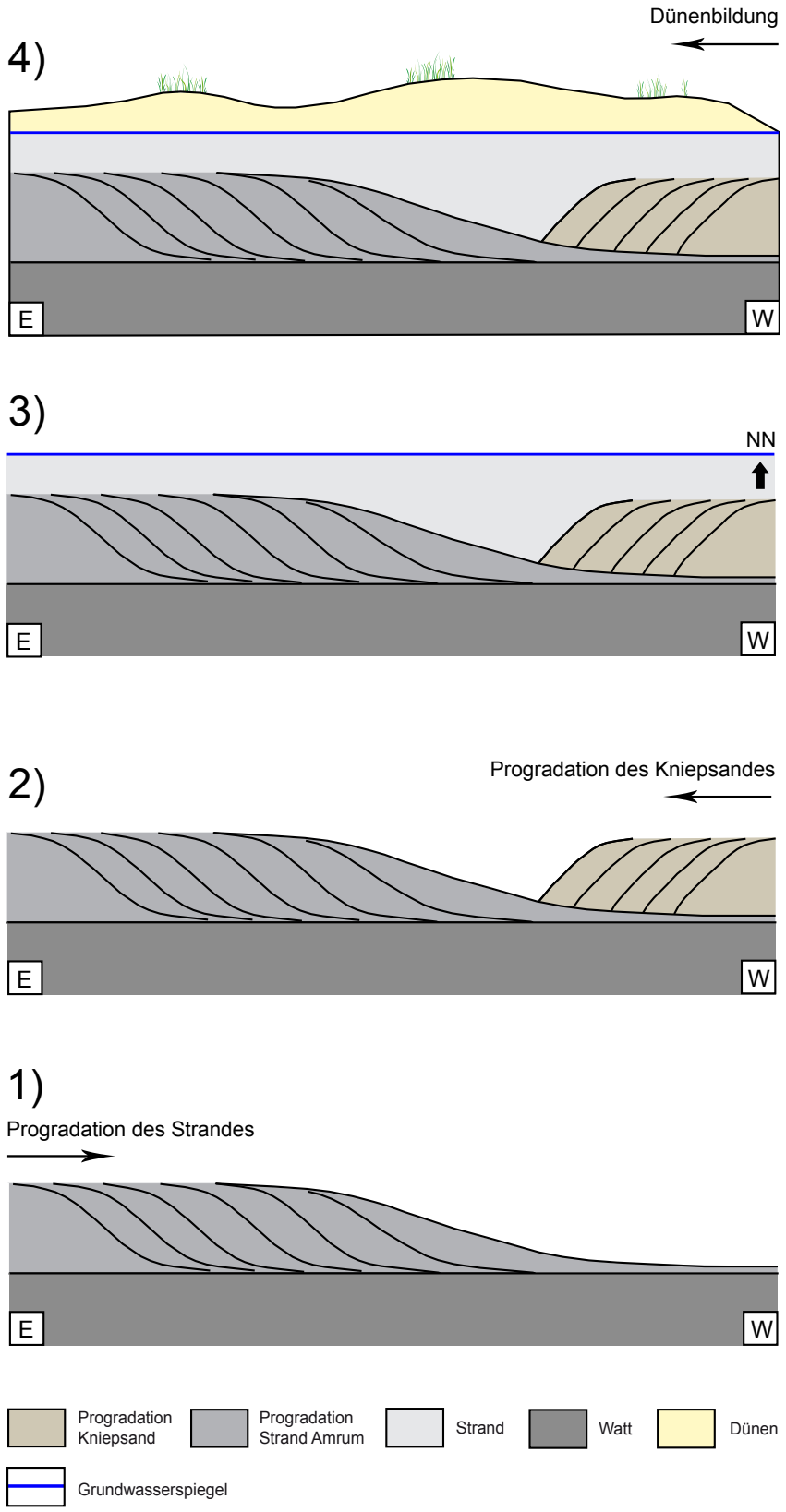


Abb. 6.15: *Andockmodell des Kniepsandes an die Insel Amrum. Bild 1 zeigt den ursprünglichen Strand an der Westküste der Insel Amrum. Bilder 2 - 3 zeigen das Heranwandern des Kniepsandes an die Insel unter steigendem Meeresspiegel. Bild 4: Anschließend setzte durch vermehrten Sedimentinput großflächig Dünenbildung ein. Quelle:* TILLMANN *et al. (2013).*

In seiner „Chronik der friesischen Uthlande“ vermerkte C. P. Hansen (zitiert nach Müller & Fischer 1937: 65) für das 16. Jahrhundert jedoch: „[…] Amrum war damals wie jetzt ein mehrenteils dürres Land von Heide und Dünen, klein an Fläche, aber mit großen, weit hinausreichenden, für die Seefahrer gefahrvollen Sandbänken umgeben […]“ und schilderte auf diese Weise morphologisch die Situation sowohl des noch unweit vor der Küste liegenden Kniepsandes als auch der einsetzenden Dünenbildung. Auch Hanssen (1835: 484) teilte in einem Bericht über die Pastoratsländereien von 1629 mit: „[…] schon damals war Wiesenland durch Dünen verloren gegangen […]“ und beschrieb damit die Auswirkungen der Dünenbildung.

Der Kniepsand stellt heute aus geomorphologischer Sicht den Strand an der Westküste der Insel Amrum dar. Dieser erstreckt sich heute südwestlich des ersten Dünengürtels. Die ursprüngliche aus den GPR-Daten ersichtliche „Andockstelle“ des Kniepsandes an die Insel befindet sich jedoch 50 m nordöstlich der Vordüne und liegt damit heute bereits im rückwärtigen Dünengelände. Damit befindet sich die Andockstelle bzw. die Nahtstelle zwischen Kniepsand und eigentlicher Insel etwa 200 m weiter nordöstlich als dies heute der Fall ist.

6.5 Zusammenfassung und Schlussfolgerung

Georadarmessungen, Bohrungen und sedimentologischen Analysen haben sich als geeignete Methodenkombination zur Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung an der Westküste der Insel Amrum erwiesen. Auf Grundlage der gewonnenen Daten wurden zwei stratigraphische Modelle entwickelt, welche die geologisch-geomorphologischen Prozesse und Sedimentationsbedingungen im Westküstenvorfeld erklären. Die von Falk (2001) an der Westküste Amrum durchgeführten Studien konnten zudem bestätigt, ergänzt und verfeinert werden.

Das erste Modell zeigt die Landschaftsentwicklung an der Westküste Amrums und beschreibt die Sedimentationsbedingungen, die im Vorfeld der Westküste herrschten, bevor der Kniepsand an die Insel heranwanderte. Die geologische Ausgangssituation stellt der leicht nach Westen abfallende Inselgeestkern bestehend aus Endmoränenrelikten der Saale-Eiszeit dar. Von Westen aus folgte eine Anlagerung mariner Sedimente (*coastal onlap*).

Auf der Landoberfläche des ertrinkenden Geestkerns wurden zu Beginn der Transgression feinkörnige Sedimente eines Misch- bis Schlickwattes abgelagert. Diese zeugen von Stillwassersedimentation und ruhigeren Strömungsbedingungen als diese heute an der hochenergetischen Westküste Amrums herrschen. Es ist davon auszugehen, dass der damals noch weit vor der Küste Amrums liegende Kniepsand eine Barriere bildete und so an der Westküste für strömungsberuhigte Sedimentationsbedingungen sorgte. Der Transgressionskontakt konnte mit Hilfe einer mittels der AAR-Methode auf 3120 - 1451 J.v.h. (bzw. 2122 J.v.h bei 10,5°C) datierten Muschelschale der Gattung *Cerastoderma edule* bestimmt werden. In Übereinstimmung mit Falk (2001) wurde das Gebiet der Westküste Amrums zunehmend an der Grenze zwischen Subboreal und einsetzendem Subatlantikum von der Transgression erreicht.

Im Verlauf der Transgression wurden die Ablagerungen zunehmend gröber. Im Hangenden des Westküstenwattes folgten Ablagerungen eines dissipativen Strandes der eine ausgeprägte *ridge-and-runnel*-Topographie aufgrund von zahlreichen in das Strandprofil eingeschalteten

intertidalen Sedimentkörpern aufweist. Durch Sturmfluterosion am Geestkern konnten sich Brandungshohlkehlen ausbilden, die zur Kliffbildung führten. Fossile Kliffs in unterschiedlichen Höhenpositionen lassen auf unterschiedliche Meeresspiegelniveaus schließen.

Das zweite Modell beschreibt die Migration und den Andockmechanismus des der Insel im Westen vorgelagerten Kniepsandes an Amrum. Es erfolgte eine strömungsbedingte Anlagerung von Sedimenten an die „Stirn" des Kniepsandkörpers. Dies führte allmählich zur Progradation und zum Heranwandern des Kniepsandes an die Insel. Dabei schob sich der Kniepsand zum Teil auf die zuvor an der Westküste Amrums abgelagerten Strand- und Vorstrandsedimente. Die Andockstelle befindet sich etwa 200 m nordöstlicher als dies heute z. B. aus Luftbildern hervorgeht. Eine Anlagerung des Kniepsandes an die Insel wird daher für die Zeitspanne zwischen 1648 und 1841 angenommen.

Mit dem Trockenfallen der entstandenen Sandflächen nach Ende der Transgression wurden die Bedingungen für die anschließende großflächige Dünenbildung geschaffen, die durch den Sedimentinput aus dem Kniepsand zunehmend generiert werden konnten. Mit fortschreitender Dünenbildung wurde das Geestkliff vor der Brandung und vor fortschreitender Abrasion geschützt und entwickelte sich allmählich zum toten Kliff.

Kapitel 7

Aufbau und Genese des nördlichen Nehrungshakens der Insel Amrum

Abstract

In this chapter ground-penetrating radar data of a 200 MHz antenna and sedimentological data were combined to reveal the sedimentary structure and architecture of Northern Amrum including the northern island's barrier spit called Amrum Odde. Radiocarbon dating (^{14}C-AMS) of peat and amino acid racemisation dating (AAR) of shells allow to set up a stratigraphy of Northern Amrum.

Next to the village of Norddorf a few dune valleys bare outcrops of the Pleistocene moraine core. There Pleistocene till deposits are located directly beneath the Holocene dunes. This setting has been chosen for analysing typical reflection patterns caused by Pleistocene deposits as well as to gather information about its sedimentologial composition.

A northerly dipping of the Pleistocene moraine core is assumed. Coring data of the marshes of Risum show that at this position Pleistocene deposits are overlain by peat. Peat layers indicate a radiocarbon age of 6310 cal BP - 4450 cal BP. After this period transgression has taken place and has caused accumulation of tidal mud flat deposits that show a coarsening upward sequence and turn into overlying sandy tidal flat deposits towards the top. Sandy tidal flat deposits are overlain by the present salt marsh of Risum. The northern part of the Risum marsh has been occasionally affected by several overwash events that have caused flooding and sedimentation of thin washover layers.

Close to the centre of the northern barrier spit of Amrum Odde remnants of an underlying older barrier spit have been detected in the underground. This fossil barrier spit shows a different direction of progradation and is overlain by sandy tidal flat deposits. The chapter discusses two different theories of the fossil barrier's origin.

The surface of the northern spit end of Amrum has strongly been influenced by a buried Pleistocene moraine core that was unknown up to now. Affected by this moraine core, boulders and pebbles of the underlying till have been accumulated at the beach zone of the outer spit end. Boulders and pebbles that originate from the buried moraine have been eroded, washed out and transported by a fossil tidal channel system which is clearly detected by GPR data. At the end of the chapter an excursus concerning the differences of washover channels and tidal channels in GPR data is presented.

To summarize it could be said that data show that the spit enlargement and the geological development of Northern Amrum are much more complex than previously supposed, and it is not only characterized by simple spit attachment on a moraine core.

Kapitel 7 basiert auf Tillmann, T. (*2014*): Why is barrier spit's accretion not a simple process? Insights from GPR-surveys of Northern Amrum (North Sea/ German Bight). Proceedings of the 15th International Conference on Ground Penetrating Radar, June 30 - July 4, 2014, Brussels, Belgium. [ISBN: 978-1-4799-6789-6]

7.1 Einleitung und Ausgangstheorie

Während für den nördlichen und südlichen Nehrungshaken der Insel Sylt bereits Untersuchungen zur Geologie und Genese existieren (vgl. z. B. Ahrendt 1994; Dietz & Heck 1952; Hoffmann 1974; Lindhorst 2008; Lindhorst et al. 2008, 2010; Newig 1995; Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b, 2012, 2013), besteht hinsichtlich der beiden Nehrungshaken von Amrum bislang ein Forschungsdefizit.

Die in den vorangegangenen Kapiteln ausführlich thematisierte südliche Inselspitze Sylts (Hörnum Odde) ist von der nördlichen Inselspitze Amrums (Amrum Odde) durch das Hörnum-Tief getrennt. Die unmittelbare Nachbarschaft der beiden „gegenüberliegenden" Nehrungshaken lässt einen ähnlichen sedimentären Aufbau, eine analoge Genese und ein vergleichbares Alter vermuten (Abb. 2.1).

Die nachfolgenden Untersuchungen wurden daher primär mit dem Ziel getätigt, Gemeinsamkeiten und Unterschiede hinsichtlich der Geologie, der Morphologie sowie der Entwicklung beider Nehrungshaken aufzuzeigen. Nimmt man für die Amrum Odde eine gleichzeitige Bildungszeit an, so erscheint auch eine synchrone Entwicklung in einem einheitlichen geomorphologischen Prozesssystem sehr wahrscheinlich.

Auf diese Weise sollte festgestellt werden, in wie weit das für die Hörnum Odde nachgewiesene Zusammenspiel von Küstenlängstransport, Progradation, sturmflutbedingten *overwash*-Prozessen und die zeitliche Unterbrechung des Längenwachstums durch Sturmfluterosion (vgl. Kapitel 4.3.2.6) auch für die Amrum Odde zutrifft. Ausgegangen von einem analogen sedimentären Aufbau müssten sich die durch Sturmfluten im *foreshore*- bis *shoreface* Niveau entstandenen Erosionsdiskordanzen (*time lines*) in der Schichtenfolge der Hörnum Odde auch im Untergrund der Amrum Odde nachweisen lassen. Es ist anzunehmen, dass sich schwere Sturmfluten ebenso auf die Küsten und Nehrungshaken der Insel Amrum auswirkten.

Aufgrund dichter Bebauung innerhalb der Ortschaft Wittdün konnten für den südlichen Nehrungshaken von Amrum keine umfangreichen Geländeuntersuchungen (GPR und Bohrungen) durchgeführt werden. Die Arbeiten konzentrierten sich daher auf den nördlichen Nehrungshaken und die seit 1936 (Quedens 1994) unter Naturschutz stehende Amrum Odde.

Das Untersuchungsgebiet setzt sich morphologisch aus 3 Elementen zusammen und umfasst die Geest westlich der Ortschaft Norddorf (Abb. 7.1), die Risum Marsch nördlich von Norddorf (Abb. 7.7 Bild A) und den sich daran im Norden anschließenden eigentlichen Nehrungshaken der Amrum Odde (Abb. 7.7 Bild B).

Aufgrund bis dato fehlender Untersuchungen gibt es kaum Informationen zum geologischen Aufbau von Nord-Amrum. Wenige Anhaltspunkte liefern die Arbeiten von Falk (2001, 2002a). So werden der Geestkern sowie ein Teil der Marsch östlich der Ortschaft Norddorf noch durch das Landschaftsmodell nach Falk (2001) in Abbildung 6.2 dargestellt. Der Großteil des Untersuchungsgebietes befindet sich jedoch weiter nördlich (Abb. 7.7).

Die Abbildung 6.2 (Bild B) von Falk (2001: 148 ff.) zeigt die Land-Meer-Verteilung zwischen dem Präboreal und Subboreal. Falk (2001) geht davon aus, dass sich im Atlantikum aufgrund der günstigen klimatischen Bedingungen auf nicht marin beeinflussten Standorten eine weitgehend geschlossene Vegetationsbedeckung ausgebildet hat (vgl. Abb. 6.2 Bild B), die je nach Lokalität entweder moorigen oder waldähnlichen Charakter besaß.

Aus Abbildung 6.2 (Bild C) geht hervor, dass ca. 1 km nördlich von Norddorf (nordöstlicher Kartenausschnitt) bereits im Subboreal marine Bedingungen herrschten. Nach ausgewerteten Bohrungen durch Falk (2001: 92) wird die pleistozäne Oberfläche dort von einer 3,85 m mächtigen Kleilage überdeckt und es finden sich keine Hinweise auf organische Bildungen.

Unmittelbar nördlich von Norddorf im Randbereich dieser Überflutungszone (dunkelgrüne Farbe in Abb. 6.2 Bild C) weisen die Bohrungen von Falk (2001: 92) Torfe von -3,6 m NN bis -4,3 m NN auf, die direkt auf der pleistozänen Oberfläche gebildet wurden. Diese ungestörte organische Sequenz wird im Hangenden durch eine Wechsellagerung von Klei und Wattsand überdeckt (Falk 2001: 82).

Am nördlichen Kartenrand zwischen Föhr und Amrum liegende Bohrungen (Falk 2001: 93) aus dem Bereich des heutigen Amrumtiefs zeigen erst für die späteren Abschnitte des Holozäns eine marine Fazies. Im Subboreal hingegen kam es zu einer ausgeprägten Bildung von Bruchwald-, Seggen- und Schilftorf. So wird der pleistozäne Feinsand in den vorhandenen Bohrungen in Höhenlagen von -3,3 m NN bis -2,2 m NN (Unterkante der organischen Ablagerungen) von Torfen überlagert, die zum Teil bis auf ein Niveau von -0,5 m NN reichen. Erst dann folgen im Hangenden wechselgelagerte Schichten von Klei und Wattsand.

Im Gegensatz zur Landschaftsentwicklung an der Westküste Amrums (vgl. Kapitel 6) fand unmittelbar zwischen den Inseln Amrum und Föhr im Mittelholozän noch keine Beeinflussung der Torfbildung durch die transgredierende Nordsee statt. So bildeten Amrum und Föhr im Mittelholozän noch einen zusammenhängenden Geestkomplex, dessen rückwärtiger Bereich im Südosten vor marinen Einflüssen aus Norden und Westen geschützt war (Falk 2001, 2002). Das Amrumtief existierte um ca. 4000 v. Chr. noch nicht. Eine direkte Verbindung zwischen dem heutigen Vortrapptief und dem Amrumtief in der Vergangenheit schließt Falk (2001) ebenso aus.

Wie die Abbildung 6.2 nach Falk (2001) zeigt, ist der Bereich nördlich von Norddorf durch sehr kleinräumige Fazieswechsel geprägt und lässt demgemäß auf heterogene Bildungsbedingungen schließen. Gesicherte Informationen zum geologischen Untergrund und Aufbau des nördlichen Nehrungshaken-Systems der Amrum Odde fehlen bis dato ebenso. Um dieses Forschungsdefizit zu beheben und gleichzeitig einen Vergleich zum Nehrungshaken-System der südlichen Inselspitze Sylts herzustellen, wurden im Untersuchungsgebiet Amrum Odde Georadarmessungen, Bohrungen und Datierungen durchgeführt.

Vielfach wurde unter dem Nehrungshaken der heutigen Amrum Odde ein anstehender Geestkern vermutet. Dafür sprechen zahlreiche im Strandbereich der äußersten Oddespitze abgelagerte Kiese und Gerölle, die dort ein ca. 2 ha großes Gesteinsfeld bilden (Abb. 7.20), dessen Bildung allerdings bislang umstritten ist (Geschwinder 1992).

Zum einen existiert die These, dass es sich um einen bis dato unbekannten zweiten, kleineren Geestbereich handelt (Geschwinder 1992). Voigt (1969: 19) vermutet, dass der „diluviale Untergrund“ unmittelbar unter den Dünen der Odde anstehen muss. Nach Auffassungen von Voigt (1969: 19) liegt der Nordhaken auf einem „ehemals sehr niedrigen, vom Meer abgetragenen Teil des alten Inselkerns“ und ist damit „morphologisch ein alter Bestandteil der Insel“.

Eine zweite These besagt, dass die Kiese und Gerölle ursprünglich aus weiter südlich gelegenen Geestbereichen stammen. Durch Abrasion z. B. am Litorina-Kliff gelangte sie in den Küstenlängstransport, wurden der Strömung folgend nach Norden verfrachtet und an der Oddespitze akkumuliert (vgl. Geschwinder 1992, Remde 1972).

Dies entspräche einer Transportstrecke von über 6 km. Die Größe der Kiese von bis zu 20 cm Durchmesser (Abb. 7.20) spricht hingegen eher für eine kurze Transportstrecke oder außergewöhnlich starke Strömungsbedingungen, wie sie etwa während Sturmfluten oder innerhalb von Tiderinnen herrschen.

Der Küstenlängstransport vor der Westküste Amrums teilt sich gleichermaßen in eine nach Norden und Süden gerichtete Komponente (vgl. Kapitel 2.4.2). Gegen einen durch Erosion am Litorina-Kliff induzierten Küstenlängstransport spricht damit die Tatsache, dass solche Gerölle am südlichen Nehrungshaken bei Wittdün an keiner Stelle oberflächennah aufgeschlossen oder nachgewiesen wurden. Die flache Form sowie der starke Rundungsgrad der Kiese sprechen dennoch für einen strömungsbedingten Transport und eine dadurch hervorgerufene marine Aufbereitung und Rundung (Abb. 7.20).

7.2 Methoden

Der sedimentologische Aufbau, die interne sedimentologische Architektur sowie die Entstehung und Entwicklung des nördlichen Nehrungshakens der Insel Amrum wurde mittels der gewählten Methodenkombination aus Georadarmessungen, Bohrungen (Rammkernsondierungen, Pürkhauersondierungen), sedimentologischen Laboranalysen untersucht. Eine zeitliche Einordnung der Ergebnisse erfolgte durch Radiokohlenstoff-Datierungen (^{14}C-AMS) an Torfen und AAR-Datierungen an Muschelschalen. Detaillierte Erläuterungen und Einzelheiten zu den angewandten Methoden und Datierungen sind den Kapiteln 3.1 - 3.3 zu entnehmen.

7.2.1 Georadar (GPR)

Die Georadarmessungen dieses Kapitels wurden mit einem Georadarsystem SIR 2000 der Firma Geophysical Survey Systems Inc. (GSSI SIR-2000) in Kombination mit einer 200 MHz Antenne durchgeführt. In den Untersuchungsgebieten wurden insgesamt 21 GPR-Profile auf natürlichem Untergrund gemessen (Abb. 7.1, Abb. 7.7). Aus dem Gebiet Amrum Norddorf werden im Folgenden 3 repräsentative Profile gezeigt und näher erläutert (Abb. 3 bis Abb. 5). Aus der Risum Marsch sowie der sich im Norden anschließenden Amrum Odde wurden 9 charakteristische Profile ausgewählt und näher thematisiert.

Die Georadarmessungen wurden in einem 2-dimensionalen und 2,5-dimensionalen Survey Design durchgeführt und erfolgten vorwiegend in Anlehnung an die topographischen Verhältnisse (siehe auch Kapitel 3.2.3). Eine Korrektur der Topographie wurde mittels eines differentiellen GPS des Herstellers Ashtech ProMark 2 durchgeführt. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle im Untergrund wurde mit Hilfe von Diffraktionshyperbeln sowie durch die Korrelation mit Bohrungen und dem Grundwasserspiegel ermittelt.

Das *Processing* der GPR-Rohdaten erfolgte mit der Software „Reflex-Win“ (Version 5.6). Details zu den angewandten Filtern und Bearbeitungsschritten finden sich in Kapitel 3.2.5. Für die Radargramme wurde ein Bearbeitungsverfahren aus *offset*-Korrektur, *dewow*-Filter, Bandpassfilter und *background removal*–Filter standardmäßig angewandt.

Eine mit zunehmender Tiefe verstärkte Signalabschwächung wurde mit Hilfe der *gain*-Funktion (*energy decay*) kompensiert. Die Radargramme wurden zum Teil unter Verwendung des Migrations-Algorithmus nach Stolt (1978) migriert. Wo Diffraktionshyperbeln in starkem Maße zur Interpretation beitragen - wie z. B. in den Radargrammen des Geestkerns bei Norddorf - wurde auf das Entfernen der Hyperbeln im Radargramm verzichtet.

Die Interpretation der GPR-Profile basiert auf der Methode der Radarstratigraphie. Durch die Definition einer Radarfazies werden die Reflexionsmuster des Untersuchungsgebietes klassifiziert und entsprechend der von Neal (2004) entwickelten Standardterminologie zusammengefasst. Ausführliche Informationen zur Methode der Radarstratigraphie sind dem Kapitel 3.2.6.2 zu entnehmen.

Die Benennung der Radarfazies erfolgt nach dem in Kapitel 3.2.6.2 vorgestellten Schema. Die Abkürzung „AO" in der Radarfazies-Definition steht für das gesamte Arbeitsgebiet von Nord-Amrum und umfasst sowohl die GPR-Profile der Amrum Odde (GPR-Profile 4 - 12) als auch die des Geestkerns bei Norddorf (GPR-Profile 1 - 3). Im Untersuchungsgebiet ließen sich insgesamt 13 Radarfazies definieren (Abb. 7.2).

7.2.2 Bohrungen und sedimentologische Laboranalysen

Im Untersuchungsgebiet wurden 12 Pürkhauersondierungen und 4 Rammkernsondierungen bis zu einer Tiefe von 10 m unter der Geländeoberfläche abgeteuft. Aus den Bohrkernen wurden insgesamt 194 Sedimentproben entnommen, die im Labor der Physischen Geographie der Goethe-Universität in Frankfurt granulometrisch analysiert wurden. Einzelheiten zur Aufbereitung und den Analyseverfahren finden sich in Kapitel 3.3.1.

Zur Berechnung korngrößenstatistischer Parameter wurde das Programm Gradistat nach Blott & Pye (2001) verwendet. Die Auswertung nach korngrößenstatistischen Parametern erfolgte mit der Methode nach Folk & Ward (1957). Einzelheiten zur Auswertung und Laboranalytik sind Bestandteil von Kapitel 3.3.

7.2.3 Datierungen

Für die Altersbestimmung der Proben aus dem Untersuchungsgebiet Amrum-Nord wurden Radiokohlenstoff-Datierungen (^{14}C-AMS) und Aminosäure-Racemisierungs-Datierungen (AAR) herangezogen. Die AAR-Datierungen wurden im Jahre 2012 von Herrn Dr. Daniel Ziehe im Johann Heinrich von Thünen-Institut in Braunschweig durch die in Ziehe (2009) entwickelte Methode durchgeführt. Die Radiokohlenstoff-Datierungen (^{14}C-AMS) wurden durch Beta Analytic Limited in London durchgeführt. Einzelheiten zu den Datierungsmethoden sind in Kapitel 3.4 zusammengefasst.

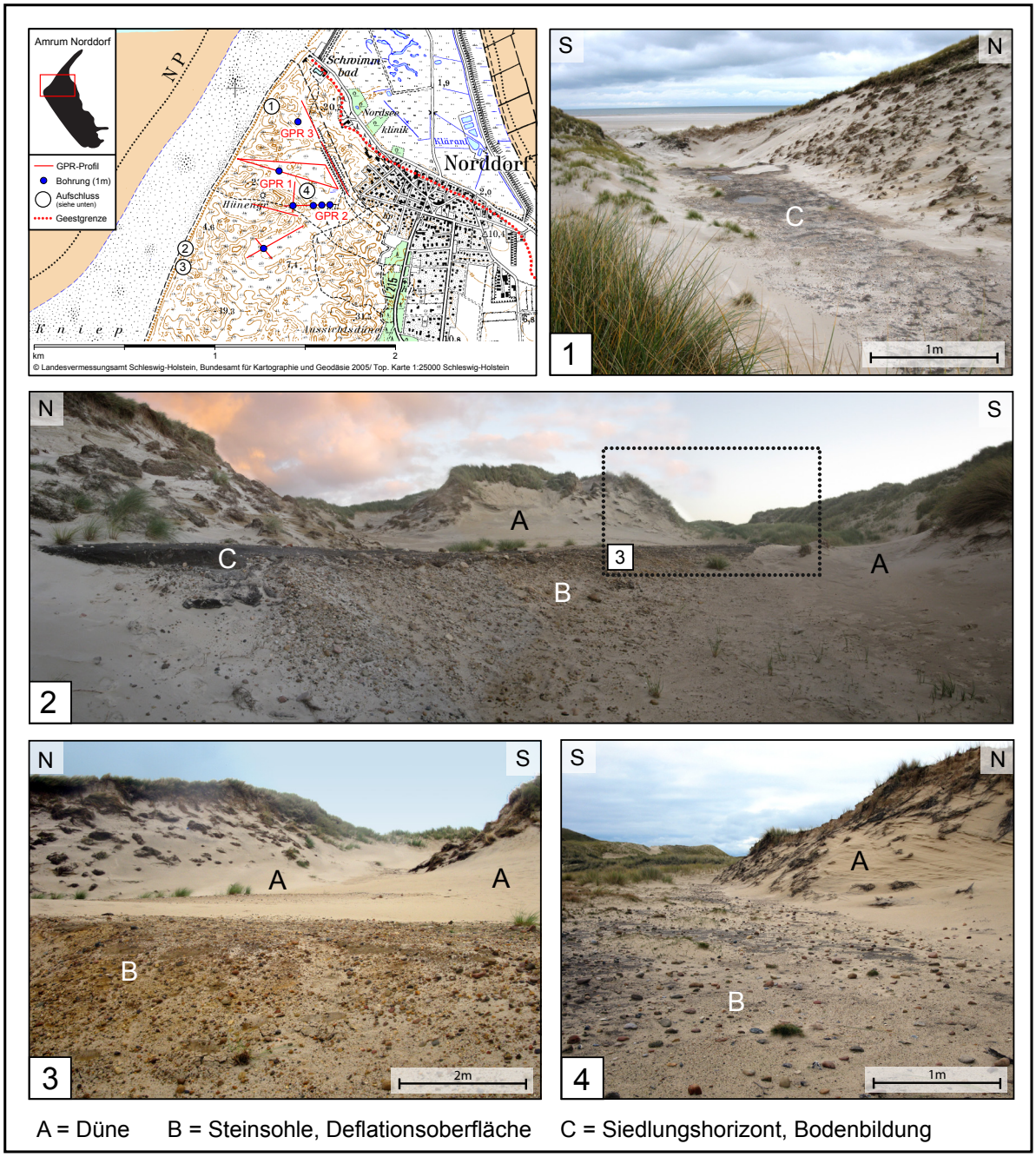


Abb. 7.1: *Der Geestkern bei Norddorf/Amrum. Die Karte zeigt alle bei Norddorf gemessenen GPR-Profile und abgeteuften Bohrungen sowie die Positionen der in den Bildern 1 - 4 gezeigten Aufschlüsse. Bild 1: in einem durch Deflation freigewehten Dünental nahe des Kniepsandes steht die Oberfläche der Geest unter den Dünen an. Bild 2: Geestaufschluss nahe des Kniepsandes. Die Oberfläche der Geest wird durch einen Paläoboden gebildet, der einer ehemaligen Siedlungsoberfläche entspricht. Bilder 3 - 4: Durch die Deflation feiner Korngrößen bildete sich auf der Geestoberfläche eine Steinsohle aus. Quelle: erweitert nach* Tillmann & Wunderlich *(2012).*

7.3 Ergebnisse und Diskussion

7.3.1 Geologische Zusammensetzung und Ausdehnung des Geestkerns bei Norddorf

Die GPR-Profile 1 - 3 wurden im Dünengelände westlich der Ortschaft Norddorf gemessen. Diese Lokalität wurde gewählt, da bei Norddorf die pleistozänen Sedimente des Geestkerns direkt unter den Holozänen Dünen anstehen. Dies ist durch zahlreiche geologische und archäologische Befunde (siehe Kapitel 2.3) belegt und konnte an einigen Stellen direkt im Gelände beobachtet werden. Die direkten Geestaufschlüsse gehen aus der Karte in Abbildung 7.1 hervor und sind in den Bilder 1 - 4 fotographisch dokumentiert.

Primäres Ziel war es, durch Georadarmessungen die Radarfazies der pleistozänen Sedimente des Geestkerns von Amrum näher zu untersuchen. Die detaillierte Analyse der Reflexionsmuster des Geestkerns bildete die Grundlage für die anschließende Identifikation unbekannter, unter der Amrum Odde vermuteter Geestvorkommen.

Der Randbereich des oberflächennah anstehenden Geestkerns bei Norddorf zeichnet sich deutlich im Gelände ab und bildet eine markante topographische Geländekante. Die Geländekante fällt steil zur Risum Marsch hin ab, zieht sich im Norden durch den Ort Norddorf und verläuft entlang der Nordseeklinik bis zum Schwimmbad (Abb. 7.1).

GPR-Profile 1 - 3 und Pürkhauersondierungen N1, N2, N3 und N4

Die GPR-Transekte 1 - 3 verlaufen auf natürlichem Untergrund. Im Untersuchungsgebiet dominieren mit Heidevegetation (*Empertrum nigrum, Calluna vulgaris)* bewachsenen Grau- und Braundünen. Lediglich auf den Vordünen, die das Untersuchungsgebiet vom Weststrand trennen, überwiegt der Strandhafer (*Ammophila arenaria*).

Die GPR-Profile 1 und 2 überschneiden sich. Im Kreuzungspunkt wurde bis in eine Tiefe von 2 m unter der Geländeoberfläche die Pürkhauersondierung N1 eingebracht (Abb. 7.1). Das GPR-Profil 1 verläuft mit einer Länge von 146,5 m von Süden nach Norden während das 174 m lange GPR-Profil 2 von Westen nach Osten ausgerichtet ist. Am östlichen Profilende von GPR 2 wurden mit den Bohrungen N2, N3, und N4 drei zusätzliche Pürkhauersondierungen bis in eine Bohrtiefe von 1 m abgeteuft. Den nördlichen Abschluss des Dünengebietes bei Norddorf bildet das 144 m lange, von Südwesten nach Nordosten streichende GPR-Profil 3 (Abb. 7.1).

In den Georadar-Profilen aus der Gegend um Norddorf wurde eine maximale Erkundungstiefe von 400 ns TWT erreicht. Dies entspricht einer tatsächlichen Tiefe von ca. 15 m unter der Geländeoberfläche. Da in den GPR-Profilen bei Norddorf der Grundwasserspiegel nicht mit eindeutiger Sicherheit nachgewiesen werden konnte, wurde an dieser Stelle kein Bezug zum Meeresspiegelniveau hergestellt. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle in den wasserungesättigten Dünensanden beträgt 0,12 m/ns. Innerhalb des saaleeiszeitlichen Geestkerns wurden lediglich Laufzeiten von 0,06 m/ns erreicht.

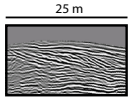
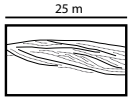
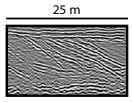
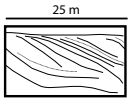
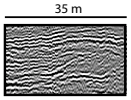
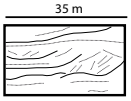
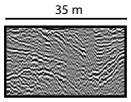
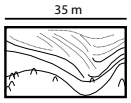
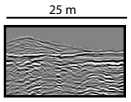
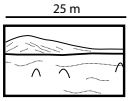
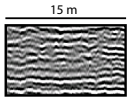
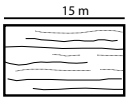
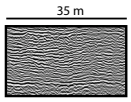
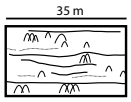
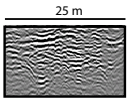
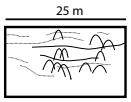
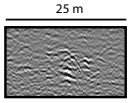
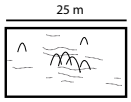
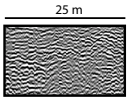
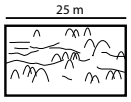
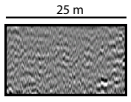
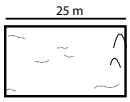
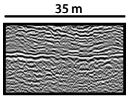
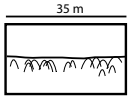
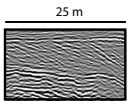
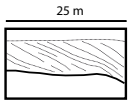
Radargramm	Interpretation	Radar-fazies	Ampli-tude	Form, Winkel, Kontinuität, Besonderheiten	Position, Tiefe	Sedimentologische Interpretation
A. Einfallende Reflexionen						
		Rf-AO-A1	stark - mittel	kontinuierlich, subparallel - parallel	über Rf-AO-B1	Dünen-Fazies, äolische Kreuz- und Schrägschichtung
		Rf-AO-A2	stark - mittel	gebündelte Reflexionen, sigmoidal - oblique tangential, *downlap*-Endung auf Rf-AO-D2, kontinuierlich - mäßig kontinuierlich	unter Rf-AO-B1	Nehrungshaken-Fazies/ Progradations-Fazies, fossiler Strandhaken
		Rf-AO-A3	mittel	leicht konkave Reflexionen, leicht wannenförmige Strukturen, schneiden sich in Rf-AO-B2 ein, mäßig kontinuierlich	im Bereich von Rf-AO-B1 bis unter Rf-AO-B1	Wattrinnen-Fazies
		Rf-AO-A4	sehr stark - stark	stark konkave Reflexionen, stark rinnenförmige Strukturen, schneiden sich in Rf-AO-C2 und Rf-AO-D1 ein, kontinuierlich, Diffraktionshyperbeln	unter Rf-AO-B1	Priel-Fazies
B. Horizontale Reflexionen						
		Rf-AO-B1	stark	planar kontinuierlich, horizontal - subhorizontal, linear		Grundwasserspiegel
		Rf-AO-B2	mittel - schwach	horizontal - subhorizontal, parallel - subparallel, mäßig kontinuierlich - diskontinuierlich	im Bereich von Rf-AO-B1 bis unter Rf-AO-B1	Sandwatt-Fazies (inkl. *tidal-bars*)
		Rf-AO-B3	mittel	horizontal planar, teilweise wellenförmig, kontinuierlich - mäßig kontinuierlich, Diffraktionshyperbeln	unter Rf-AO-B1	(fluvioglaziale) Schichtung im Geestkern
C. Irreguläre Reflexionen						
		Rf-AO-C1	stark - mittel	mäßig kontinuierlich, wellenförmig, teilweise chaotisch, viele Diffraktionshyperbeln	unter Rf-AO-B1	Geschiebenester im Geestkern
		Rf-AO-C2	schwach	diskontinuierlich, chaotisch, häufig Diffraktionshyperbeln	unter Rf-AO-B1	Geestkern-Fazies
		Rf-AO-C3	stark	wellenförmig, viele Diffraktionshyperbeln	vorwiegend im Bereich von Rf-AO-B1	periglaziale Strukturen vorwiegend an der Geestoberfläche
		Rf-AO-C4	schwach - sehr schwach	teilweise reflexionsfrei, diskontinuierlich, oblique chaotisch, gelegentlich Diffraktionshyperbeln		Signaldämpfung, undefinierte Reflexions-bereiche, Überlagerung von Reflexionen
D. Radar-Schichtflächen						
		Rf-AO-D1	stark	annähernd horizontale - leicht wellenförmige Radarschichtfläche, starke Konzentration von Diffraktionshyperbeln an der Basis	unter Rf-AO-B1	(fluvioglaziale) Schichtoberfläche im Geestkern
		Rf-AO-D2	stark	leicht nach NE einfallende Radarschichtfläche, oblique divergent, gelegentlich Diffraktions-hyperbeln an der Basis	unter Rf-AO-B1	Erosionsdiskordanz geformt durch Strumfluten, Akkumulation von Kiesen, *shoreface*

Abb. 7.2: *Radarfazies-Definition von Nord-Amrum. Die Einteilung der Reflexionen bezieht sich auf das Untersuchungsgebiet „Amrum Odde" (AO).*

In den GPR-Profilen 1 - 3 (Abb. 7.3 - 7.5) lassen sich 6 unterschiedliche Radarfazies unterscheiden (Abb. 7.2). Der obere Profilbereich wird in allen drei Radargrammen von der Radarfazies Rf-AO-A1 eingenommen. Die in unterschiedliche Richtungen einfallenden Reflektoren von Rf-AO-A1 sind von mittlerer Amplitude und Kontinuität und verlaufen zueinander parallel bis subparallel. Die Radarfazies Rf-AO-A1 umfasst die rezenten Dünen, die sich durch Deflation feiner Korngrößen aus dem pleistozänen Geestkern gebildet haben. Die interne Schrägschichtung der Dünen-Fazies lässt sich besonders gut am nördlichen Profilende von GPR-Profil 1 (Abb. 7.3) erkennen. Die Basis der Dünen-Fazies wird durch die annähernd horizontale Radarschichtfläche Rf-AO-D1 gebildet, die als Geestoberfläche interpretiert wird. Diese stellt zugleich die Grenze zwischen den holozänen Dünen im Hangenden und dem Pleistozän im Liegenden dar.

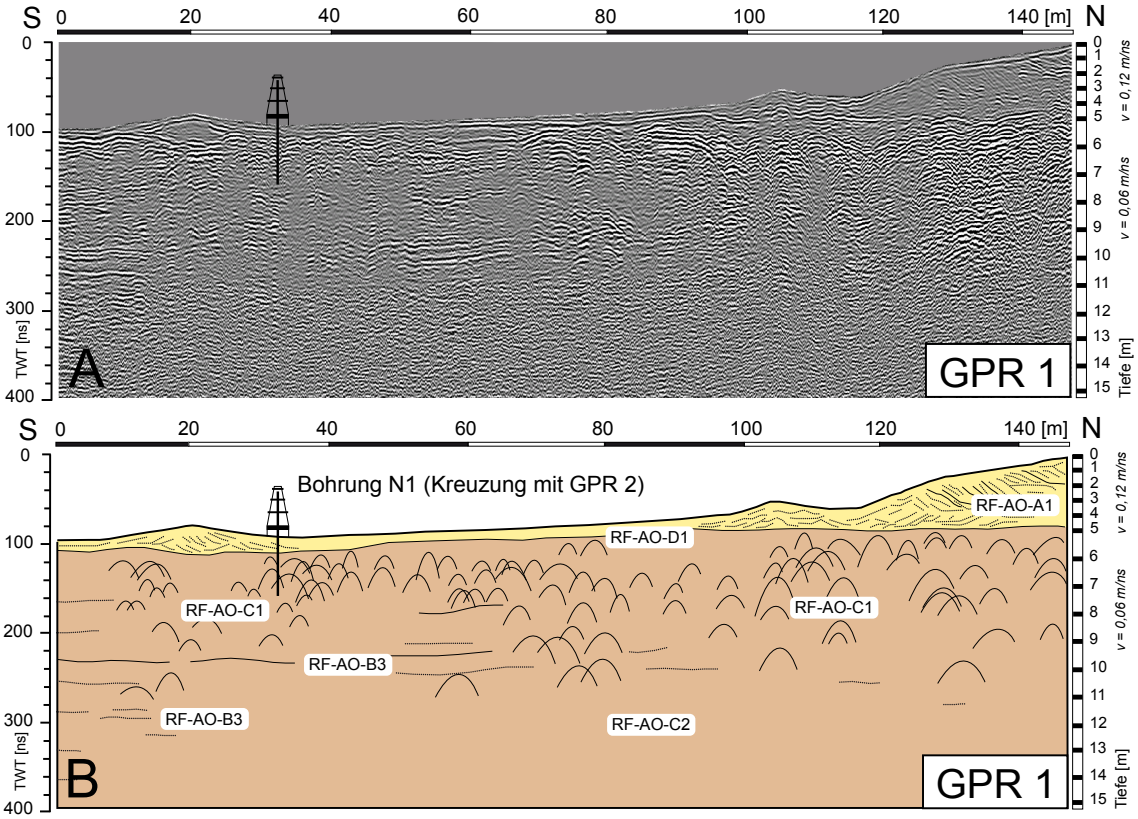


Abb. 7.3: *Süd-Nord streichendes GPR-Profil 1 (200 MHz) von 146,5 m Länge. Zur Lage von GPR-Profil 1 und Bohrung N1 siehe Abb. 7.1. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. Auf die Migration wurde zugunsten zahlreicher Diffraktionshyperbeln verzichtet. Die Hyperbeln im Radargramm entsprechen den Geschieben im Geestkern. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 7.11. Quelle: in Anlehnung an* Tillmann & Wunderlich *(2012).*

Wie aus Abbildung 7.1 hervorgeht, tritt die Oberfläche der Geest in freigewehten Dünentälern direkt zu Tage. Dort ist an der Geestoberfläche eine Steinsohle ausgebildet, die sich durch die Deflation feiner Korngrößen entwickelt hat. Die faustgroßen Kiese (Granit, Gneis, Quarzit, Flint) blieben zurück und konzentrierten sich auf der Oberfläche der Geest (Abb. 7.1). Die eigentliche Geestoberfläche bildet ein schwarzbrauner, humusreicher Paläoboden (Podsol), der in den Bohrungen N1 - N4 Mächtigkeiten von bis zu 0,25 m erreicht. Der Paläoboden stellt zugleich die ehemalige Siedlungsoberfläche dar, die durch zahlreiche archäologische Befunde (vgl. Kapitel 2.3.1) bestätigt wird. Siedlungsspuren aus der Wikingerzeit finden sich z. B. als

Burghügel am Wattufer von Norddorf sowie als Gräberfeld im Skalnastal südwestlich der Vogelkoje (Gripp 1968; Kersten 1969; Quedens 1994). Mittelalterliche Wölbäcker, Pflugfurchen, Viehspuren (Gripp 1968; Remde 1972) belegen eine Bewirtschaftung der Siedlungsoberfläche noch bis ins 14. Jahrhundert und schließen gleichzeitig das Vorhandensein großflächiger Dünengebiete auf der Geest aus.

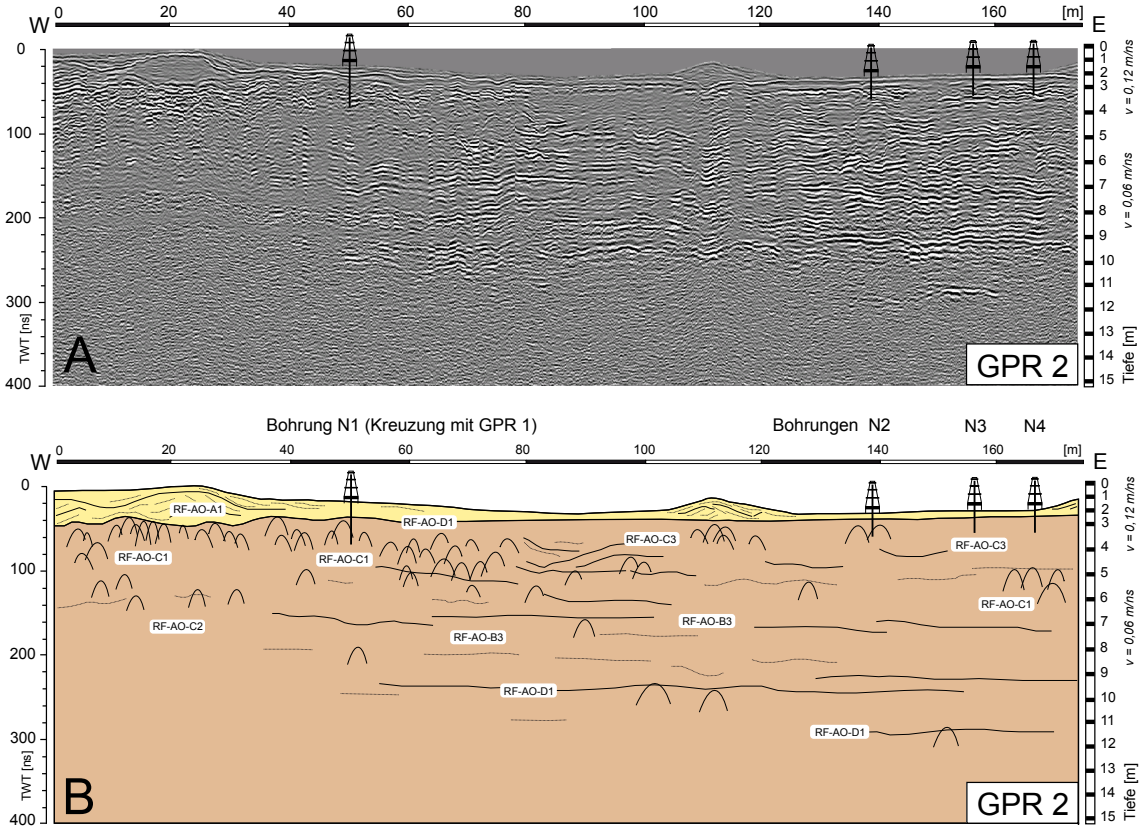


Abb. 7.4: *West-Ost streichendes GPR-Profil 2 (200 MHz) von 174 m Länge. Zur Lage von GPR-Profil 2 und der Bohrungen N1, N2, N3 und N4 siehe Abb. 7.1. Die Bohrung N1 markiert zugleich den Kreuzungspunkt zu GPR-Profil 1. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. Auf die Migration wurde verzichtet. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 7.11.*

Vereinzelt lassen sich in den Radargrammen (z. B. GPR-Profil 2) an der Oberfläche der Geest wellen- bis taschenförmige Strukturen von geringer Mächtigkeit und Ausdehnung erkennen, die in Kombination mit Diffraktionshyperbeln einhergehen (Abb. 7.4). Die unter der Radarfazies Rf-AO-C3 zusammengefassten Reflexionsmuster werden als periglaziale Strukturen (z. B. Brodelböden) gedeutet, die sich vorwiegend an der Oberfläche der Geest in den Zeiten bildeten, als diese noch nicht von Dünen bedeckt war. So gerieten die Geestgebiete Nordfrieslands während des Weichsel-Glazials unter periglazialen Einfluss (Dietz & Heck 1952). Der damalige Eisrand endete auf einer Linie zwischen Flensburg, Schleswig und Rendsburg (Woldstedt & Duphorn 1974). An der durch Permafrost beeinflussten Geestoberfläche kam es zu kryoturbater Verformung.

Die Radarfazies Rf-AO-C2 von Norddorf zeichnet sich durch ihr irreguläres zum Teil chaotisches Reflexionsmuster aus und entspricht der Radarfazies Rf-AL-C2 aus dem Untersuchungsgebiet am Leuchtturm von Amrum (vgl. Kapitel 6.3.1). Rf-AO-C2 wird als Geestkern-Fazies interpretiert.

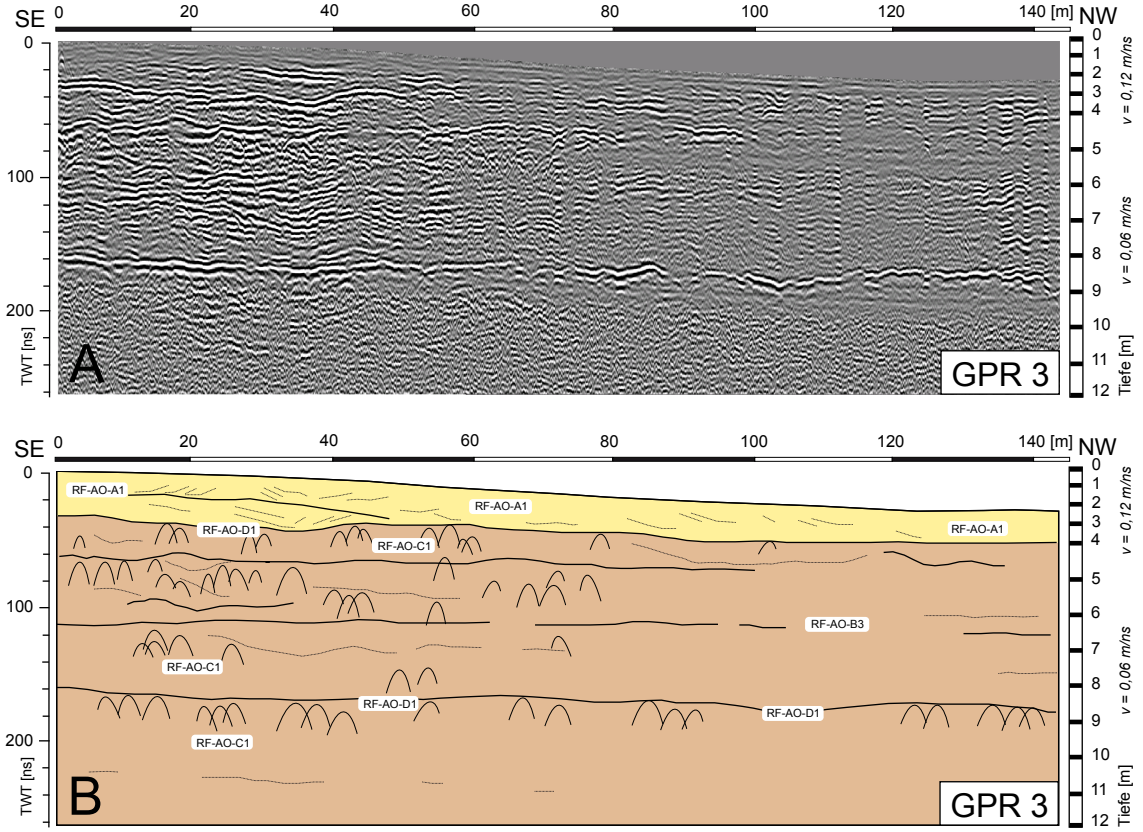


Abb. 7.5: *Südost-Nordwest streichendes GPR-Profil 3 (200 MHz) von 144 m Länge. Zur Lage von GPR-Profil 3 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.1. A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. Auf die Migration wurde verzichtet. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 7.11.*

Die mittlere Korngröße der Geestkern-Fazies (Bohrungen N1 - N4) liegt mit durchschnittlich 2,13 φ im feinen Mittel- bis Feinsandbereich und wird mit zunehmender Tiefe insgesamt feinkörniger. Die Sortierung ist mäßig bis gut. Abbildung 7.6 zeigt eine typische Korngrößenverteilung der Geestkern-Fazies bei Norddorf. Die Korngrößenverteilung der Geestkern-Fazies zeigt nur geringe Abweichungen innerhalb des Korngrößenspektrums und ist mit dem größten Anteil an der Korngröße Feinsand meist unimodal verteilt. Die Schiefe ist vorwiegend symmetrisch. Geringfügige Abweichungen zu einer positiven Schiefe sind ebenfalls festzustellen. Charakteristisch für die Feinsande des Geestkerns ist der hohe Anteil der darin enthaltenen Glimmer (Muskovit).

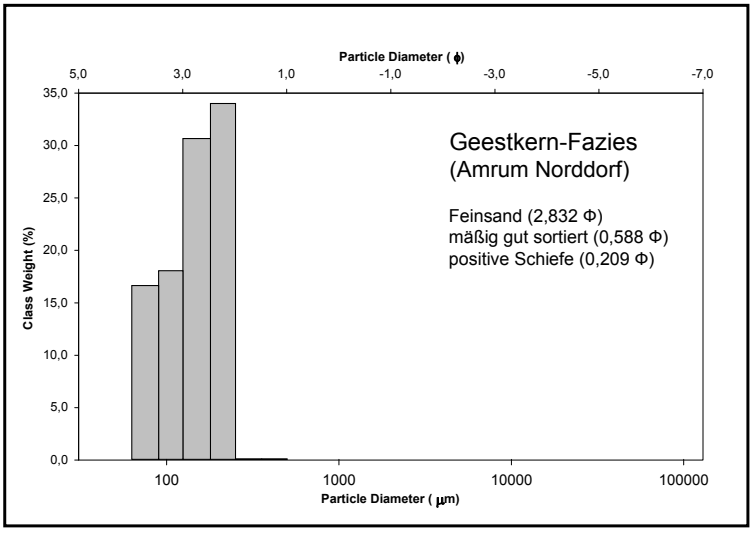


Abb. 7.6: *Typische Korngrößenverteilung der Geestkern-Fazies im Gebiet Amrum Norddorf. Das Histogramm zeigt mäßig gut sortierte Feinsande mit einer positiven Schiefe.*

Die Radarfazies Rf-AO-C1 von Norddorf ist analog zur Radarfazies Rf-AL-C1 des Untersuchungsgebietes am Leuchtturm von Amrum (Kapitel 6.3.1) und kennzeichnet ebenfalls Geschiebeansammlungen innerhalb der Geest, die in den GPR-Daten durch zahlreiche, sich zum Teil überlagernde Diffraktionshyperbeln belegt sind. Besonders ausgeprägt kommt Rf-AO-C1 in GPR-Profil 1 (Abb. 7.3) und in der unmittelbaren Umgebung von Bohrung N1 vor.

Im Gegensatz zur Sylter Geest ist der Geestkern der Insel Amrum weniger tonhaltig und setzt sich vorwiegend aus fluvioglazialen Schmelzwassersanden zusammen. (vgl. Jessen 1932; Meier 1987; Voigt 1969). Die Radarfazies Rf-AO-B3 zeichnet die interne Struktur und Schichtung im Geestkern nach, die sich vermutlich ursprünglich durch fluvioglaziale Prozesse gebildet hat und im Radargramm anhand geringer Materialunterschiede als Reflexion abgebildet wird.

7.3.2 Aufbau und Stratigraphie der Risum Marsch

Im Winkel zwischen dem heute nach Osten einschwenkenden nördlichen Nehrungshaken der Amrum Odde und dem Geestkern bei Norddorf hat sich die Risum Marsch gebildet (Abb. 7.7 Bild A). In den Marschen und Salzwiesen der Risum Marsch konnten aufgrund ungünstiger Untergrundverhältnisse keine aussagekräftigen GPR-Messungen getätigt werden. Salzwasser und tonreiche Sedimente im Untergrund führten zur Dämpfung des elektromagnetischen Signals (vgl. Kapitel 3.2.4). Dementsprechend wurde in den dort gemessenen Testprofilen lediglich eine Erkundungstiefe von maximal 0,5 m erreicht.

Die Informationen über den Aufbau und die Sedimente des Untergrundes dieses Gebietes basieren auf den Bohrungen AR2 und AR3, die im Nachfolgenden erläutert werden. Zusätzlich wurden 10 Pürkhauersondierungen in den obersten Meter des Untergrundes eingebracht. Die Rammkernsondierungen AR2 und AR3 konnten, bedingt durch die starke Landwirtschaftliche Nutzung der Marsch (Viehhaltung) erst im Abschnitt nördlich des Schullandheims Ban Horn durchgeführt werden (Abb. 7.7 Bild B).

7.3.2.1 Bohrung AR2

Die Bohrung AR2 wurde in einer Senke westlich des Fahrradweges (54°41’55” Nord und 8°20’18” Ost), der zur Amrum Odde führt, bis zu einer Bohrtiefe von 10 m unter der Geländeoberfläche abgeteuft (Abb. 7.7 Bild B). Die Bohrung erreicht eine absolute Tiefe von ca. -9,25 m NN und lässt sich stratigraphisch in 5 Einheiten unterteilen (Abb. 7.8). Für granulometrische Laboranalysen wurden insgesamt 56 Sedimentproben entnommen.

Unter einer etwa 20 cm mächtigen schwarzbraunen Humusauflage folgt bis in eine Tiefe von 0,60 m eine feinschichtige Wechsellagerung aus gut durchwurzelten sehr feinen, feinen und mittleren Sanden. Der reine Tongehalt beträgt in den untersuchten Proben bis zu 12,5 %. Die mittlere Korngröße bewegt sich zwischen 3,95 φ und 1,39 φ. Die Sortierung der Fein- und Mittelsande ist mäßig (0,80 φ) bis gut (0,47 φ). Lediglich die sehr feinen Sande, die zudem einen hohen Tongehalt aufweisen, sind schlechter sortiert (2,95 φ). Die oberste Einheit entspricht der heutigen Salzwiese mit ihrer typischen, durch feinschichtige Wechsellagerung geprägten Grodenschichtung.

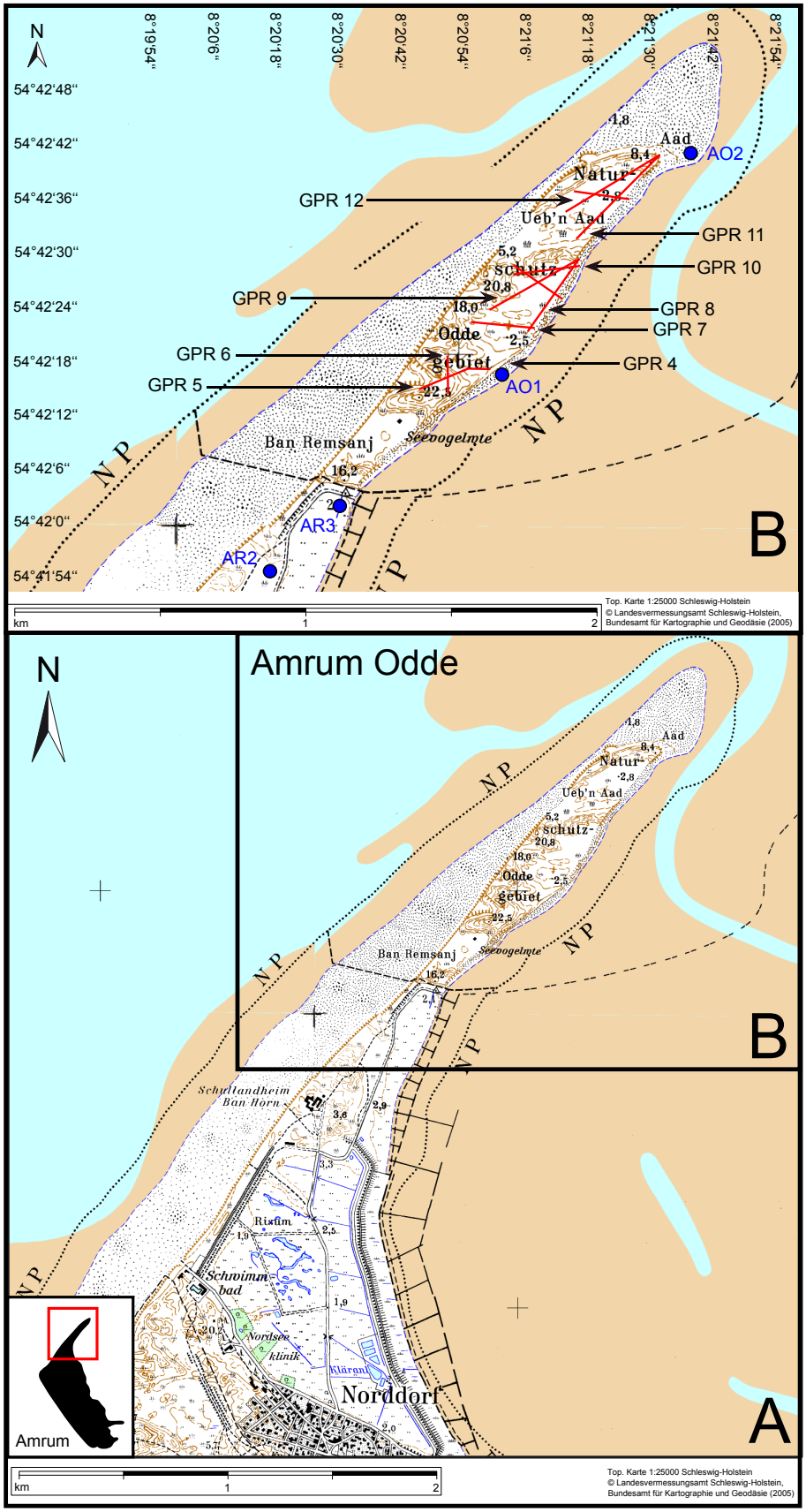


Abb. 7.7: *Bild A: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes im Norden der Insel Amrum. Bild B: Übersicht der im Bereich der Amrum Odde gemessenen GPR-Profile und abgeteuften Bohrungen.*

Im Liegenden folgen bis in eine Tiefe von 4,20 m gut geschichtete, sandige Ablagerungen. Die vorherrschende Korngröße liegt im Fein- bis Mittelsandbereich und variiert zwischen 2,36 φ und 1,62 φ. Die Sortierung der reinen Sandproben ist mäßig (0,82 φ) bis mäßig gut (0,53 φ). Tonreiche Mischproben sind dagegen schlecht (1,16 φ) bis sehr schlecht (2,25 φ) sortiert. Eingeschaltete, stark ton- und silthaltige Feinsandschichten zwischen 1,5 m und 2 m Bohrtiefe kommen in Verbindung mit feinen Wurzeln vor. Der reine Tongehalt einzelner Sedimentproben liegt zwischen 0 % - 6,8 %.

In Anlehnung an eine gebräuchliche Klassifizierung von Ruyter (1960) und Sindowski (1973, 1979), wonach der reine Tongehalt im Sandwatt 0 % - 5 % beträgt, wird diese sedimentologische Einheit als feinsandiges Sandwatt interpretiert. Bis zu einer Tiefe von 1,50 m sind die Sande von hellbeiger Farbe und zeigen zwischen 0,60 m - 1,35 m Bohrtiefe deutliche Oxidationserscheinungen (Rostflecken). Die durch rotbraun gefärbtes kolloidales Eisenhydroxid umkrusteten Quarzkörner belegen eine Sedimentation unter oxidierenden Bedingungen. Dieser Abschnitt wird folglich als Oxidationsschicht des Sandwattes gedeutet. Eine mächtige Oxidationsschicht spricht nach Köster (1998) gleichermaßen für ein Sandwatt.

Ab einer Grenze in 1,50 m Tiefe folgt im Liegenden die Reduktionsschicht aus grau gefärbten Wattsanden, die sich unter Sauerstoffabschluss bildeten. Unter reduzierenden Bedingungen fällt Schwefelwasserstoff fein verteiltes Eisen als Eisensulfid (FeS) aus und färbt die Sedimente der Reduktionsschicht grau bis schwarz (Pott 2003).

In einer Tiefe von 4,15 m werden die Ablagerungen in zunehmendem Maße feinkörniger. Die Korngrößen variieren zwischen Feinsand (2,18 φ) und sehr feinem Silt (8,12 φ). Der Anteil an reinem Ton steigt im Vergleich zum Hangenden an und liegt zwischen 6,8 % und 54,9 %. Entsprechend der breiten, vorwiegend polymodalen Korngrößenverteilung ist die Sortierung in stark ton- und silthaltigen Proben schlecht (1,39 φ) bis sehr schlecht (2,77 φ). In dieser sedimentologischen Einheit wurden ganze und gut erhaltenen Muschelschalen der Gattung (*Cerastoderma edule)* sowie zahlreiche intakte Gehäuse der Wattschnecke (*Hydrobia ulvae*) und Strandschnecken (*Littorina littorea*) gefunden (Abb. 7.8 Bild 2 und Bild 3). Zudem konnten sehr feine Wurzelfäden nachgewiesen werden. An intakten Schalenklappen von *Cerastoderma edule* wurden zur zeitlichen Einordnung AAR-Datierungen durchgeführt (Abb. 7.8).

Die dunkelgraue Sedimentfarbe und der Gehalt an organischer Substanz lassen auf eine Sedimentation unter stark reduzierenden Bedingungen schließen. Die überwiegend feinen Korngrößen von Feinsand und Silt sowie der insgesamt hohe Tongehalt zwischen 6,8 % und 46,5 % sprechen für ein geringes energetisches Strömungsregime zur Zeit der Sedimentation. Gemäß der Einteilung von Sindowski (1973, 1979) beträgt der reine Tongehalt im Mischwatt bis 8 % und im Schlickwatt über 8 %. Die Sedimente sprechen gemäß der o. g. Klassifizierung für ein feinkörniges Mischwatt, das im Liegenden in ein reines Schlickwatt übergeht. Zum Hangenden wird das Mischwatt vom Sandwatt durch das massenhafte Auftreten von Wattschnecken (*Hydrobia ulvae*) und Strandschnecken (*Littorina littorea*) abgegrenzt, die als Weidegänger einen Lebensraum auf strömungsberuhigten Misch- bis Schlickwattflächen bevorzugen (vgl. z. B. Ott 1996; Sommer 2005). Die gemeine Strandschnecke (*Littorina littorea*) siedelt bevorzugt knapp unter der Mittleren Hochwasserlinie (Quedens 1998).

Eine scharfe Diskordanz in 5,70 m Tiefe markiert den Übergang zu den Torfen im Liegenden (Abb. 7.8) und stellt damit zugleich den Transgressionskontakt dar. Die bis in eine Tiefe von 7 m anstehenden Torfe wurden mittels der ^{14}C-Methode datiert. Insgesamt wurden an 4 Proben ^{14}C-AMS-Datierungen durchgeführt (Abb. 7.8 und Abb. 7.9).

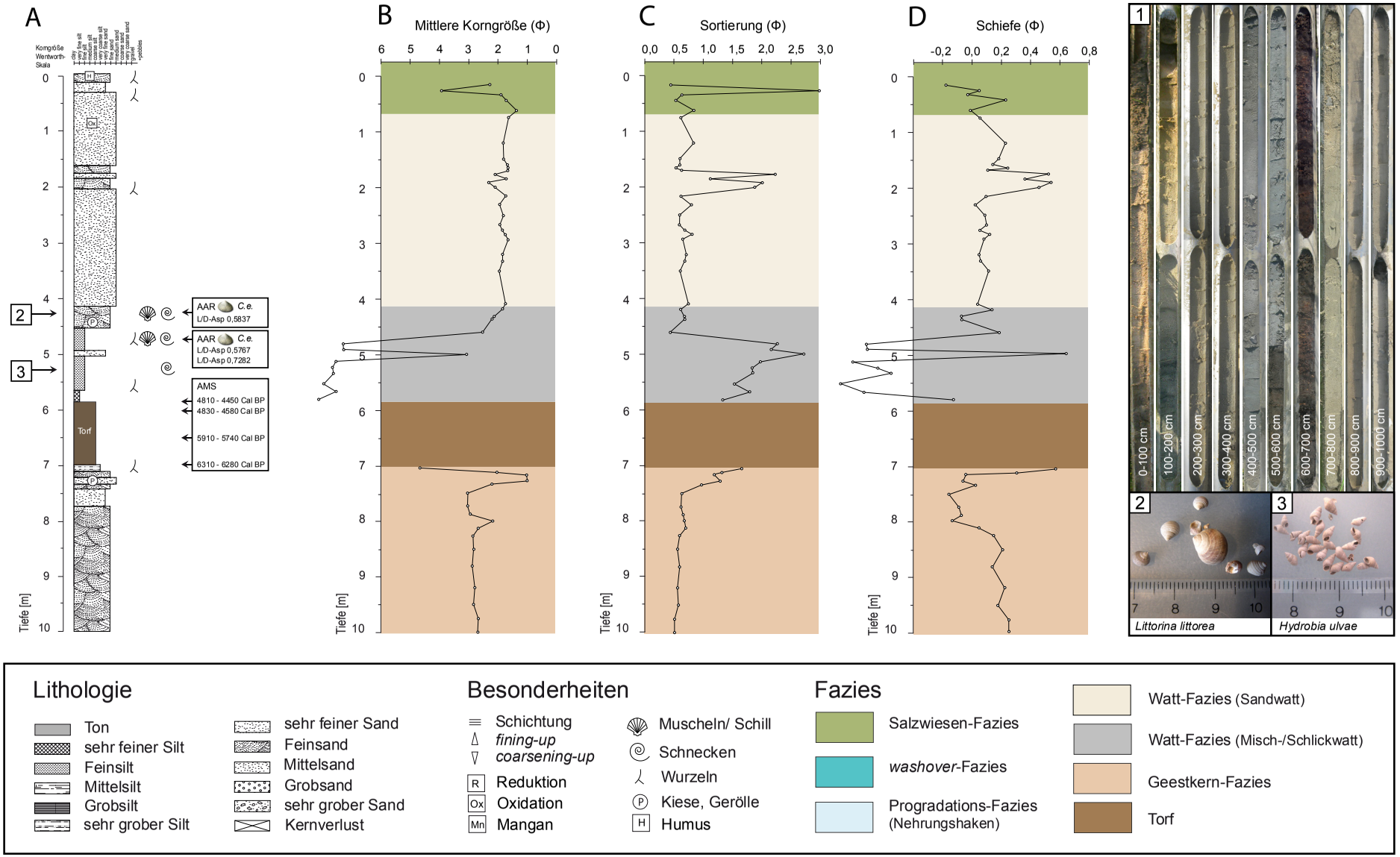


Abb. 7.8: *A - D: Korngrößenstatistik und Datierungen von Bohrung AR2. Bild 1 zeigt ein Foto des Bohrkerns. Im Bohrkern enthaltene Exemplare der Strand- und Wattschnecke werden in den Bildern 2 und 3 gezeigt. Zur Position von Bohrung AR2 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.7. Die Legende gilt für alle weiteren, im Untersuchungsgebiet abgeteuften Bohrungen. AAR-Alter sind im Anhang Tab. A-1 verzeichnet.*

Den Übergang zwischen den Torfen im Hangenden und der untersten sedimentologischen Einheit wird durch eine *fining-upward* Sequenz zwischen 7 m und 7,20 m Tiefe gebildet. Die Basis dieser 20 cm mächtigen Sequenz bilden schlecht sortierte (1,22 φ - 1,31 φ) Mittelsande (1,03 φ - 1,01 φ), die zum Hangenden hin feinkörniger werden und in ebenfalls schlecht sortierte (1,32 φ - 1,66 φ) Feinsand- (2,01 φ) und Grobsilt-Lagen (4,62 φ) übergehen.

Auffallend sind die Konzentration von Kiesen (Quarzit, Gneis) sowie das Vorhandensein von Pflanzenresten im Bohrkern. Ab 7,70 m Tiefe folgen homogene, stark glimmerhaltige Feinsandablagerungen. Die Korngröße liegt einheitlich im Feinsandbereich und variiert zwischen 2,98 φ und 2,23 φ. Dementsprechend ist dieKorngrößenverteilung ausschließlich unimodal bis bimodal und zeigt zumeist eine symmetrische (-0,07 φ - 0,06 φ) bis leicht positive (0,13 φ - 0,26 φ) Schiefe. Die beige-grauen Sande sind mäßig (0,72 φ) bis mäßig gut (0,51 φ) sortiert. Der Tongehalt liegt bei 0 % - 2,2 % und geht zum Liegenden gegen 0 %.

Tiefe (unter Geländeoberfl.) Bohrung AR2	Probe	Labor-Nr.	Radiokarbon-Alter (konventionell)	kalibrierte Radiokarbon-Alter (2σ); 95 % Wahrscheinlichkeit	Zeitspanne cal BC
580 - 590 cm	Torf	Beta-315697	4090 +/- 30 BP	4810 - 4450 cal BP	2860 - 2500 cal BC
590 - 600 cm	Torf	Beta-315698	4160 +/- 30 BP	4830 - 4580 cal BP	2880 - 2620 cal BC
650 - 675 cm	Torf	Beta-315699	5070 +/- 30 BP	5910 - 5740 cal BP	3960 - 3790 cal BC
675 - 700 cm	Torf	Beta-315700	5500 +/- 30 BP	6310 - 6280 cal BP	4360 - 4330 cal BC

Abb. 7.9: *Ergebnisse der Radiokohlenstoff-Datierungen (^{14}C-AMS) an Torfen aus Bohrung AR2. Zur Position der Torfe im Bohrkern siehe Abbildung 7.8.*

Die unterste sedimentologische Einheit wird als der im Untergrund anstehende Geestkern interpretiert (Abb. 7.8). Die Sedimente des Geestkerns sind hinsichtlich ihrer korngrößenstatistischen Parameter (mäßig bis gut sortierte Feinsande) vergleichbar mit der oberflächennah anstehenden Geest bei Norddorf (vgl. Kapitel 7.3.1). Als Indikator für die terrestrischen Ablagerungen der Geest kann der hohe Gehalt an hellem Glimmer (Muskovit) angeführt werden, der aus der Verwitterung glimmerhaltiger Gesteine wie z. B. den kristallinen Geschieben des skandinavisch-baltischen Geschiebespektrums (z. B. Gneis, Granit) hervorgeht.

Aufgrund der Anreicherung von Kiesen auf der Geestoberfläche wird angenommen, dass sich an dieser Stelle eine Steinsohle ausgebildet hat. Diese ehemalige Landoberfläche liegt in 7 m Tiefe (-6,25 m NN) und stellt zugleich die Grenze zwischen dem Pleistozän im Liegenden und den holozänen Sedimenten im Hangenden dar.

7.3.2.2 Bohrung AR3

Die Bohrung AR3 befindet sich im Gäärsdeel südlich der Amrum Odde (54°42'03" Nord und 8°20'31" Ost) und wurde dort bei Niedrigwasser auf einer Salzwiese östlich des Bohlenweges, der zur Odde führt, eingebracht (siehe Abb. 7.7). Die Bohrung erreicht eine Tiefe von 8 m unter der Geländeoberfläche (Abb. 7.10). Dies entspricht einer absoluten Tiefe von -7,75 m NN. Aus Bohrung AR3 wurden 25 Proben granulometrisch untersucht.

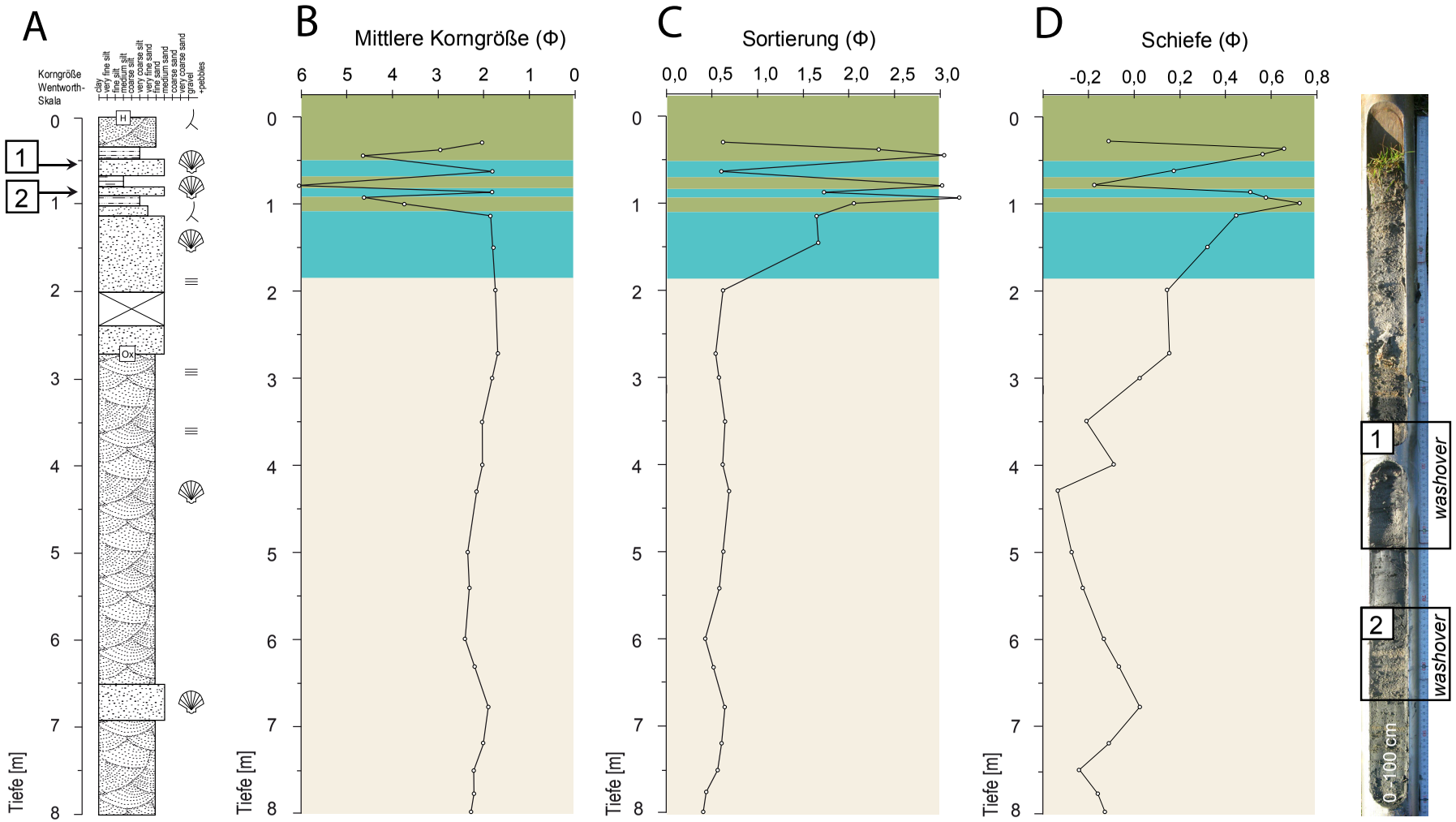


Abb. 7.10: *A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung AR3. Die Bilder 1 und 2 zeigen washover-Sequenzen innerhalb der feinkörnigen Salzwiesen-Fazies. Zur Position von Bohrung AR3 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.7. Legende siehe Abb. 7.8.*

Der oberste Abschnitt des Bohrkerns (Abb. 7.10) wird von einer 10 cm mächtigen Humusauflage mit Wurzeln der rezenten Salzwiesenvegetation eingenommen. Darunter folgen bis in eine Tiefe von 0,45 m hellgraue Feinsande (2,05 φ) mit einem Tonanteil von bis zu 11,5 %. Zwischen 0,45 m und 0,5 m Tiefe werden die Ablagerungen feiner und der Tongehalt nimmt mit 22,7 % zu. Die dominierende Korngröße ist sehr grober Silt (4,71 φ). Die obere Einheit stellt die heutige Salzwiese dar, die sich im strömungsberuhigten Lee der Amrum Odde gebildet hat. Wenige Meter im Osten wird die Landgewinnung und Vorlanderhöhung als Methode des Küstenschutzes durch das Anlegen zahlreicher Lahnungen und Grüppen seit 1951 unterstützt (vgl. Kapitel 2.5.2).

Markant in den oberen 2 m Bohrtiefe ist eine ausgeprägte Wechsellagerung mit eingeschalteten Mittelsandlagen (1,85 φ - 1,87 φ). Im Gegensatz zur oberen Sandlage, die eine mäßig gute Sortierung 0,61 φ aufweist, sind die unteren beiden Sandschichten von durchweg schlechter Sortierung (1,67 φ - 1,74 φ). Der Anteil an Muschelschalen und Bruchschill ist in allen drei Sandlagen hoch. Zwischen den einzelnen Sandlagen sind die Sedimente feinkörniger. Der Anteil an Ton und organischer Substanz wie z. B. feinen Wurzeln ist entsprechend höher. Die mittlere Korngröße liegt zwischen Mittelsilt (6,02 φ) und sehr feinem Sand (3,75 φ). Der Tongehalt beträgt 10,8 % - 33,5 %.

Aus der jüngeren Geschichte Amrums ist bekannt, dass das Gebiet nördlich von Norddorf immer wieder durch *overwash*-Prozesse beeinflusst wurde (Albers & von Liebermann 2006; Quedens 1994). Schwere Sturmfluten in den Jahren 1936, 1954 und 1962 erodierten die Vordünen westlich des Gäärsdeels, sodass infolge der Sturmflut 1962 das Wasser in Form eines *washovers* bis an die Wattseite strömte (Albers & von Liebermann 2006) und so auch das Salzwiesengebiet bei Bohrung AR3 überflutete.

Darauf begründet werden die in die oberen zwei Meter des Bohrprofils eingeschalteten Mittelsandlagen als *washover*-Sedimente gedeutet, die sich vermutlich in Form eines *washover fans* auf der Salzwiese bei Bohrung AR3 ablagerten (siehe auch Abb. 7.10 Bild 1 und 2). Die schlechte Sortierung, der hohe Anteil an Bruchschill und die im Vergleich zu den umgebenen Schichten groben Korngrößen sprechen für die episodische Sedimentation unter temporär erhöhtem Strömungsregime. Als Folge des Dünendurchbruchs wurde ein Bitumendeich mit einer Höhe von +4,50 m NN gebaut, der inzwischen auf ganzer Länge versandet und durch eine Randdüne von durchschnittlich 6 m - 10 m Höhe überdeckt ist (vgl. Kapitel 2.5.2). Dies erklärt, warum in den oberen 0,5 m keine *washover*-Ablagerungen mehr nachzuweisen sind.

Dennoch ist nicht auszuschließen, dass es sich bei den eingeschalteten Sandlagen (Abb. 7.10 Bild 1 und 2) ebenso um Sturmflutsedimente handelt, die durch eine Überflutung der Salzwiese von der Wattseite her abgelagert wurden und aus sedimentologischer Sicht auch ein Extremevent darstellen.

Die Abgrenzung zur Einheit des Liegenden kann aufgrund eines Kernverlustes zwischen 2 m und 2,45 m Tiefe lediglich interpoliert werden. Unterhalb von 2,45 m Tiefe tauchen im Bohrkern (Abb. 7.10) signifikant weniger Schillanteile auf. Überdies ist die gesamte untere Einheit deutlich besser sortiert. Die Sortierung der Fein- und Mittelsande (2,45 φ -1,65 φ) bewegt sich zwischen mäßig (0,71 φ) bis gut (0,43 φ). Muscheln kommen vermehrt in Tiefen von 4,25 m und 6,65 m vor. Zwischen 2,55 m und 3 m Tiefe deuten Rostflecken auf oxidierende Bedingungen hin. Im Liegenden sind die Sande ausschließlich hellgrau bis grau gefärbt. Eine gut ausgebildete Oxidationsschicht sowie ein Tongehalt von unter 2,3 % in der untersten sedimentologischen Einheit sprechen nach der Klassifizierung von Ruyter (1960) und Sindowski (1973, 1979) für ein Sandwatt.

7.3.2.3 Diskussion

Es konnte nachgewiesen werden, dass der Geestkern bei Bohrung AR2 (Abb. 7.8) in einer Tiefe von 7 m bzw. -6,25 m NN ansteht und dort die Grenze zum Pleistozän markiert. Die Geestoberfläche wird durch eine Steinsohle eingenommen, welche die ehemalige Landoberfläche darstellt. In Bohrung AR3 (Abb. 7.10) wurde der Geestkern im Untergrund nicht durchteuft. Entweder ist dieser im Untergrund an dieser Stelle nicht vorhanden oder fällt bis in eine Tiefe unterhalb von mindestens -7,75 m NN ab.

Die postglaziale Klimaerwärmung im Holozän bedingte das weltweite Abschmelzen der weichseleiszeitlichen Gletscher. Der nacheiszeitliche Meeresspiegelanstieg der Flandrischen Transgression führte allmählich zur Überflutung des Nordseebeckens, ausgehend von Mittelengland über den Nordrand der Doggerbank bis nach Jütland (vgl. Bantelmann 1966; Behre 2001, 2008; Brandt 1992; Köhn 1991). Die fortschreitende Transgression sorgte in den küstennahen Gebieten zunehmend für schlechte Entwässerungsverhältnisse durch den gleichzeitigen Anstieg des Grundwasserspiegels (Bantelmann 1966; Hoffmann 1992; Meier 2007). Damit wurden die Bedingungen für die Entstehung von Mooren und die Ablagerung von Torfen geschaffen (siehe auch Kapitel 2.2.2.1).

Stellen die unmittelbar vor der Transgression entstandenen Torfe die unterste holozäne Schicht dar, werden sie als Basistorfe bezeichnet (Behre 2001, 2004, 2007; Hoffmann 1985; Köhn 1991) und gehen zeitlich zumeist auf das Präboreal und das Boreal zurück (Behre 2001, 2008).

In Nordfriesland variieren die untersten Torflagen häufig hinsichtlich ihrer Tiefe und Verbreitung und sind stark vom pleistozänen Ausgangsrelief abhängig (Hoffmann 1985). Die Holozänbasis schwankt demzufolge zwischen einer Tiefenlage von -16 m NN bis -5 m NN. An den Rändern der Geest entstanden im Atlantikum die sogenannten Geestrandmoore (Falk 2001). So finden sich nach Falk (2002a) in nahezu allen geestnahen Gebieten, die nicht mehr als ein bis zwei Kilometer vom Geestrand entfernt sind, in unterschiedlichen Tiefen Schilfreste sowie Reste von Bruchwaldtorf.

Torfe wurden in Bohrung AR2 in einer Tiefe zwischen -4,95 m NN und -6,25 m NN erbohrt (Abb. 7.8). Die Mächtigkeit von Torfen im Bohrprofil entspricht aufgrund von Setzungsvorgängen nicht der ursprünglichen Mächtigkeit zur Zeit der Bildung und Sedimentation. Je mehr klastisches Material über den Torfen abgelagert wird, desto stärker ist der Druck auf die Unterlage und somit auch die Setzung. Gleichsam führt eine Absenkung aber auch zu neuerlicher Sedimentation marin klastischen Materials (Falk 2001). Auch eine mit dem Anstieg des Meeresspiegels einhergehende Erosion der Torfe zum Hangenden kann nicht grundsätzlich ausgeschlossen werden.

Torfe wurden auch von Falk (2001: 92) weiter nördlich am Geestrand bei Norddorf in einer Tiefe von -3,6 m NN bis -4,3 m NN bestätigt. Geht man, wie in der Grafik von Falk (2001) dargestellt, weiterhin von einem nach Norden abtauchenden Geestkern aus, so stimmen die angegebenen Tiefen sehr gut mit den eigenen Tiefen der Torfe aus Bohrung AR2 zwischen -4,95 m NN und -6,25 m NN überein. Es wird infolgedessen eine zusammenhängende Vernässungszone, die sich vom Geestrand bis zur Bohrung AR2 erstreckt, angenommen. Definitionsgemäß entspricht diese Zone einem Geestrandmoor.

Der rasche Meersspiegelanstieg im Atlantikum (Falk 2002a) und die zunehmende Überflutung im Zuge der Flandrischen Transgression führten an den Rändern der Geestkerne allmählich zur Vernässung infolge des analog ansteigenden Grundwasserspiegels.

Die unterste Torfprobe (Beta-315700) markiert bei -6,25 m NN den Beginn der Vernässung im Bereich von Bohrung AR2 und wurde auf ein ^{14}C-Alter von 6310 - 6280 cal BP (4360 - 4330 cal BC) datiert (vgl. Abb. 7.9). Die Bildung der Torfe fällt somit in die Zeit des ausgehenden Atlantikums.

Die Torfprobe (Beta-315699) aus einer Bohrtiefe von 6,50 m - 6,75 m wurde mit einem ^{14}C-Alter von 5910 - 5740 cal BP (3960 - 3790 cal BC) an der Grenze des ausgehenden Atlantikums zum beginnenden Subboreal gebildet (Abb. 7.8 und Abb. 7.9).

Die beiden oberen Torfproben (Beta-31598 und Beta-315697) sind wesentlich jünger und wurden im nachfolgenden Subboreal abgelagert (Abb. 7.9). Das Subboreal stellt im Nordfriesischen Küstengebiet einen Zeitabschnitt verlangsamter Transgression bis zum zeitweiligen Stillstand dar (Falk 2001, 2002a).

Gemäß des Geländemodells von Falk (2001) aus Abbildung 6.2 (Bild C) herrschten am nördlichen Rand des Amrumer Geestkerns bereits im Subboreal um 1800 v. Chr. marine Bedingungen. Eigene ^{14}C-Datierungen (Beta-315697 und Beta-315698) zeigen, dass sich die Bildung von Torfen im Untersuchungsgebiet noch im Subboreal (bis 4810 - 4450 cal BP bzw. 2860 - 2500 cal BC) fortsetzte. Eine anschließende Transgression erscheint in Anlehnung an Falk (2001) wahrscheinlich.

Auf die terrestrischen Sedimente des Geestkerns und die semiterrestrischen Torfe der Vernässungszone folgen rein marine Ablagerungen klastischer Sedimente. Die Überflutung von Torfen und der damit verbundene Wechsel von Torf über brackische zu marinen Sedimenten spiegelt im Allgemeinen eine Retrogradation der Küstenlinie und demnach eine Meeresspiegeltransgression wieder (Bungenstock 2005; Hoffmann 1998).

Der Übergang zwischen organischem Sediment und klastischem Sediment wird als Transgressionskontakt bezeichnet (Hoffmann 1992) und liegt im Falle von Bohrung AR2 in einer Tiefe von -4,95 m NN. Der Transgressionskontakt wurde durch die ^{14}C-Probe Beta-315697 in 5,80 m - 5,90 m Bohrtiefe auf ein Alter von 4810 - 4450 cal BP datiert (Abb. 7.9). Damit ist der Transgressionskontakt wesentlich jünger als die der Basistorfe und spricht demzufolge ebenfalls für ein lokal begrenztes Geestrandmoor, das erst später durch die zunehmende Überflutung der Geeränder unter marinen Einfluss gelangte.

Die Erosion großer Teile der Geestkerne seit dem Atlantikum (Falk 2001, 2002a) führte zur erhöhten Freisetzung und Verfügbarkeit sandiger Sedimente und schaffte dadurch die Voraussetzung für die Ablagerung von feinkörnigen Wattsedimenten zwischen der Festlandsgeest und den Geestkernen der Inseln. Die Torfbildung setzte sich nach (Falk 2002a) lediglich auf höher gelegenen Standorten der Geestkerne fort. In Bohrung AR3 wurde im Vergleich zu Bohrung AR2 kein Torf erbohrt. In gleicher Tiefe ließen sich bereits die Ablagerungen eines Sandwattes nachweisen (Abb. 7.10).

Der Hiatus bzw. die zeitliche Lücke zwischen den Torfen im Liegenden (4810 - 4450 cal BP) und den mittels AAR datierten Mischwattsedimenten im Hangenden (2232 - 1038 J.v.h) kann durch die geringen Sedimentationsraten im unterlagernden Schlickwatt und die damit einhergehende Sedimentation feinschichtiger tidaler Laminite erklärt werden. Aufgrund von Kompaktion und Setzungsvorgängen, bedingt durch den Druck der über 4 m mächtigen Sedimente des Hangenden, entspricht die Mächtigkeit der Schlickwatt-Fazies kaum der ursprünglichen Mächtigkeit zur Zeit der Sedimentation. Strömungsbedingte oder bioturbate Aufbereitung und Erosion des Wattes kann ebenfalls nicht ausgeschlossen werden.

Die zwischen 4,60 m und 4,70 m Bohrtiefe entnommenen intakten Schalenklappen von *Cerastoderma edule* haben ein Alter von 2232 - 1038 J.v.h. und 1767 - 822 J.v.h. (Abb. 7.8). Eine weitere Schalenklappe von *Cerastoderma edule* aus 4,40 m Tiefe wurde auf 1788 - 832 J.v.h. datiert (Abb. 7.8). Bei den solitär in das Schlickwatt eingebetteten Schalenklappen handelt es sich keinesfalls um Schill. Es ist vielmehr davon auszugehen, dass der Ablagerungsraum zugleich dem ursprünglichen Lebensraum der Muschel entspricht.

Die feinkörnigen Ablagerungen der heutigen Risum Marsch tauchen gelegentlich nach Sturmfluten unter den Dünen am Weststrand nördlich von Norddorf auf. Schon Meyn (1876) zitiert nach Müller & Fischer (1938: 16) vermerkte, dass „[…] bei Risum außerhalb des Strandes Marschland zum Vorschein kommt, auf welchem unter dem Dünensande […] die Spuren von Pferden, Rindern und Schafen beobachtet werden […]". Eine Erscheinung, die nach Meyn (1876) zitiert in Müller & Fischer (1938: 16) auf „[…] altes eingedeichtes Vorland hindeutet". Ebenso fand auch Voigt (1969: 19) im Strandbereich westlich des Risum-Deichs „größere Schollen des verlorengegangenen Marschenlandes", auf denen gelegentlich sogar „Hufabdrücke von Kühen" zu finden waren. Der Vergleich von historischen Land- und Seekarten (vgl. Kapitel 6.1.2) zeigt, dass an der gesamten Nordwestflanke des Nordhakens im Verlauf der letzten hundert Jahre eine starke Rückverlegung der Küstenlinie zu verzeichnen war. Dagegen baute sich die Nordspitze stetig nach Nordosten in das vorgelagerte Wattgebiet vor.

Voigt (1969: 20) vermutet, dass die Bildung der Nehrungshaken von Amrum frühestens mit der Dünkirchen-Trangression einsetzte. Da es keinerlei archäologische Befunde aus den Gebieten der Nehrungshaken gibt, erscheint nach Voigt (1969: 20) auch ein sehr viel jüngeres Alter als möglich.

Für diese subatlantische Bildung des Nehrungshakens spricht auch die Tatsache, dass sich im Bereich der Bohrungen AR2 und AR3 mit den Schlick-, Misch-, und Sandwatteinheiten typische Sedimente eines Rückseitenwattes ablagern konnten, die durch die darin enthaltenen Muschelschalen auf ein Mindestalter von 2232 - 1038 J.v.h. bis 1767 - 822 J.v.h. datiert wurden. Als Bildungen einer „Niederenergieküste" (Schäfer 2005: 243) setzten diese Wattsedimente die strömungsberuhigte Lage im Lee einer zu diesem Zeitpunkt bereits existierenden Küstenbarriere oder Nehrung voraus.

Wie schon von Voigt (1969) vermutet, wurde der die Risum Marsch ursprünglich im Westen schützende Nehrungshaken bereits erodiert. Als Resultat dieses „*barrier rollovers*" (Davis & FitzGerald 2004: 151) gelangten ursprünglich im Lee des Nehrungshakens abgelagerte *backbarrier*-Sedimente in exponierte Positionen und treten dort heute oftmals im Strand- und Vorstrandbereich des Weststrandes nördlich von Norddorf wieder zu Tage wie dies z. B. von Voigt (1969) beobachtet wurde.

Auch am heutigen Nehrungshaken der Amrum Odde spielt die Erosion eine bedeutende Rolle in der morphologischen Entwicklung. Infolge schwerer Sturmfluten in der jüngeren Vergangenheit (1936, 1954 und 1962) wurde die rezente Vordünenkette der Amrum Odde nördlich von Norddorf immer wieder durch *overwash*-Prozesse durchbrochen (Albers & von Liebermann 2006; Quedens 1994), sodass sich auf der heutigen rückwärtigen Salzwiese im Gäärsdeel *wahover-fans* abgelagert haben.

7.3.3 Entwicklung des nördlichen Nehrungshakens (Amrum Odde)

7.3.3.1 GPR-Profile 4 - 7 und Bohrung AO1

GPR-Profile 4 - 7

Die GPR-Profile 4 - 7 wurden auf natürlichem, vorwiegend durch Strandhafer bewachsenen Untergrund, im Dünental Sahara (siehe auch Abb. 2.12 Bild B in Kapitel 2.5.2) gemessen (Abb. 7.7). GPR-Profil 4 ist 54 m lang und wurde von Osten nach Westen, quer zur Küstenlinie, aufgenommen. GPR-Profil 5 setzt direkt am Endpunkt von Profil 4 an und verläuft von dort mit einer Länge von 183 m in Richtung Südwesten. In Abbildung 7.11 sind beide Profile zusammenhängend dargestellt.

Das GPR-Profil 6 (Abb. 7.12) verläuft mit einer Länge von 143 m annähernd von Norden nach Süden und kreuzt dabei GPR-Profil 5 (Abb. 7.7). GPR-Profil 7 wurde auf einer Länge von 220 m von Westen nach Osten eingemessen (Abb. 7.13).

Für die Radargramme 4 - 7 wurde oberhalb des Grundwasserspiegels eine durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit des elektromagnetischen Signals von 0,11 m/ns ermittelt. Unterhalb des Grundwasserspiegels verlangsamt sich die Laufzeit und beträgt in allen vier Radargrammen durchschnittlich 0,08 m/ns.

In den GPR-Profilen 4 - 7 wurde eine maximale Erkundungstiefe von bis zu 220 ns TWT erreicht. Basierend auf der durchschnittlichen Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle im Untergrund entspricht dies einer Tiefe von etwa -9 m NN. Insgesamt lassen sich in den Radargrammen 4 - 7 (Abb. 7.11 - Abb. 7.13) 6 Radarfazies unterscheiden (Abb. 7.2).

Der obere Profilbereich wird in allen vier Radargrammen von der Radarfazies Rf-AO-A1 eingenommen. Rf-AO-A1 wird zum Liegenden durch den Hauptreflektor von Rf-AO-B1 begrenzt (siehe z. B. GPR-Profil 7 in Abb. 7.13). Darunter folgen annähernd horizontale bis subhorizontale Reflektoren der Radarfazies Rf-AO-B2. In Verbindung mit der Radarfazies Rf-AO-B2 sind die leicht konkaven Reflexionen von Rf-AO-A3 zu sehen. Diese sind von mittlerer Amplitude und schneiden sich in die horizontalen Reflektoren von Rf-AO-B2 ein.

Besonders signifikant sind die Reflektoren von Rf-AO-B2 in GPR-Profil 4 (Abb. 7.11 und Abb. 7.16) abgebildet. Der Übergang von Rf-AO-A2 im Liegenden zu Rf-AO-B2 im Hangenden kann dort durch eine *erosional-truncation*-Beziehung beschrieben werden. Nach unten schließen die nach Südosten einfallenden und sigmoidal geformten Reflexionsbündel von Rf-AO-A2 mit einem *downlap* zu den Radarschichtflächen von Rf-AO-D2 ab (Abb. 7.11 und Abb. 7.16). Die ebenfalls in südöstliche Richtung einfallenden Radarschichtflächen besitzen eine starke Amplitude. Gelegentlich sind an der Basis von Rf-AO-D2 Diffraktionshyperbeln konzentriert.

In GPR-Profil 7 ließen sich im Vergleich zu den GPR-Profilen 4 - 6 besonders viele Hyperbeln nachweisen, die allerdings durch den Datenbearbeitungsschritt der Migration (vgl. Kapitel 3.2.5.6) größtenteils aus den Rohdaten entfernt wurden. Gedämpfte Profilbereiche werden durch die Radarfazies Rf-AO-C4 beschrieben. Aufgrund von verstärkter Dämpfung konnte auch der östliche Profilabschnitt von GPR-Profil 7 nicht näher definiert werden.

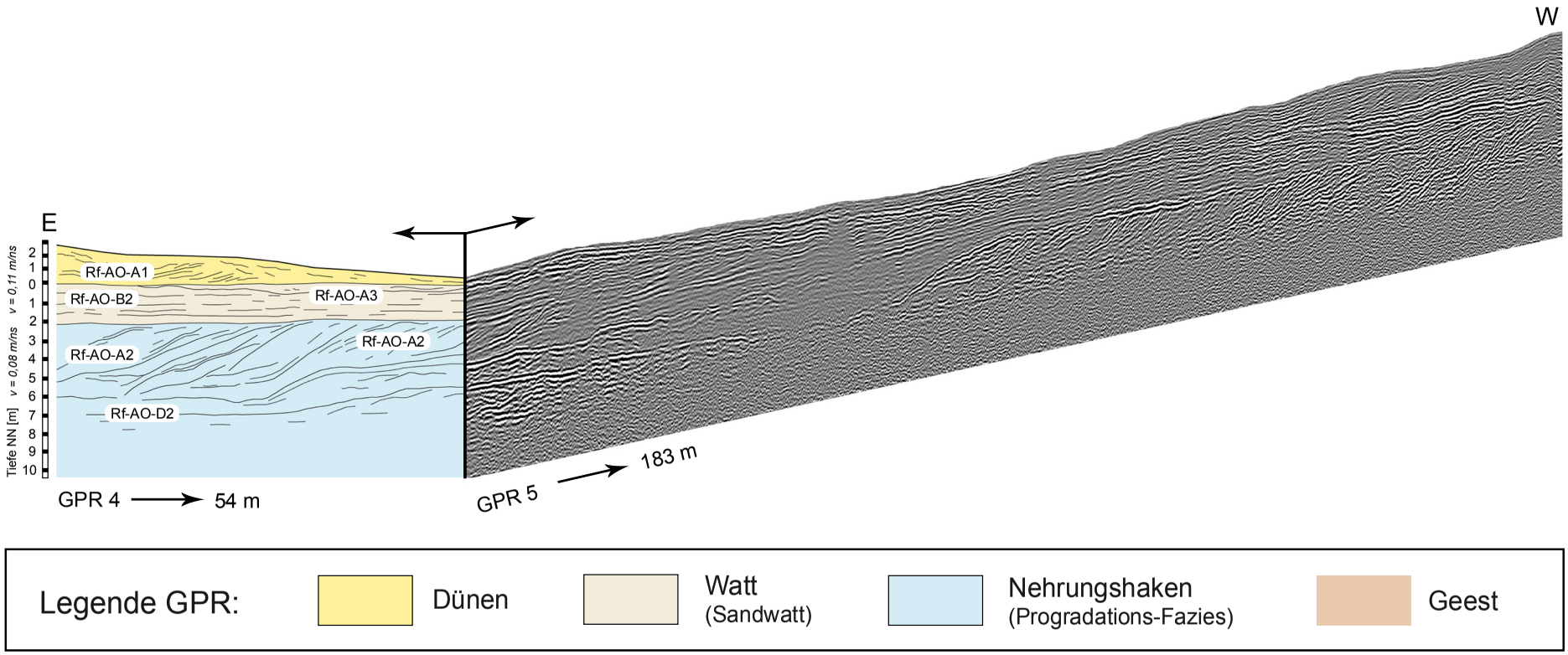


Abb. 7.11: *GPR-Profile 4 und 5 (200 MHz). GPR-Profil 4 zeigt die Interpretation. Das Radargramm zur Interpretation von GPR-Profil 4 geht aus Abb. 7.16 hervor. GPR-Profil 5 ist als Radargramm dargestellt. Zur Lage der GPR-Profile 4 und 5 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.7 (Bild B). Die Legende gilt für alle weiteren im Untersuchungsgebiet gemessenen GPR-Profile.*

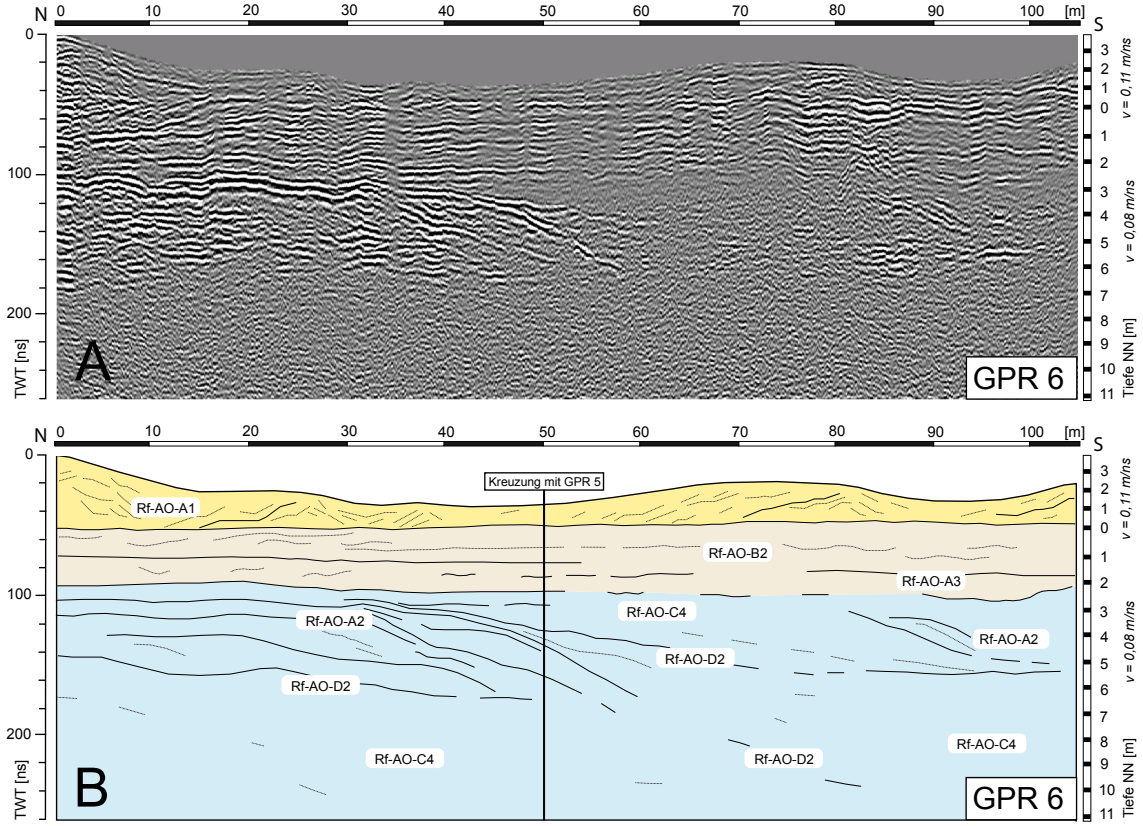


Abb. 7.12: *Nord-Süd streichendes GPR-Profil 6 (200 MHz) von 143 m Länge. Zur Lage von GPR-Profil 6 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.7 (Bild B). A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abbildung 7.11.*

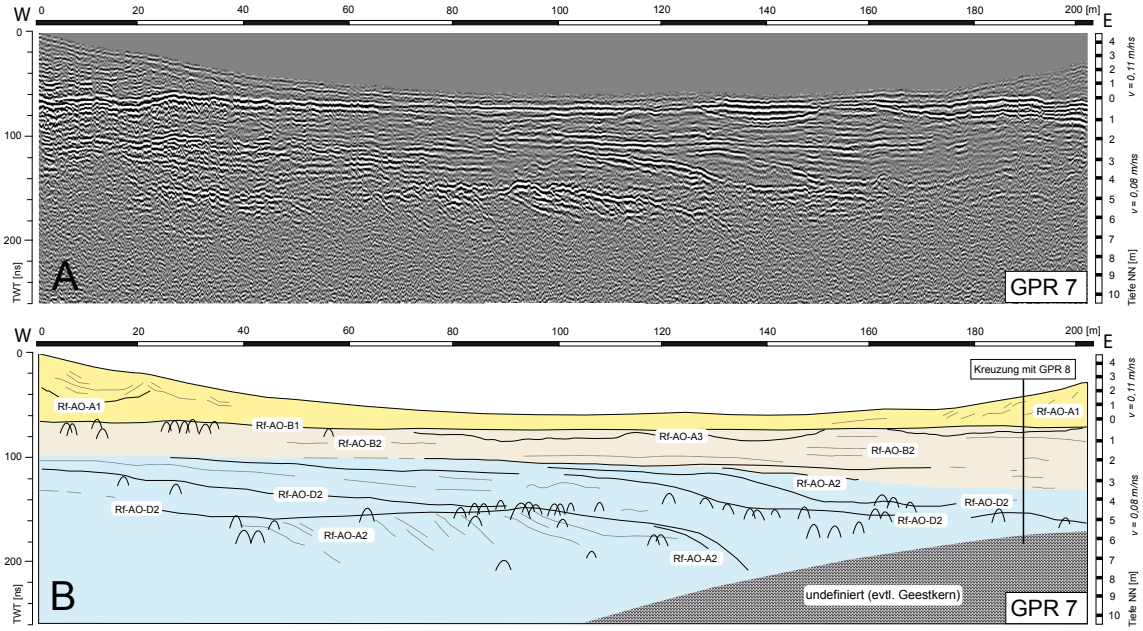


Abb. 7.13: *West-Ost streichendes GPR-Profil 7 (200 MHz) von 220 m Länge. Zur Lage von GPR-Profil 7 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.7 (Bild B). A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abbildung 7.11.*

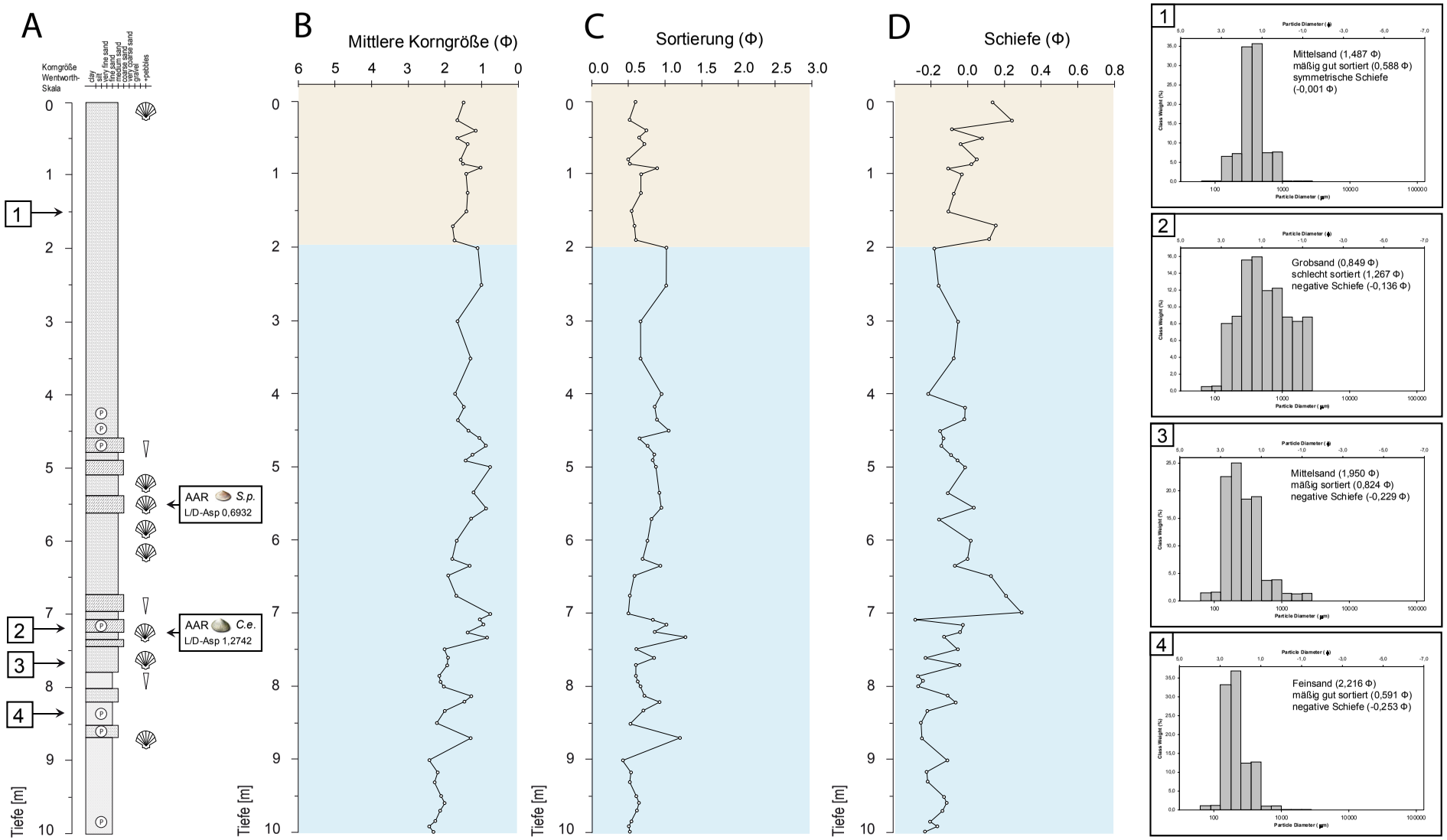


Abb. 7.14: *A - D: Korngrößenstatistik und AAR-Datierungen (L/D-Asp-Verhältnis) von Bohrung AO1. Die Histogramme 1 - 4 zeigen typische Korngrößenverteilungen innerhalb der Progradations-Fazies. Zur Position von Bohrung AO1 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.7. Legende siehe Abb. 7.8. AAR-Alter siehe Tab. A-1 im Anhang.*

Bohrung AO1

Die Bohrung AO1 (Abb. 7.14) wurde bei Ebbe im östlichen Strandbereich der Amrum Odde (54°42'17" Nord und 8°21'02" Ost) bis in eine Tiefe von 10 m (-9,50 m NN) niedergebracht. Die Bohrung AO1 stellt damit die direkte Verlängerung zu GPR Profil 4 in östlicher Richtung dar (Abb. 7.7). Um eine entsprechend große Teufe zu erzielen, wurde darauf verzichtet das Transekt von GPR-Profil 4 direkt anzubohren. Die Bohrung setzt im Strandbereich unterhalb der Dünenkante ab einem Niveau von 0,5 m NN an. Die Dünen im Hangenden wurden so durch die Bohrung ausgespart und nicht erfasst. Für granulometrische Laboranalysen wurden insgesamt 59 Sedimentproben entnommen. Intakte Schalenklappen der Herzmuschel (*Cerastoderma edule*) und der Pfeffermuschel (*Scrobicularia plana*) wurden zu Datierungen mittels der AAR-Methode herangezogen.

In Anlehnung an die gemessenen GPR-Profile 4 - 7 (Abb. 7.11 - Abb. 7.13) konnte die Bohrung AO1 (Abb. 7.14) in zwei stratigraphische Einheiten unterteilt werden. Die Einheit des Hangenden setzt sich aus homogenen Mittelsanden zusammen. Die mittlere Korngröße zeigt nur geringe Abweichungen und liegt zwischen 1,74 φ und 1,09 φ. Die Sortierung ist mäßig (0,81 φ) bis mäßig gut (0,52 φ). Die Kornverteilung ist unimodal bis biomodal mit dem größten Anteil an der Korngröße Mittelsand. Eine typische Korngrößenverteilung geht aus Abbildung 7.14 (Bild 1 - 4) hervor. Die Sande sind von hellgrauer Farbe und zeigen vereinzelt rotbraune, auf Oxidation hinweisende Rostflecken. Der Tongehalt liegt unter 2,3 %.

Muscheln der Gattung *Cerastoderma edule* wurden vermehrt in den obersten 15 cm der Bohrung nachgewiesen, die morphologisch dem heutigen Oststrand der Odde entsprechen und keine gesonderte sedimentologische Einheit bilden.

Eine Abgrenzung der oberen Einheit zum Liegenden allein auf der Grundlage sedimentologischer Ergebnisse ist schwierig und wurde daher unter Berücksichtigung der in diesem Gebiet gemessenen GPR-Profile vorgenommen. So wurde im sich westlich an die Bohrung anschließenden GPR-Profil 4 (Abb. 7.11 und Abb. 7.16) eine Mächtigkeit dieser Einheit von 2 m ermittelt. In Bohrung AO1 wurde ab dieser Tiefe eine Verschlechterung der Sortierung festgestellt. Bis in eine Bohrtiefe von 4,60 m dominieren hellgraue Mittelsande (1,08 φ - 1,72 φ). Ab einer Tiefe von 4,23 m treten im Bohrprofil vermehrt moderat gerundete Kiese auf. Auch stark schillführende Schichten nehmen ab einer Tiefe von 5,20 m an Häufigkeit zu. Eingeschaltete Grobsandschichten (0,76 φ - 0,99 φ) führen zu einer Wechsellagerung von Fein-, Mittel- und Grobsand, die zum Liegenden hin insgesamt feiner wird (vgl. Abb. 7.14 Bild 2 - 4). Bedingt durch die Wechsellagerung weist die Sortierung der unteren Einheit eine Varianz zwischen gut sortierten (0,43 φ) und schlecht sortierten (1,27 φ) Sanden auf. Die eingeschalteten Feinsandlagen sind besser sortiert als die schillführenden Grob- und Mittelsandlagen. Der Anteil an reinem Ton liegt in der unteren Einheit unter 0,2 %.

Diskussion

Die unterste Einheit der GPR-Profile 4 - 7 wird größtenteils von der Radarfazies Rf-AO-A2 eingenommen, die sich sedimentologisch aus einer Wechsellagerung von Grob-, Mittel-, und Feinsanden mit unterschiedlich hohem Schillanteil zusammensetzt. Die Radarfazies Rf-AO-A2 weist Ähnlichkeiten zu der Radarfazies Rf-HO-A2b der Hörnum Odde sowie der Radarfazies Rf-SS-A5 von Puan Klent/Thörnhörn auf Sylt auf. Wie bereits in den Untersuchungsgebieten

auf Sylt (vgl. Kapitel 4.3.1 und Kapitel 4.3.4) wird die Radarfazies Rf-AO-A2 der Amrum Odde als Nehrungshaken- bzw. Progradations-Fazies interpretiert, die sich aus einzelnen, nach Südosten vorbauenden, sandigen Sedimentpaketen zusammensetzt. Die interne Struktur ergibt sich aus der Progradation bzw. dem Längenwachstum des ehemaligen Nehrungs- oder Strandhakens.

Wie schon im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde der Fall, stellen die Radarschichtflächen (Rf-AO-D2) Erosionsdiskordanzen dar, die sich durch Sturmfluten im *foreshore*- bis *shoreface*-Niveau gebildet haben. Sedimentologisch zeichnen sich die Erosionsdiskordanzen in Bohrung AO1 durch schillführende und schlecht sortierte Grobsandschichten aus, die häufig in Verbindung mit moderat gerundeten Kiesen vorkommen. Zwei dieser Erosionsdiskordanzen wurden mittels der AAR-Datierung an Muschelschalen zeitlich eingeordnet.

Eine Erosionsdiskordanz in 7,25 m Tiefe, die höchstwahrscheinlich mit der Radarschichtfläche Rf-AO-D2 aus GPR-Profil 4 (Abb. 7.11 und Abb. 7.16) übereinstimmt, wurde auf ein Mindestalter von 3909 - 1818 J.v.h. datiert. In einer schillführenden Grobsandschicht in 5,50 m - 5,70 m Bohrtiefe, die im Radargramm (Abb. 7.11 und Abb. 7.16) zur Radarfazies Rf-AO-A2 zählt, wurde ein Schalenbruchstück von *Scrobicularia plana* auf ein Mindestalter von 2411 - 1109 J.v.h. datiert (Abb. 7.14). Übereinstimmend mit der relativen Stratigraphie sind die Sedimente von Rf-AO-A2, die durch einen *downlap* auf die Radarschichtfläche einfallen, jünger als die ältere und zu einer früheren Zeit durch Sturmfluten angelegte Radarschichtfläche bzw. Erosionsdiskordanz im Liegenden. Da die Erosionsdiskordanz als Teil der progradierenden Nehrungshaken-Sequenz angesehen wird bedeutet dies, dass der fossile Nehrungshaken bereits vor 3909 - 1818 J.v.h. bzw. vor 1879 v. Chr - 194 n. Chr. existiert haben muss.

Im Untergrund des Dünentals Sahara sind heute jedoch vielmehr die Reste einer ursprünglich weiter im Westen gelegenen Nehrung konserviert. Im Vergleich zur heutigen Morphologie der Amrum Odde hatte der fossile Nehrungshaken eine abweichende Wachstumsrichtung, die sich durch die nach Südosten vorbauende Anlagerung strömungsbedingter Sedimentpakete (Rf-AO-A2) zeigt. Das Einfallen der einzelnen Sedimentpakete der Nehrungshaken-Fazies nach Südosten lässt zugleich einen weiter im Südwesten liegenden Ansatzpunkt des Nehrungshakens vermuten. Es wird folglich angenommen, dass der Geestkern, der für den Nehrungshaken als Sedimentlieferant fungierte, ebenfalls wesentlich weiter westlich gelegen haben muss und eine größere Ausdehnung besaß, als dies heute der Fall ist. Für die abweichende Wachstumsrichtung des alten Nehrungshakens können zwei mögliche Erklärungen angeführt werden (Abb. 7.15).

Nordhakentheorie:

Im Gegensatz zum heutigen Nehrungshaken der Amrum Odde, wies der fossile Nehrungshaken eine stärker gebogene Form auf, als die heutige in gerader Linie von Südwesten nach Nordosten streichende Odde (Abb. 7.15 Bild A).

Diese Annahmen werden durch die Tatsache untermauert, dass sich ausgehend von der Risum-Marsch im Süden und dem Gebiet rund um die Bohrungen AR2 und AR3 ausschließlich feinkörnige, auf ruhige Sedimentationsbedingungen hinweisende Wattsedimente abgelagert haben. Die Stillwassersedimentation vollzog sich demnach im strömungsberuhigten Lee einer Barriere, die mit dem durch die GPR-Profile 4 - 7 und die Bohrung AO1 nachgewiesenen Nehrungshaken gegeben war. Die Ansatzzone des Nehrungshakens an den damals weiter

nach Westen reichenden Geestkern wurde mit der Zeit durch fortschreitende Abrasion der Westküste aufgezehrt. Der Haken setzt damit eine Rückverlagerung des Geestkliffs sowie eine nach Norden gerichteten Komponenten des Küstenlängstransportes voraus (Abb. 7.15 Bild A). Bei den unter dem Dünental Sahara anstehenden Resten des Nehrungshakens (GPR-Profile 4 - 7) handelt es sich höchstwahrscheinlich um die stark nach Südosten gebogene damalige Spitze eines nördlichen Nehrungshakens (Abb. 7.15 Bild A).

Die Erosion großer Teile der Geestkerne seit dem Atlantikum (Falk 2001, 2002a) führte durch die erhöhte Freisetzung und Verfügbarkeit sandiger Sedimente, nicht nur zur Sedimentation auf den Wattflächen, sondern schaffte auch die Voraussetzung für die Bildung von Nehrungssystemen. Hauptsächlich ab 3500 v. Chr. konnten sich infolge einer Verlangsamung und Absenkung des Meeresspiegelanstieges Strandwälle, Nehrungen und Barriereinseln ausbilden (Behre 2008). Aus dem Raum Dithmarschen und Eiderstedt sind mit den Nehrungen von Lunden und St. Michaelisdonn (Behre 2008; Ehlers 2008; Köhn 1991; Meier 2007) solche alten Nehrungshakensysteme bekannt, die sich dort ab 3000 v. Chr. und 2200 v. Chr. entwickeln konnten (siehe dazu auch Kapitel 2.2.2.2).

Es wird angenommen, dass der alte Nehrungshaken im Untergrund der Amrum Odde ebenfalls in dieser Zeit entstand. Da lediglich die Spitze der Nehrung nachgewiesen werden konnte und die einstige Ansatzzone des Nehrungshakens an den Geestkern bereits durch fortschreitende Abrasion aufgezehrt wurde, lässt sich der Beginn der Nehrungsbildung zeitlich nicht mehr ableiten. Die abgebildete Spitze des Nehrungshakens weist ein Mindestalter von 3909 - 1818 J.v.h. auf und ist damit wesentlich älter als zuvor von Voigt (1969) angenommen, der eine Bildung vor der Dünkirchen-Trangression ausschloss. Für die Ansatzzone des Nehrungshakens an den Geestkern wird folglich ein noch früheres Alter angenommen als für die Nehrungshakenspitze in Bohrung AO1.

Die Existenz des Nehrungshakens im Subboreal könnte auch den Hiatus aus Bohrung AR2 bzw. die zeitliche Lücke von rund 3000 Jahren zwischen den semiterrestrischen Torfen im Liegenden und den marinen Mischwattsedimenten im Hangenden erklären. Da der Hiatus in die initiale Bildungszeit des Nehrungshakens fällt, kann daraus abgeleitet werden, dass der Nehrungshaken sich in dieser Zeit soweit nach Norden vorbaute, dass erst nachdem er die Höhe von Bohrung AR2 erreichte, sich dort im strömungsberuhigten Rückseitenwatt die Wattsedimente akkumulieren konnten.

Begründet darauf wird eine Bildungszeit des alten Nehrungshakens zwischen 2500 - 2860 cal BC und 1897 v. Chr - 194 n. Chr. angenommen, die überdies zeitlich mit der Bildung der großen Nehrungshakensysteme aus dem Raum Dithmarschen und Eiderstedt zusammenfällt. Eine weitere AAR-Datierung aus Bohrung AO1 aus 5,50m - 5,70 m Bohrtiefe belegt, dass sich die Spitze des Nehrungshakens noch vor 2411 - 1109 J.v.h. bzw. 399 v. Chr. - 903 n. Chr. im Aufbau befand.

Zur Zeit des Hiatus herrschten aufgrund der im Bereich von Bohrung AR2 noch fehlenden Barriere vollmarine Bedingungen. Es ist anzunehmen, dass die Strömung und Brandung vor der Westküste in dieser Zeit so groß war, dass sich nur wenige Sedimente langfristig auf dem „ertrinkenden Geestkern“ ablagern konnten, ohne in den Folgezeiten erneut erodiert zu werden. Auch die Erosion der oberen Torflage bzw. eventueller ehemaliger Einheiten im Hangenden kann nicht ausgeschlossen werden.

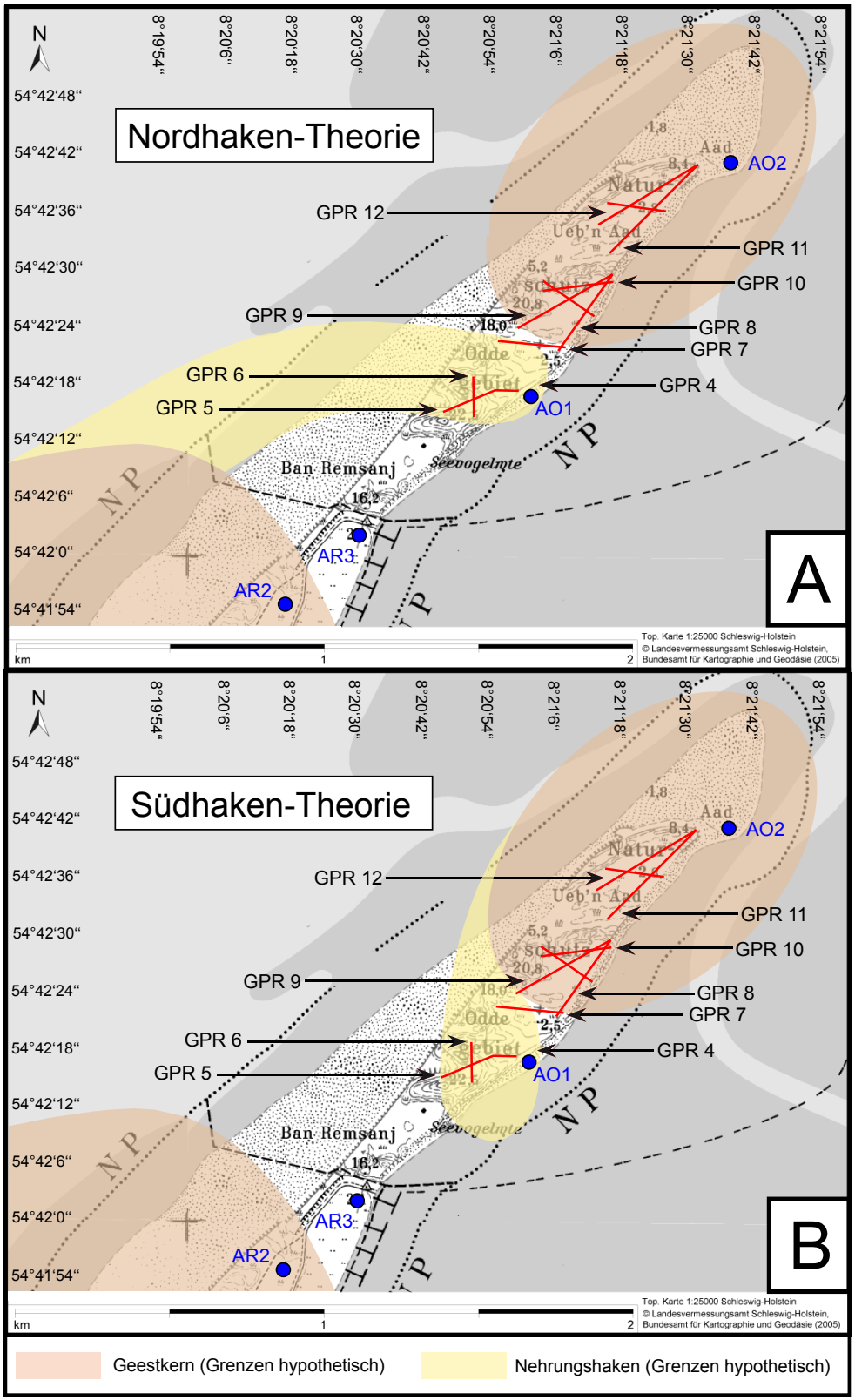


Abb. 7.15: *Schematisches Modell zur Entwicklung der Amrum Odde. Bild A: Nordhaken-Theorie. Gemäß der Nordhaken-Theorie entwickelte sich als Vorläufer der heutigen Amrum Odde am zentralen Geestkern bei Norddorf ein nördlicher Nehrungshaken, dessen äußere und stark nach Südosten gebogene Spitze in den GPR-Profilen 4 - 6 abgebildet ist. Bild B: Die Südhaken-Theorie geht von einem weiteren Geestkern unter der Oddespitze aus, an dem im Süden ein Nehrungshaken ansetzt.*

Südhakentheorie:

Eine zweite Erklärung wäre, dass es sich gar nicht um einen Nordhaken handelt, sondern um einen Südhaken, dessen ursprüngliches Liefergebiet ein weiterer Geestkern im Norden darstellt (Abb. 7.15 Bild B). Betrachtet man sich GPR-Profil 6 (Abb. 7.12) so stellt man fest, dass der ehemalige Nehrungshaken nicht nur nach Osten einfällt, sondern auch eine deutlich nach Süden gerichtete Einfallsrichtung zeigt. Deutlich wird dies an den nach Süden einfallenden Reflexionen der Nehrungshaken-Fazies (Rf-AO-A2), die eine nach Süden gerichtete Wachstumskomponente des Hakens abzeichnen und damit die Südhaken-Hypothese stützen. Nimmt man ein strömungsbedingtes Wachstum in süd- bis südöstliche Richtung an, so stellt sich die Frage nach der Existenz und Lage eines potentiellen, den Haken „nehrenden" Liefergebietes. Durch den in den nördlichen GPR-Profilen 8 - 12 (Kapitel 7.3.3.2) nachgewiesenen und im dortigen Untergrund anstehenden Geestkern erscheint die Theorie von einem alten Südhaken realistisch, der nach einem entsprechenden nördlich gelegenen Liefergebiet verlangte. Dieses setzte sich aus den pleistozänen Sedimenten des dortigen Geestkerns zusammen. Ein potentieller Südhaken unterscheidet sich lediglich hinsichtlich seines Liefergebietes sowie seiner Form und Ausrichtung von einem potentiellen Nordhaken, nicht aber hinsichtlich seines Alters (Abb. 7.15 Bild B). In Anbetracht der durchgeführten AAR-Datierungen wird angenommen, dass sich der Südhaken auf Höhe von Bohrung AO1 bereits 1897 v. Chr. - 194 n. Chr. in seiner Entwicklung befand und sich die vermeintlich ältere Ansatzzone damit zeitlich mit der Bildung der großen Nehrungshakensysteme von Dithmarschen und Eiderstedt korrelieren lässt.

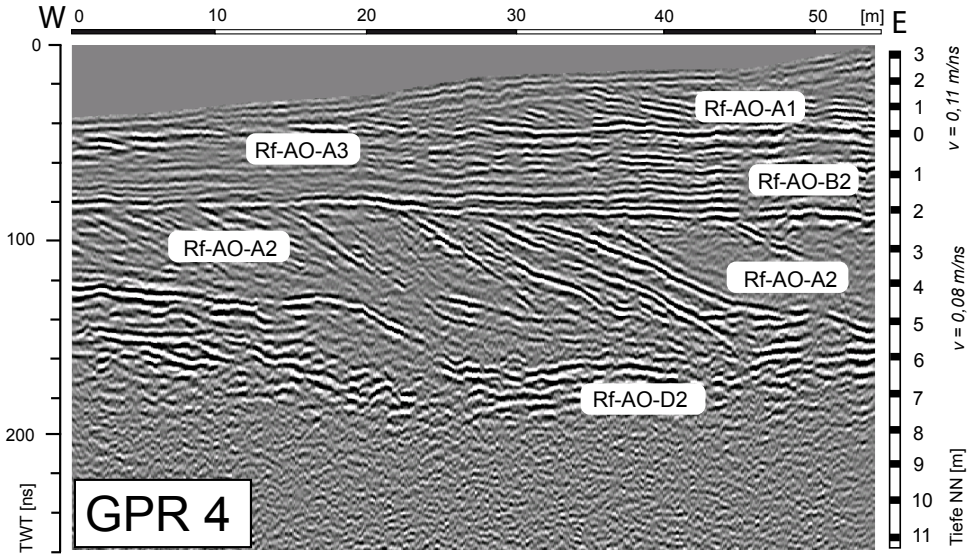


Abb. 7.16: *West-Ost streichendes GPR-Profil 4 (200 MHz) von 54 m Länge. Interpretation und Radarfazies siehe Abb. 7.11. Zur Lage von GPR-Profil 4 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.7 (Bild B).*

Zwischen dem heutigen Nehrungshaken, der bereits in rudimentären Zügen in der Mejer Karte von 1648 (Abb. 4.2 und Abb. 6.2 Bild B) verzeichnet war und dem fossilen Nehrungshaken unter der Odde besteht in jedem Fall eine eindeutige Diskrepanz. So kann der alte Nehrungshaken aufgrund seines hohen Alters (s. o.) gar nicht als solcher in historischen Land- und Seekarten verzeichnet gewesen sein.

Die *erosional-truncation*-Konfiguration aus GPR-Profil 4 (Abb. 7.11 und Abb. 7.16) trennt die durch einfallende Reflexionen gekennzeichnete Nehrungshaken-Fazies im Liegenden von den horizontal geschichteten Sandwattablagerungen (Rf-AO-B2) des Hangenden und stellt zugleich eine Diskordanz dar.

Die Ergebnisse haben gezeigt, dass es oftmals schwierig ist, sedimentologische Einheiten allein auf der Grundlage von Bohrungen abzugrenzen. So unterscheidet sich die mittlere Korngröße zwischen der Sandwatt-Fazies im Hangenden und der Nehrungshaken-Fazies im Liegenden nur äußerst geringfügig und liegt im Mittelsandbereich (vgl. Abb. 7.14). Auch an weiteren Kriterien, wie der Sedimentfarbe oder dem Molluskeninventar konnte kein Unterschied deutlich gemacht werden. Lediglich die Sortierung der Nehrungshaken-Fazies wies eine größere Variationsbreite auf. Im GPR-Profil (z. B. GPR-Profil 4 in Abbildung 7.16) hingegen zeigt sich aufgrund der Lagerung und der durch die Reflexionen im Radargramm abgebildete Schichtung ein klarer Unterschied. So sind die Sedimente der Watt-Fazies annähernd söhlig abgelagert, während die Nehrungshaken-Fazies aus einfallenden, sich strömungsbedingt nach Südosten vorbauenden Sedimentpaketen besteht.

Die Diskordanz zwischen Sandwatt-Fazies im Hangenden und Nehrungshaken-Fazies im Liegenden spricht für die Erosion im *foreshore* Niveau. Dadurch wurde die Nehrungshaken-Fazies in ihrem oberen Bereich gekappt und anschließend allmählich von der Sandwatt-Fazies überlagert. Die Sandwatt-Fazies konnte aufgrund fehlender Muschelschalen zeitlich nicht eingeordnet werden. Vermutlich führte ein neuerlicher Anstieg des Meeresspiegels dazu, dass der ehemalige Nehrungshaken allmählich überflutet und im Hangenden von Wattabsätzen bedeckt wurde. Die Grenzen zwischen der Sandwatt-Fazies und der Dünen-Fazies im Hangenden wird durch den Grundwasserspiegel (Rf-AO-B1) gebildet, der gleichzeitig die Dünenbasis darstellt und mit dem Meeresspiegel gekoppelt ist.

7.3.3.2 GPR-Profile 8 - 12 und Bohrung AO2

GPR-Profile 8 - 12

Die GPR-Profile 8 - 10 wurden auf natürlichem Untergrund im Dünental Grat Bakerdeel (großes Seeschwalbental) aufgenommen (Abb. 7.7 und Abb. 2.12. Bild B). GPR-Profil 8 und 9 haben einen gemeinsamen Endpunkt und sind in Abbildung 7.17 zusammenhängend dargestellt.

Das 308 m lange GPR-Profil 8 verläuft in küstenparalleler Richtung. Das 322 m lange GPR-Profil 9 bildet einen spitzen Winkel dazu. In beiden Profilen wurde eine maximale Erkundungstiefe von 210 ns TWT erreicht.

Basierend auf den in den GPR-Profilen 8 - 12 ermittelten Laufzeiten des elektromagnetischen Signals im Untergrund von 0,12 m/ns im oberen und 0,08 m/ns im unteren Profilbereich entspricht dies einer absoluten Tiefe von -9 m NN. Das von Westen nach Osten verlaufende 209 m lange GPR-Profil 10 schneidet die Profile 8 und 9. Die Kreuzungspunkte sind als solche im Radargramm (Abb. 7.18) markiert.

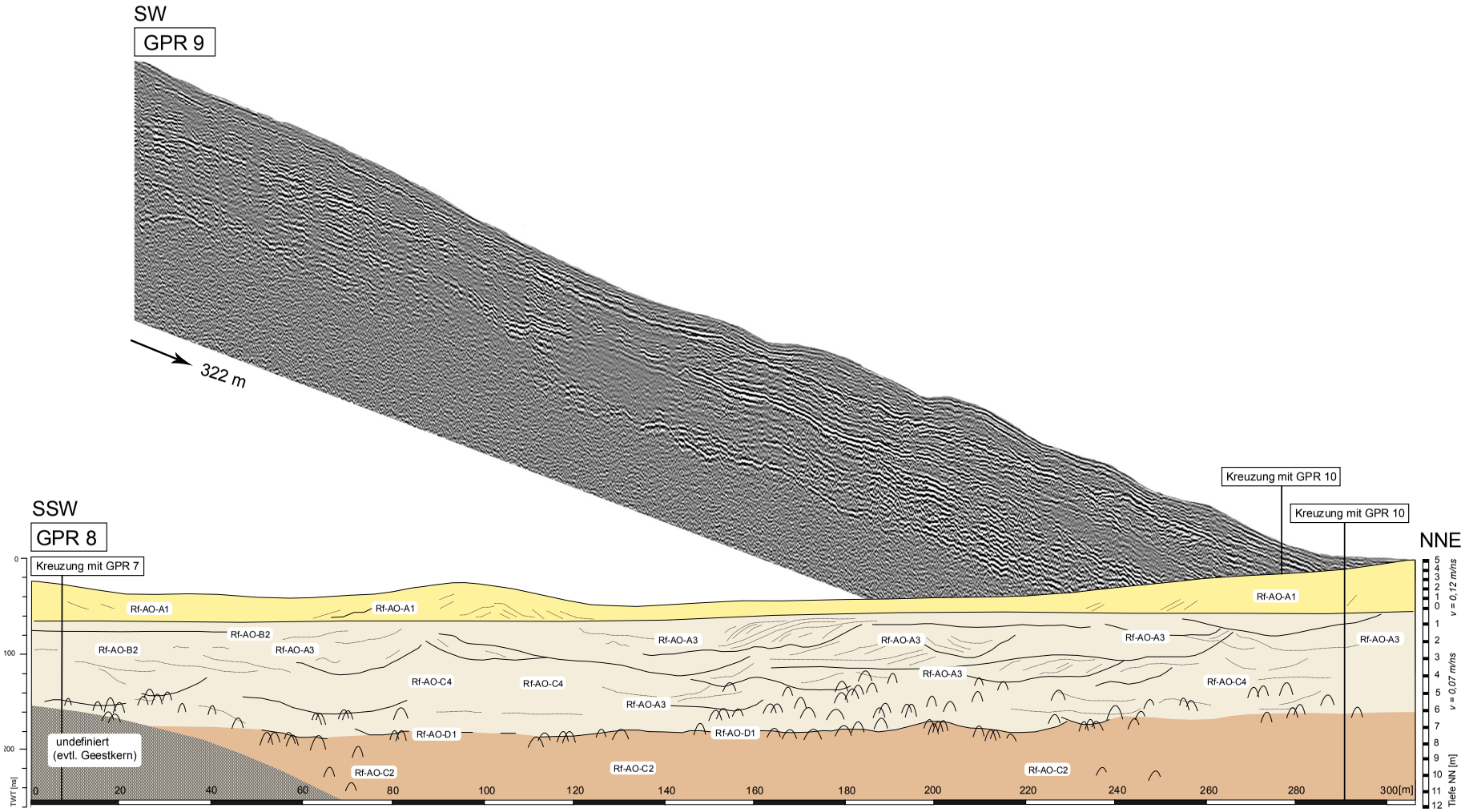


Abb. 7.17: *GPR-Profile 8 und 9 (200 MHz). GPR-Profil 9 ist als Radargramm dargestellt. GPR-Profil 8 zeigt die Interpretation. Legende siehe Abb. 7.11. Zur Lage der Profile im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.7 (Bild B).*

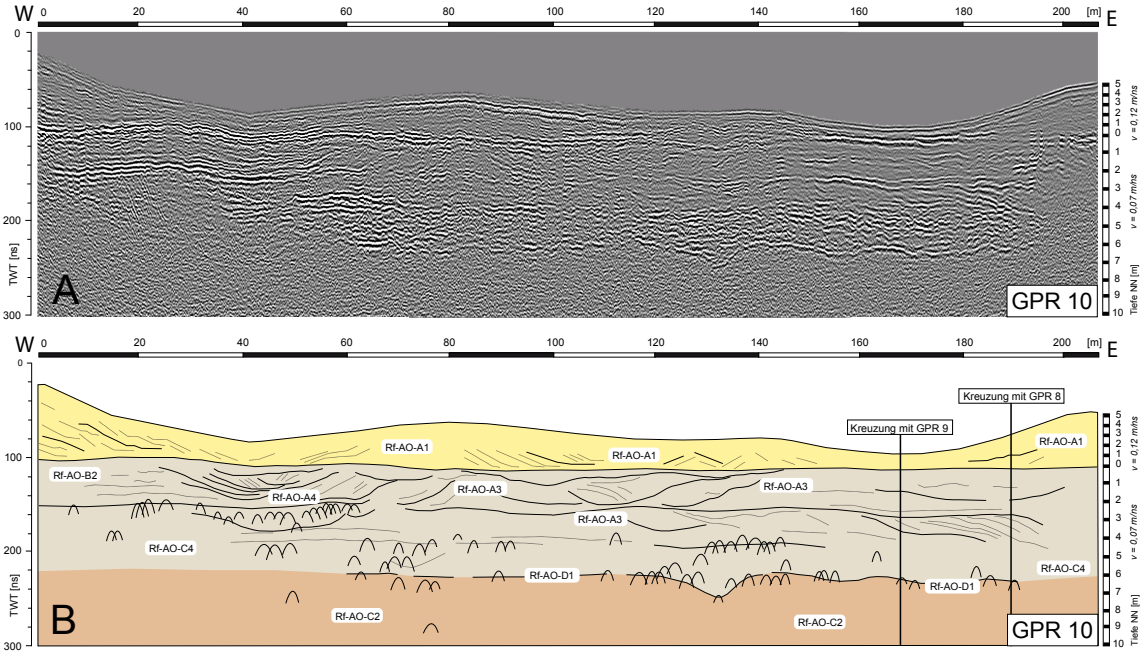


Abb. 7.18: *West-Ost streichendes GPR-Profil 10 (200 MHz) von 209 m Länge. Zur Lage von GPR-Profil 10 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.7 (Bild B). A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. Auf die Migration wurde zugunsten der Diffraktionshyperbeln verzichtet. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 7.11.*

Die GPR-Profile 11 und 12 wurden weiter nördlich im Lungdeel (Langtal) aufgenommen und orientieren sich stark an der Topographie des flachen Dünentals (Abb. 7.7 und Abb. 2.12. Bild B). Beide Profile haben einen gemeinsamen Endpunkt im Nordosten und bilden zusammen einen spitzen Winkel (Abb. 7.19). Die Bohrung AO2 befindet sich westlich des Endpunktes im Strandbereich der östlichen Oddespitze (Abb. 7.7 und Abb. 7.20). Die maximale Erkundungstiefe beträgt in den GPR-Profilen 11 und 12 durchschnittlich 200 ns TWT (-6,75 m NN).

In den Radargrammen 8 - 12 sind 8 verschiedene Radarfazies zu unterscheiden. Der obere Profilabschnitt wird in allen Radargrammen von der Radarfazies Rf-AO-A1 eingenommen. Im Liegenden folgen Reflektoren der Radarfazies Rf-AO-B2 und Rf-AO-A3. Wie schon in den GPR-Profilen 4 - 7 (Kapitel 7.3.3.1) zu beobachten, schneiden sich die konkaven Reflexionen von Rf-AO-A3 in die horizontalen Reflexionen von Rf-AO-B2 ein. Direkt unterhalb der wannenförmigen Radarfazies Rf-AO-A3 finden sich im Radargramm häufig reflexionsfreie Zonen (Rf-AO-C4), die eine verstärke Dämpfung des elektromagnetischen Signals, bedingt durch die Sedimente des Hangenden vermuten lassen. Zu beobachten ist dies z. B. in GPR-Profil 8 (Abb. 7.17) zwischen 60 m und 120 m Länge sowie in GPR-Profil 11 (Abb. 7.19) zwischen 240 und 300 m Länge.

In einer Tiefe von -5 m NN bis -7 m NN verläuft als starker Reflektor die Radarschichtfläche Rf-AO-D1, die allerdings nicht in allen GPR-Profilen gleichermaßen deutlich ausgeprägt ist. An ihrer Basis sind zahlreiche Diffraktionshyperbeln konzentriert. Im Liegenden der Radarschichtfläche finden sich Reflexionen von Rf-AO-C2. Die Radarschichtfläche Rf-AO-D1 wird in den GPR-Profilen 10 - 12 (Abb. 18 - 19) im Hangenden partiell gekappt. Dort schneiden sich die stark konkaven Reflexionen von Rf-AO-A4 rinnenförmig bis zu einer Tiefe von 2 m in die Radarschichtfläche (Rf-AO-D1) und die Reflexionen im Liegenden Rf-AO-C2 ein. Besonders gut ersichtlich ist dies in den GPR-Profilen 11 und 12 (Abb. 7.19) zwischen 210 m und 250 m Profillänge und zwischen 300 m - 320 m Profillänge.

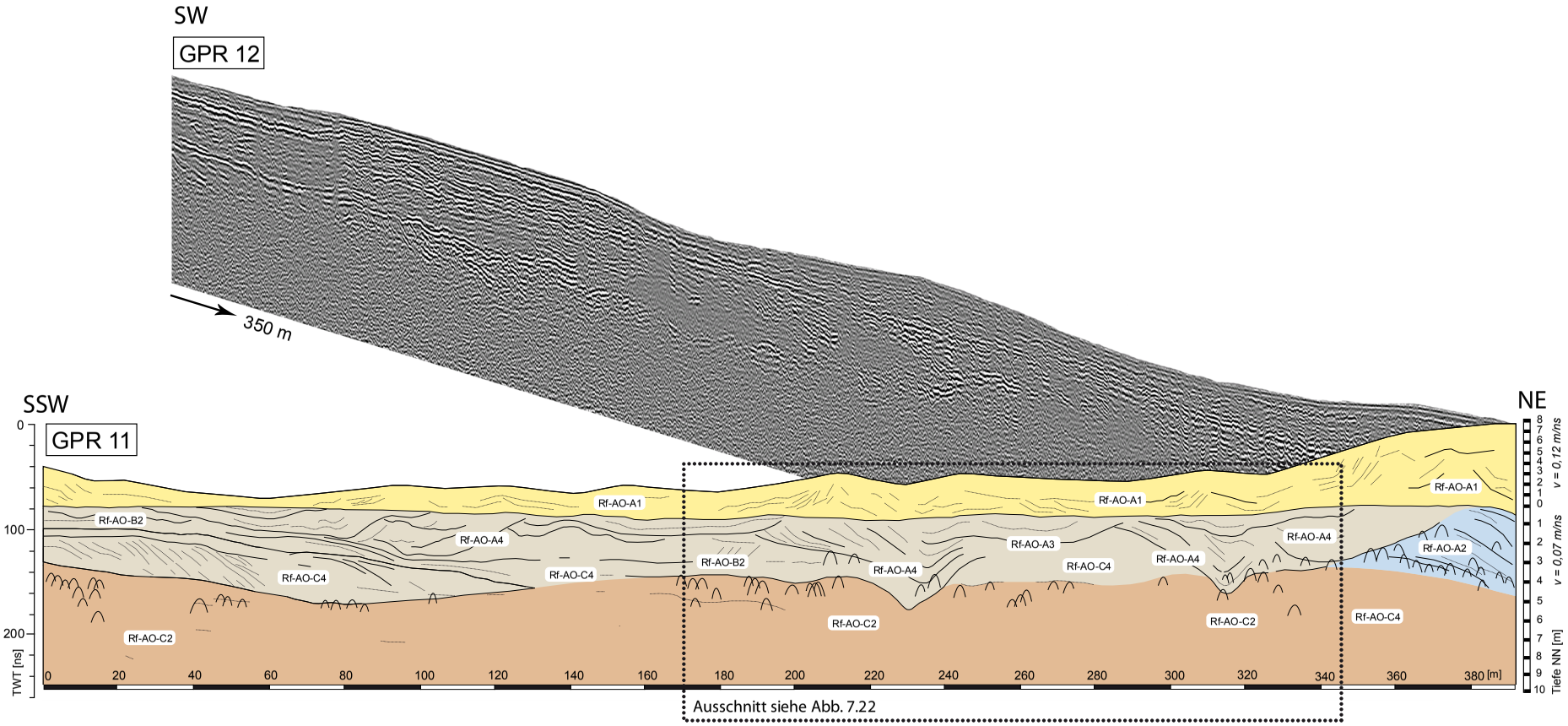


Abb. 7.19: *GPR-Profile11 und 12 (200 MHz). GPR-Profil 12 ist als Radargramm dargestellt. GPR-Profil 11 zeigt die Interpretation. Legende siehe Abb. 7.11. Zur Lage der Profile im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.7 (Bild B). Der Ausschnitt auf GPR-Profil 11 ist als Radargramm in Abb. 7.22 dargestellt.*

Abbildung 7.22 zeigt einen detaillierten Ausschnitt dieses Profilabschnittes. Typisch für die rinnenförmigen Strukturen von Rf-AO-A4 ist ihre Füllung durch stark einfallende Reflexionen. An der Basis der Reflexionswannen finden sich zahlreiche Hyperbeln. Ferner kommt es dort zur Überlagerung von Diffraktionen, die dadurch insgesamt ein unruhiges Reflexionsmuster entstehen lassen.

Auch in GPR-Profil 10 (Abb. 7.18) schneidet sich Rf-AO-A4 zwischen 120 m - 140 m Profillänge in die Radarfazies des Liegenden ein. Am westlichen Profilstart zwischen 20 m und 140 m Länge schneiden sich die konkaven Reflexionen zudem mehrfach in die horizontale Radarfazies Rf-AO-B2 ein. Das nordöstliche Ende der GPR-Profile 11 und 12 (Abb. 7.19) wird von einfallenden Reflexionen der Radarfazies Rf-AO-A2 eingenommen. An der Basis der nach Nordosten einfallenden Reflexionen lassen sich ebenfalls zahlreiche Hyperbeln nachweisen.

Bohrung AO2

Die nördlichste Bohrung AO2 wurde bei Niedrigwasser direkt am östlichen Rand der Inselspitze (54°42'42" Nord und 8°21'38" Ost) bis zu einer Tiefe von 6 m (-5,75 NN) abgeteuft (siehe Abb. 7.7 und Abb. 7.20). An insgesamt 41 aus dem Bohrkern entnommenen Proben wurden granulometrische Analysen durchgeführt. Für die AAR-Datierung wurden intakte Schalenklappen sowie Schalenbruchstücke der Muschelgattungen *Cerastoderma edule* und *Scrobicularia plana* herangezogen.

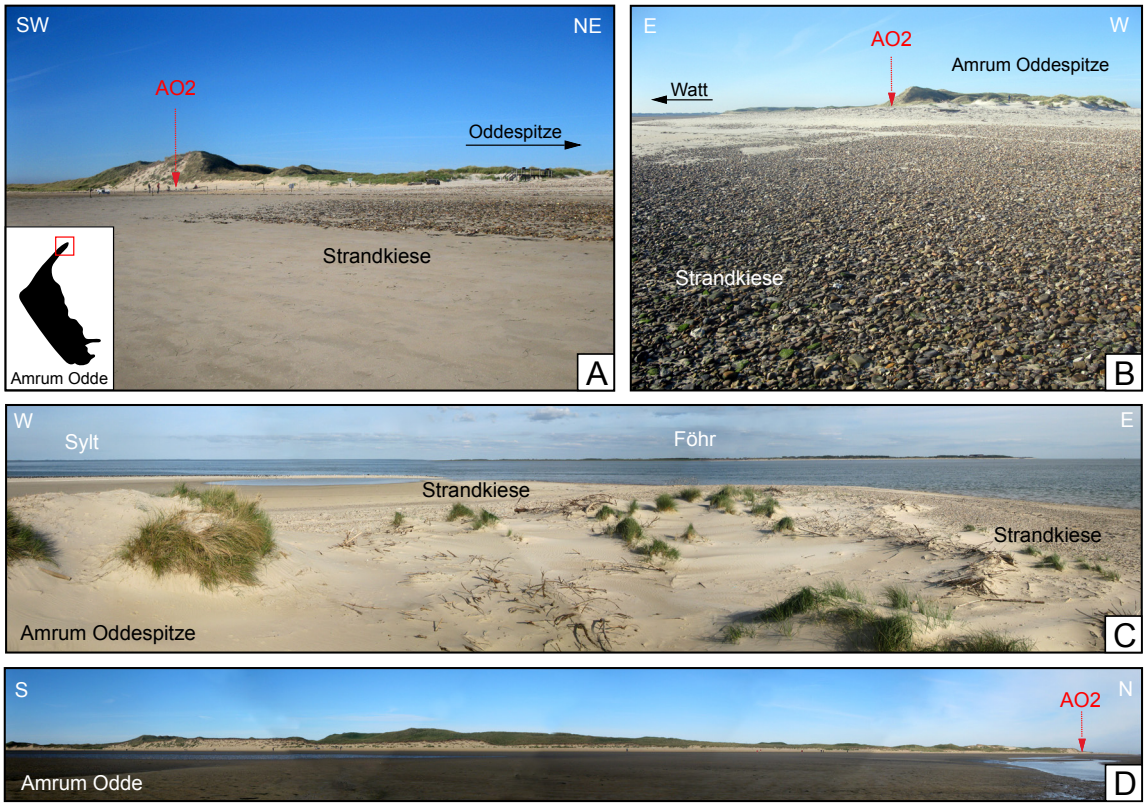


Abb. 7.20: *Gesteinsfeld der Amrum Odde. Bild A zeigt die im Strandbereich ausbeißenden Kiese an der östlichen Oddespitze sowie die Position von Bohrung AO2. Bild B: Gesteinsfeld und Blick auf die Oddespitze mit Position von Bohrung AO2. Bild C: Blick über die Vordünen der Amrum Odde in Richtung Föhr. Bild D: Panorama entlang Wattseite der Amrum Odde mit Position der Bohrung AO2.*

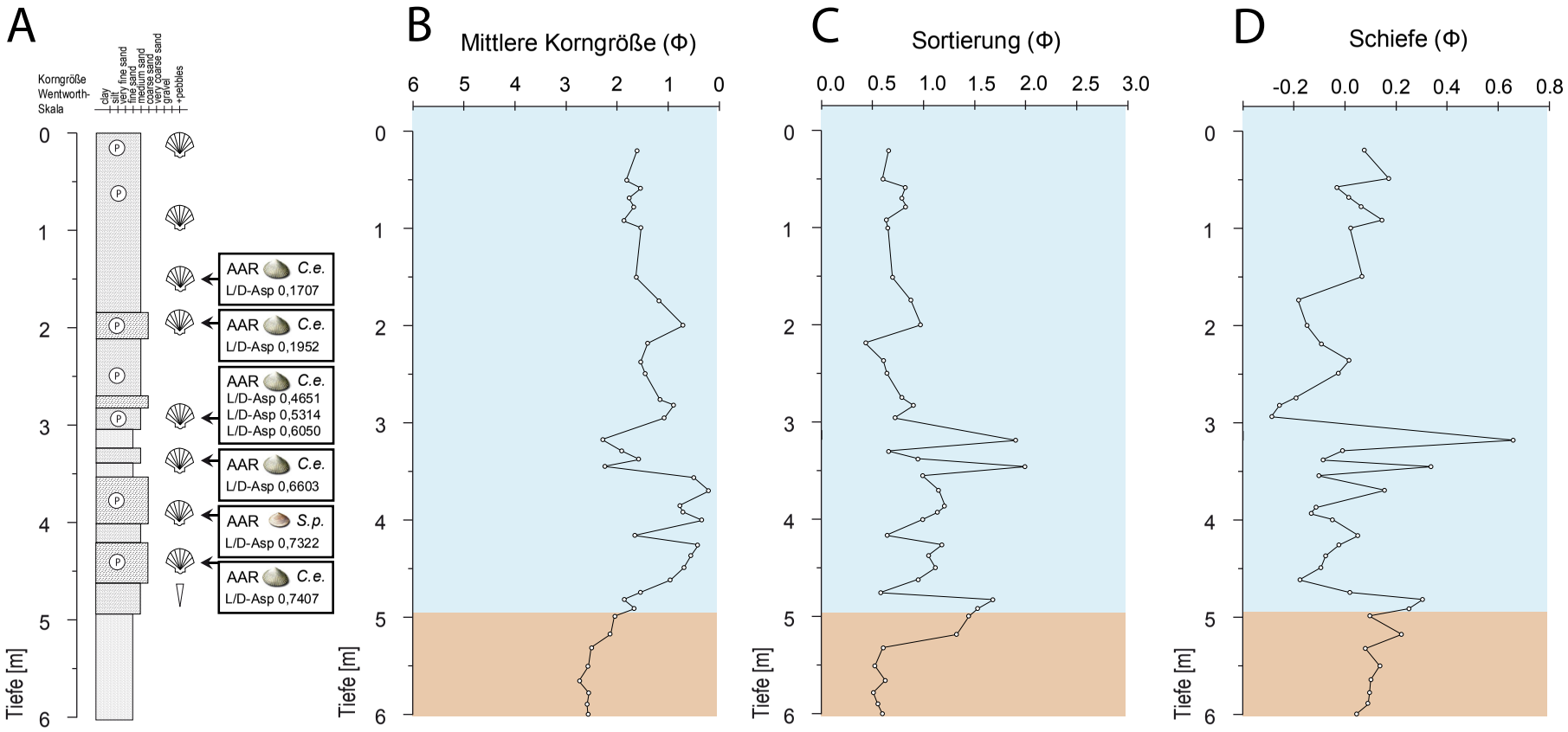


Abb. 7.21: *A - D: Korngrößenstatistik und AAR-Datierungen (L/D-Asp-Verhältnis) von Bohrung AO2. Zur Position von Bohrung AO1 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.7. Legende siehe Abb. 7.8. AAR-Alter siehe Tab. A-1 im Anhang.*

Bohrung AO2 (Abb. 7.21) lässt sich unter Beachtung der benachbarten GPR-Profile 11 und 12 (Abb. 7.19) in zwei stratigraphische Einheiten unterteilen. Die Einheit im Hangenden setzt sich aus einer Wechsellagerung schillführender Grob-, Mittel-, und Feinsande zusammen. Grob-, und Mittelsandschichten kommen häufig in Verbindung mit Kiesen vor. Bei den Kiesen handelt es sich vorwiegend um gut bis mäßig gut gerundete Granit- und Milchquarzgerölle. Die durchschnittliche Korngröße der oberen Einheit variiert zwischen 0,22 φ und 2,35 φ. Die Sande sind gut (0,49 φ) bis sehr schlecht (2,01 φ) sortiert. Abweichungen im Korngrößenspektrum hin zu einer positiven und negativen Schiefe sind häufig. Der Anteil an reinem Ton beläuft sich lediglich in einzelnen Schichten auf maximal 4,9 %.

Ab einer Tiefe von 4,50 m konnten keine Muscheln mehr nachgewiesen werden. Hinsichtlich der Sedimentfarbe (beige-hellgrau) gibt es kaum Unterschiede zwischen den beiden Einheiten. Den Übergang zwischen der Einheit im Hangenden und der des Liegenden bildet eine dunkelbraune Schicht aus schlecht sortiertem (1,69 φ - 1,57 φ) Mittelsand (1,79 φ - 1,65 φ) zwischen 4,70 m und 4,96 m Bohrtiefe. Der Tongehalt beträgt darin bis zu 2,4 %. Ab einer Tiefe von 4,96 m folgen homogene, stark glimmerhaltige Feinsande, die im Hangenden von schlechter Sortierung (1,37 φ - 1,49 φ) sind und zum Liegenden hin eine mäßig gute Sortierung (0,66 φ - 0,54 φ) aufweisen. Die mittlere Korngröße liegt ausschließlich im Feinsandbereich zwischen 2,09 φ und 2,58 φ. Der Tongehalt der untersten Einheit liegt bei 1% - 1,9 %.

Diskussion

Die Radargramme 8 - 12 zeigen eine deutliche Dreiteilung. Lediglich das nordöstliche Ende der GPR-Profile 11 und 12 (Abb. 7.19) zeigt Abweichungen. Die oberflächennahe Einheit wird durch die heutigen Dünen der Amrum Odde eingenommen. Da die Bohrung AO2 erst im Strandniveau ansetzt, wurden diese nicht durchteuft. Im Liegenden der Dünen folgen, wie auch in den GPR-Profilen 4 - 7 (Abb. 11 - 13), Wattablagerungen.

Während die Radarfazies Rf-AO-B2 auf söhlig lagernde und horizontal geschichtete Sedimente zurückgeht, bilden die Sedimente von Rf-AO-A3 die für flache Wattrinnen charakteristische trogförmige Schrägschichtung (Schäfer 2005) ab. Diese Gezeitenbündelschichtung bildete sich in Wattrinnen und Prielen unterhalb der Niedrigwasserlinie. Im ersten Drittel von GPR-Profil 11 (Abb. 7.19) sind einfallende Reflexionen in die umgebende Watt-Fazies eingeschaltet, die als intertidaler Sedimentkörper (*tidal bar*) interpretiert werden. Stark gedämpfte Profilbereiche lassen sich vermehrt unterhalb der Wattrinnen feststellen. Eine mögliche Erklärung dafür ist die Verfüllung der Wattrinnen durch tonhaltige Sedimente.

Im Gegensatz zu den flachen Wattrinnen (Rf-AO-A3), schneidet sich die Priel-Fazies (Rf-AO-A4) stärker in die umgebenen Sedimente ein. In den GPR-Profilen 10 - 12 (Abb. 7.18 und Abb. 7.19) lassen sich 3 Prielsysteme nachweisen. Die beiden, bis zu 4 m tiefen und 60 m breiten Priele aus den GPR-Profilen 11 und 12 (Abb. 7.22), schneiden sich sowohl in die Watt-Fazies als auch in den darunter anstehenden Geestkern ein und sind in starkem Maße mit Sedimenten verfüllt. Ob es sich um eine Prielverlagerung oder ein einheitliches Prielsystem handelt, konnte aus den GPR-Daten nicht abgeleitet werden.

Die Definition der Holozänbasis und somit die Abgrenzung zwischen Geest und Wattsedimenten im Untergrund der Amrum Odde ist generell schwierig und kann aus den Radargrammen nicht an allen Stellen eindeutig belegt werden. Es wurde daher zum Teil eine Interpolation auf der Grundlage der im Radargramm abgebildeten Radarfazies unternommen.

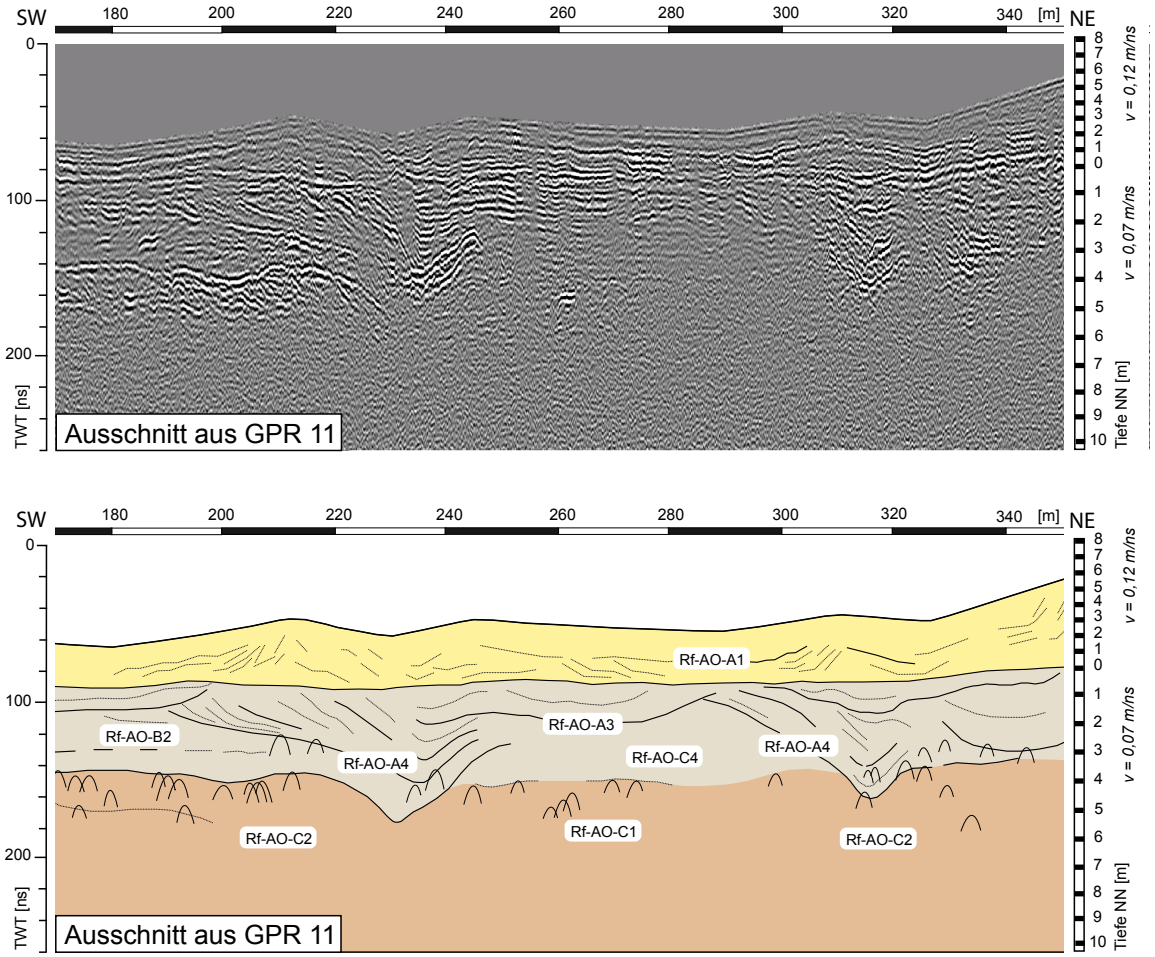


Abb. 7.22: *Der Ausschnitt aus GPR-Profil 11 (Abb. 7.19) zeigt zwei Prielsysteme, die sich im Liegenden in den Geestkern einschneiden. Zur Lage von GPR-Profil 11 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 7.7 (Bild B). A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur. Auf die Migration wurde zugunsten der Diffraktionshyperbeln verzichtet. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 7.11.*

Bei den pleistozänen Sedimenten des Untergrundes handelt es sich um fluvioglaziale Schmelzwassersande (Meier 1987; Voigt 1969). Ähnlich wie die Wattsedimente des Hangenden bestehen auch die pleistozänen Sedimente aus Sanden der Mittel- und Feinsandfraktion. Im Bohrkern von AO2 konnte eine Unterscheidung durch den erhöhten Anteil an Muskovit sowie den Vergleich mit den Pürkhauersondierungen N1, N2, N3 und N4 von Norddorf (vgl. Kapitel 7.3.1) vorgenommen werden. Der helle Glimmer ist ursprünglich aus den pleistozänen Geschieben (z. B. Gneis, Granit) des baltisch-skandinavischen Geschiebespektrums hervorgegangen und in den fluvioglazialen Sanden des Geestkerns erhalten. In den Wattsedimenten des Hangenden lässt sich dagegen kein Glimmer nachweisen, was auf einen anderen Ursprung dieser Sande schließen lässt.

Die Geestoberfläche wird in Bohrung AO2 (Abb. 7.21) durch eine dunkelbraune, tonhaltige Schicht aus schlecht sortiertem Mittelsand zwischen 4,70 m und 4,96 m Bohrtiefe lokalisiert. Die Braunfärbung geht auf eine durch Humusanreicherung und Bodenbildung geprägte ehemalige Landoberfläche zurück. Die Tiefenposition lässt sich mit dem nordöstlichen Profilende der GPR-Profile 11 und 12 korrelieren, die wenige 10er Meter weiter westlich gemessen wurden.

In den Radargrammen 8 - 12 deutet einzig die Häufung von Diffraktionshyperbeln auf den im Untergrund anstehenden Geestkern hin. Die Radarschichtfläche Rf-AO-D1 in Verbindung mit zahlreichen an ihrer Basis konzentrierten Hyperbeln zwischen -6 m NN bis -7 m NN bildet die Geestoberfläche. Die an größeren Geschieben entstehenden Diffraktionshyperbeln sind jedoch auch vereinzelt im Wattbereich nachzuweisen. Dort konnte eine Konzentration in und in der Nähe der „fossilen" Priele festgestellt werden.

Die Priele (Rf-AO-A4) schneiden sich in Wattsedimente (Rf-AO-B2) oder in den im Liegenden anstehenden Geestkern (Rf-AO-C2) ein (Abb. 7.22). Der pleistozäne Untergrund besteht unter der Amrum Odde aus fluvioglazialen, stark glimmerhaltigen Sanden. Die unverfestigten Fein- und Mittelsande unterscheiden sich sedimentologisch nur schwer von den Wattsanden des Hangenden und bieten dem sich einschneidenden Priel daher kaum materialbedingten Widerstand. Auf diese Weise gelangten die im Geestkern enthaltenen pleistozänen Geschiebe in das Priel-Watt-Prozesssystem und erfuhren mit der Zeit eine marine Aufbereitung durch Umlagerung und Transport (Abb. 7.23). In den Wattsedimenten sind die Geschiebe daher vorwiegend an der Basis der Wattrinnen (Rf-AO-A3) und Priele (Rf-AO-A4) konzentriert.

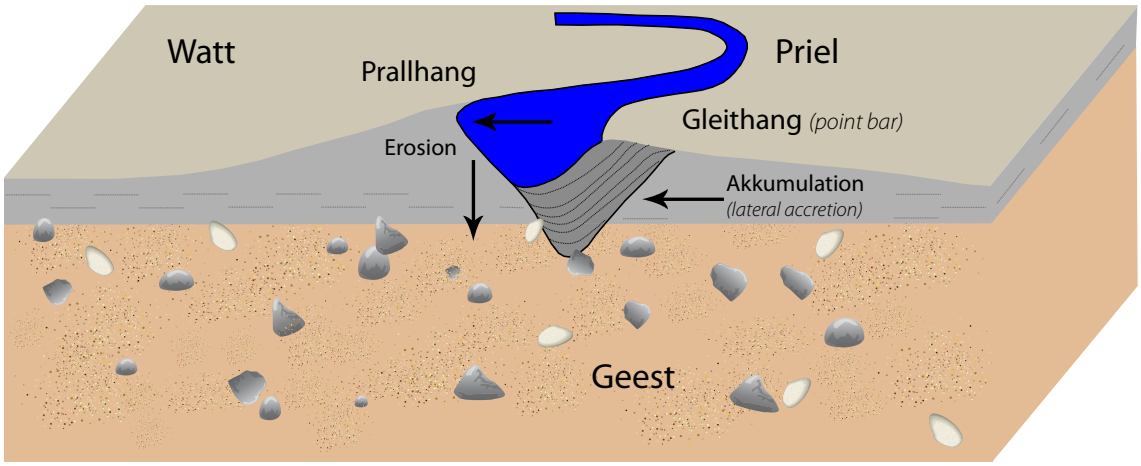


Abb. 7.23: *Vereinfachtes Blockbild zeigt das erosive Einschneiden der Priele in die Watt- und Geestsedimente im Liegenden. Die unverfestigten Geestsande bieten dem sich einschneidenden Priel nur wenig materialbedingten Widerstand. Die im Geestkern enthaltenen Geschiebe gelangten so in das Priel-Watt-Prozesssystem.*

Der Endabschnitt der GPR-Profile 11 und 12 (Abb. 7.19) unterscheidet sich von den übrigen GPR-Profilen und bildet zugleich die äußerste Inselspitze. Dort fallen Reflektoren der Fazies Rf-AO-A2 nach Nordosten bis in eine Tiefe von ca. -4,90 m NN ein. Die Sedimente wurden von Bohrung AO2 durchteuft und bestehen aus wechselgeschichteten, schillführenden Sanden mit vereinzelt eingeschalteten kiesigen Lagen. Die Reflexionen von Rf-AO-A2 weisen auf eine strömungsbedingte Anlagerung von Sedimenten bzw. auf eine nach Nordosten gerichtete Progradation hin.

Die äußerste Oddespitze ist somit eine reine Strandhakenbildung. An der Westküste der Odde anstehende Sedimente gelangten durch Erosion in den Küstenlängstransport, wurden bis zur Oddespitze transportiert und dort halbkreisförmig von Nordwesten nach Nordosten angelagert. Der nach Nordosten einfallenden Schichtung entsprechend handelt es sich um einen Nordhaken, dessen Ansatzpunkt weiter im Westen vermutet wird.

Eine grobe zeitliche Einordnung geben die in Bohrungen AO2 enthaltenen und mittels AAR datierten Muschelschalen. Da es sich im Vergleich zu den Datierungen aus Bohrung AR2 um Schilllagen handelt, stellt die Schicht, in der die Muschelschale eingebettet ist, nicht dem originären Lebensraum dar. Eine vorangegangene Umlagerung sowie ein Transport werden für diesen Standort angenommen. Besonders im unteren Bereich der Bohrung AO2 besteht keine Stringenz hinsichtlich der Altersabfolge. Während ein Schalenbruchstück von *Cerastoderma edule* in 4,50 m Bohrtiefe ein Alter von 2271 - 1056 J.v.h. aufweist, wurde in 3,70 m - 3,80 m Tiefe ein Schalenbruchstück von *Scrobicularia plana* auf 2547 - 1172 J.v.h. datiert. Zwischen 2,90 m und 3,00 m wurden aus einer Schilllage drei intakte Schalenklappen von *Cerastoderma edule* datiert, die einen Altersbereich zwischen 1854 - 862 J.v.h. und 1424 - 662 J.v.h. aufweisen.

Die oberen beiden Datierungen sind wesentlich jünger und enthalten Schalen von 595 - 277 J.v.h. in 1,90 m Tiefe und 520 - 242 J.v.h. in 1,50 m Tiefe. Somit stammt die jüngste aus der Bohrung AO2 gewonnene Muschelschale aus der Zeit 1492 - 1770 n. Chr.. Dies würde bedeuten, dass der äußerste Teil der heutigen Oddespitze zu dieser Zeit zumindest submarin angelegt war. Da die Position der Oddespitze bereits in der Karte von Mejer aus dem Jahr 1648 (Abb. 6.3 Bild B) verzeichnet ist, scheint ein Auftauchen der Inselspitze über das MThw-Niveau als wahrscheinlich.

Die für eine Barriereinsel des Wattenmeeres ungewöhnliche Akkumulation zahlreicher Kiese im Strandbereich (vgl. Abb. 7.20 Bild A - C) lässt sich durch den im Untergrund der Amrum Odde anstehenden pleistozänen Geestkern erklären. Die Geschiebe gelangten ursprünglich durch die sich in den Geestkern einschneidenden Priele in den Priel-Watt-Systemkomplex und wurden von dort mit der Zeit strömungsbedingt umgelagert und verdriftet.

Die Erosion der Westküste umfasste auch den Unterwasserbereich (*foreshore - shoreface*) und führte allmählich zum Transport der Geschiebe in Richtung nördlicher Oddespitze. Die strömungsbedingte Umlagerung, der küstennahe Transport sowie die marine Aufbereitung der Geschiebe erklärt auch den starken Rundungsgrad der heute oberflächennah an der äußersten Oddespitze im Strandbereich abgelagerten Kiese. Die stark kiesführenden Schichten der progradierenden Inselspitze keilen im Strandbereich der östlichen Oddespitze aus und sind heutzutage bei Niedrigwasser gut zu beobachten (Abb. 7.20 Bild A). Es wird ein relativ kurzer Transportweg entlang der Westküste, der etwa ab der Höhe der GPR-Profile 8 und 9 beginnt, angenommen. Ein weiter nach Westen reichender und heute dort noch submarin anstehender Geestkern erscheint zudem als wahrscheinlich.

7.3.4 Exkurs: Der Unterschied zwischen einem Priel und einem *washover channel* im Radargramm

In den GPR-Daten des Barriereinsel-Systemkomplexes von Sylt und Amrum lassen sich zwei markante rinnenförmige Reflexionsmuster nachweisen, die unterschiedliche morphologische Strukturen darstellen und deren Bildung auf gänzlich abweichende Prozesse zurückzuführen sind. Im Radargramm bilden sich sowohl *washover channel* als auch Priele als charakteristische Rinnen-Struktur ab (Abb. 7.24). An dieser Stelle werden morphologische und sedimentologische Unterscheidungsmerkmale angeführt, die zu einer eindeutigen Identifikation und Abgrenzung beider Strukturen im Radargramm führen.

Washover channel charakterisieren zumeist den küstennahen Bereich eines *washovers.* Demzufolge schneiden sich *washover channel* als Dünendurchbrüche entweder direkt in die Dünen oder in Strandablagerungen des *backshore*- und *foreshore*-Niveaus ein.

Im Vergleich zu *washover channel* schneiden sich Priele in Tiefen bis unterhalb des Meeresspiegel-Niveaus ein und erreichen in den GPR-Daten der Amrum Odde Tiefen von bis zu -5,5 m NN. Schneiden sich dagegen *washover channel* bis in eine Tiefen unterhalb des Meeresspiegel-Niveaus ein, so werden aus den *washover channel* mit der Zeit neue Priele (Friedman et al. 1992). *Washover channel*, die heute unterhalb des Meeresspiegels zu finden sind - wie sie z. B. von Tillmann & Wunderlich (2011a, 2011b, 2013) im Untergrund von Süd-Sylt nachgewiesen wurden - lassen sich hinsichtlich ihrer Bildung auf eine Zeit mit niedrigerem Meeresspiegelstand zurückführen.

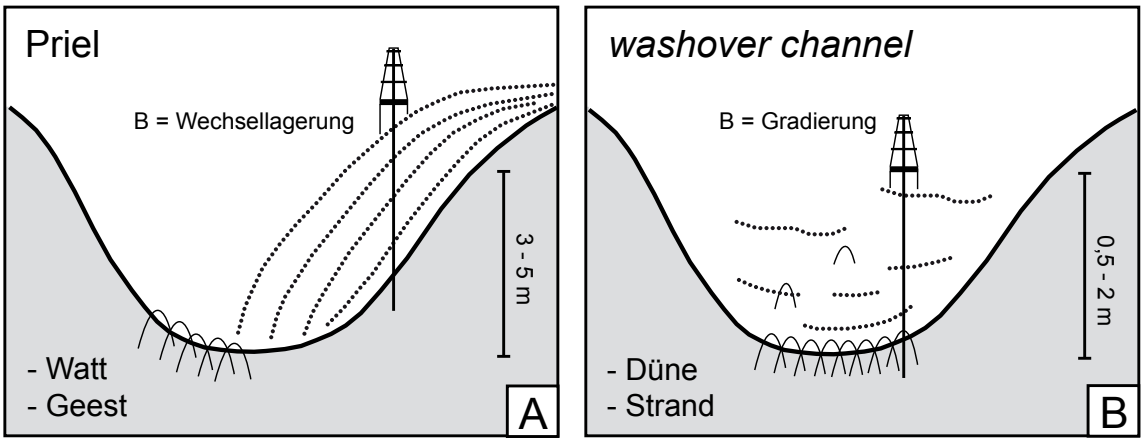


Abb. 7.24: *Unterscheidung von Priel und washover channel durch Radargramme und Bohrdaten. Bild A: Priele schneiden sich in Watt- und Geestsedimente ein und sind i.d.R. mächtiger als washover channel. Typisch ist der sigmoidal geformte Schrägschichtungskörper, der innerhalb des Priels eine Wechsellagerung von Fein-, Mittel- und Grobsanden hervorruft. Bild B: Washover channel schneiden sich i.d.R. in Dünen- und Strandsande ein und zeichnen sich im Bohrkern durch gradierte Schichtung aus.*

Priele sorgen für die Entwässerung der Wattflächen und sind von ihrer Form und ihrem Verlauf vergleichbar mit mäandrierenden Flussläufen. Nach Schäfer (2005) bestehen vor allem Konvergenzen hinsichtlich der Prall- und Gleithangdynamik sowie dem Sohlenpflaster aus Intraklasten und Schill.

Am Beispiel der Amrum Odde wird deutlich, dass sich Priele sowohl in die Wattflächen als auch in den im Liegenden anstehenden Geestkern einschneiden. Die Geschiebe und Intraklasten stammen damit aus dem partiell durch den Priel an seiner Sohle freigelegten pleistozänen Untergrund. Die Geschiebe bilden im Radargramm Diffraktionshyperbeln und lassen sich primär am Fuß des Prallhangs und an der Prielsohle nachweisen.

Die stömungsbedingte Seitwärtsverlagerung des Priels steht im Zusammenhang mit verstärkter Erosion am Prallhang. Gleichzeitig kommt es zur Akkumulation am Gleithang, die sich durch in Richtung Prielmitte vorbauende, stark einfallende Sedimentschichten abzeichnet. Diese bilden sigmoidal geformte Schrägschichtungskörper (Abb. 7.24 Bild A). Die in Bohrungen zu erwartende sedimentäre Abfolge dieser Prielfüllung (*channel fill*) besteht aus einer Wechsellagerung unterschiedlicher Korngrößen.

Die Wechsellagerung ist auf den Korngrößenwechsel und die damit verbundenen Eigenschaften (Porosität, Wassergehalt, Sedimentpackung etc.) zurückzuführen, die sich bedingt durch die Änderung der elektromagnetischen Materialeigenschaften im Radargramm als Reflexionen abbilden.

Im *washover channel* findet sich dagegen häufig eine gradierte Schichtung, die sich bedingt durch die Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit zum Ende eines *overwash*-Events in einer *fining-upward* Sequenz zeigt (Abb. 7.24 Bild B). Treibgut und gröbere Komponenten des Korngrößenspektrums lagern sich bevorzugt an der Basis eines *washover channels* ab (vgl. Kapitel 5).

Im Radargramm zeigt das Innere der *washover channel* nur wenige, schwache und irreguläre Reflexionen, die auf wenig geschichtete, strukturlose und homogene Sedimente hindeuten, die in relativ kurzer Zeit abgelagert wurden. Treibgut ist durch Diffraktionshyperbeln gekennzeichnet und sowohl an das Basis der *washover*-Sequenz als auch im Inneren des *washover channels* zu finden (vgl. dazu Kapitel 5).

Bei den eventbezogenen *overwash*-Prozessen handelt es sich um einmalige bis episodische Sedimentationsereignisse, die damit im Gegensatz zu der relativ kontinuierlichen, durch den periodischen Wechsel von Ebbe und Flut hervorgerufenen Sedimentation stehen.

7.3.5 Zusammenfassung und Fazit

Die Resultate sind als Beispiel für die Heterogenität und Individualität von Nehrungshaken zu sehen. Erstmals wurden detaillierte Untersuchungen zum Aufbau und der Genese des nördlichen Nehrungshakens der Insel Amrum (Amrum Odde) angestellt. Eine Kombination aus hochauflösenden Georadarmessungen, Bohrungen, sedimentologischen Laboranalysen und Datierungen hat gezeigt, wie komplex der interne Aufbau der Amrum Odde ist.

Entgegen der Erwartungen unterscheidet sich der nördliche Nehrungshaken der Insel Amrum signifikant vom südlichen Nehrungshaken der Nachbarinsel Sylt. Unterschiede bestehen nicht nur im geologischen Aufbau und der sedimentären Architektur, sondern auch hinsichtlich des Bildungsalters und der an der Bildung beteiligten Prozesse.

Während die Hörnum Odde durch das Zusammenspiel von Küstenlängstransport, Progradation und sturmflutbedingten *overwash*-Prozessen entstand (vgl. Kapitel 4.3.2.6) und generell ein sehr junges Alter aufweist (vgl. Kapitel 4.3.3), ist die Amrum Odde deutlich älter und entspricht in ihrem Aufbau keinem „klassischen Nehrungshaken".

Die heutige Amrum Odde kann morphologisch zwar als Nehrungshaken bezeichnet werden, in ihrer Entwicklung und Genese war die Odde allerdings stets bedeutend von den pleistozänen Ausgangsbedingungen abhängig. So ist die heutige Amrum Odde keine rein marine Bildung. Im Vergleich zur Hörnum Odde von Sylt, die sich bis in eine Tiefe von ca. -10 m NN aus marinen Ablagerungen zusammensetzt, steht im Untergrund der Amrum Odde ein pleistozäner Geestkern an.

Der heutige Nehrungshaken der Amrum Odde bezieht sich morphologisch auf die Bereiche, die über das MThw hinausragen. Der pleistozäne Untergrund steht jedoch nicht wie von Voigt (1969: 19) postuliert „direkt unter den Dünen der Odde" an.

Bei den Kiesen und Geröllen handelt es sich vielmehr um aufgearbeitetes Material, dass ursprünglich zwar aus dem Geestkern stammt, aber erst durch Verdriftung an die äußerste Oddespitze gelangte.

Fasst man die Ergebnisse zur Verbreitung der Geest im Norden Amrums zusammen, so entsteht folgendes Bild (Abb. 7.25).

Während der zentrale Geestkern von Amrum bei Norddorf oberflächennah aufgeschlossen ist, befindet er sich in Bohrung AR2 noch in einer Tiefe von -6,25 m NN (Abb. 7.25). Unter Beachtung der Bohrungen von Falk (2001: 92), wonach nördlich von Norddorf die Geest in -4,3 m NN ansteht, ist davon auszugehen, dass der zentrale Geestkern nach Norden hin abtaucht. Mit steigendem Meeresspiegel entwickelte sich am Rand des zentralen Geestkerns ein Geestrandmoor, in dem sich die Torfe aus Bohrung AR2 bildeten.

In den sich im Norden anschließenden Bohrungen AR3 und AO1 konnte bis zu einer Tiefe von -7,75 m NN bzw. -9,50 m NN kein Geestkern im Untergrund nachgewiesen werden (Abb. 7.25)

Auf der Höhe der GPR-Profile 8 - 12 können dagegen unter den Wattsedimenten pleistozäne Ablagerungen bestätigt werden, die in Bohrung AO2 in einer Tiefe von -4,70 m NN im Untergrund anstehen. Die Radarfazies des Geestkerns wurde mit Hilfe bekannter Geestvorkommen und Aufschlüsse in der Nähe von Norddorf (vgl. Kapitel 7.3.1) identifiziert. Kennzeichnend ist primär die Häufung von Diffraktionshyperbeln, die in der Regel an der Geestoberfläche konzentriert und innerhalb der Geest-Fazies unregelmäßig verteilt sind. Südlich von GPR-Profil 7 sind Diffraktionshyperbeln in den Radargrammen nur äußerst geringfügig zu belegen.

Die Grenze eines weiteren im Untergrund anstehenden Geestkerns wird daher im Übergangsbereich zwischen dem östlichen Ende von GPR-Profil 7 und dem Start von GPR-Profil 8 vermutet.

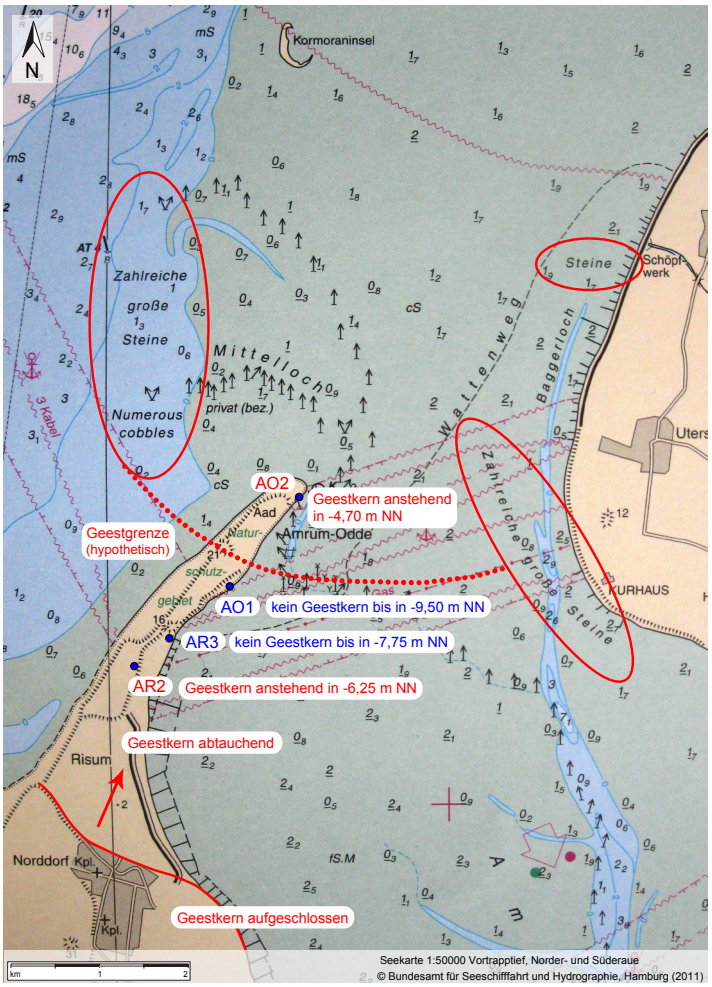


Abb. 7.25: *Verteilung der Geestvorkommen auf Grundlage der Seekarte sowie eigener GPR-Daten und Bohrungen. Vor der Westküste von Föhr sowie im Seegebiet nordwestlich von Amrum sind in der Seekarte „zahlreiche große Steine" verzeichnet, die als Hinweis für einen dort anstehenden Geestkern gedeutet werden. Möglicherweise besteht eine Verbindung zu den in Bohrung AO2 in einer Tiefe von -4,70 m NN nachgewiesenen Geestkern unter der Oddespitze. Der zentrale Inselgeestkern ist in Norddorf aufgeschlossen und taucht unter der Risum Marsch in AR2 bis in eine Tiefe von -6,25 m NN ab.*

Es wird davon ausgegangen, dass es sich um zwei voneinander getrennte Geestvorkommen handelt. Bei dem Geestkern unter der Odde handelt es sich demnach nicht, wie von Voigt (1969) vermutet, um den nach Norden abtauchenden zentralen Geestkern bei Norddorf, sondern höchtswahrscheinlich um ein kleineres solitär vorkommendes Geestvorkommen direkt unter der nördlichen Oddespitze. Die Ergebnisse widersprechen den Auffassungen von Remde (1972), der ein Geestvorkommen unter der Amrum Odde kategorisch ausschloss.

In Seekarten (z. B. Abb. 7.25) sind vor der Westküste von Föhr und im Seegebiet nordwestlich von Amrum „zahlreiche große Steine" verzeichnet, die ebenfalls auf ein dort anstehendes Geestvorkommen hindeuten. Ob und inwieweit eine Verbindung des unter der Oddespitze anstehenden Geestkerns zu den „zahlreichen großen Steinen der Seekarte" besteht, lässt sich anhand der gewählten Methodik aus Georadar und Bohrungen nicht nachweisen, erscheint aber als durchaus wahrscheinlich. Auch Falk (2001, 2002) geht davon aus, dass Amrum und Föhr im Mittelholozän noch einen zusammenhängenden Geestkomplex bildeten. Eine eindeutige Abgrenzung kann nur durch submarine Bohrungen und Sedimentproben ermöglicht werden.

Der heutige Nehrungshaken der Amrum Odde sowie seine holozänen Dünen liegen in erster Linie Wattsedimenten auf, die sich mit Ansteigen des Meeresspiegels auf dem „ertrinkenden Geestkern" gebildet haben.

Im südlichen Teil der Odde liegen die Wattsedimente nicht direkt auf dem Geestkern. Zwischen den GPR-Profilen 4 - 7 sind im Untergrund Reste eines alten Nehrungs- oder Strandhakens erhalten, der sich vor 3909 - 1818 Jahren, gefördert durch die Abrasion an weiter nach Westen reichenden Geestvorkommen bildete.

Dabei handelt es sich entweder um einen Nordhaken, der sich als Vorläufer der heutigen Amrum Odde an den zentralen Geestkern von Norddorf anschloss (Nordhaken-Theorie), oder um einen Südhaken, der seinen Sedimentinput aus dem als Liefergebiet fungierenden zweiten Geestkern unter der Oddespitze bezog (Südhaken-Theorie).

Im Lee dieser damaligen Barriere konnten sich in einer Stillwasserzone von der Risum Marsch bis zu den Bohrungen AR2 und AR3 Wattsedimente ablagern. Mittels AAR datierte Muscheln lassen auf ein Mindestalter dieser Ablagerungen von 2232 - 1038 J.v.h. schließen.

In Bohrung AR2 werden die Wattsedimente von Torfen unterlagert. Diese wurden zwischen 6310 cal BP - 4450 cal BP abgelagert und sind Bildungen eines Geestrandmoores. Torfe wurden in den Bohrungen AO1, AO2 und AR3 nicht erbohrt. Diese Tatsache spricht für ein lokal begrenztes, sich nur am äußersten Geestrand infolge zunehmender Vernässung gebildetes Geestrandmoor. Möglich ist auch, dass die Torfe dort bereits vollständig erodiert wurden oder sich aufgrund der schnellen Überflutung dort keine Moore entwickeln bzw. Torfe bilden konnten.

Nach Auffassungen von Remde (1972) entstand die Norddorfer Marsch erst in historischer Zeit im geschützten Lee eines Nehrungshakens aus pleistozänen Kiesen, der die unmittelbare Fortsetzung der damaligen Küstenlinie nach Nordosten darstellte und heute bereits völlig abradiert wurde. Hohe Strömungsgeschwindigkeiten ließen nach Remde (1972) ausschließlich eine Ablagerung von Kiesen und groben Korngrößen zu und transportierten feine Korngrößen in das sich anschließende Watt.

Der postulierte Nehrungshaken konnte im Untergrund (GPR-Profile 4 - 7) nachgewiesen werden und ist nicht wie von Remde (1972) vermutet vollständig erodiert. Anders als von Remde (1972) angenommen, setzte sich der Nehrungshaken nicht gänzlich aus pleistozänen

Kiesen zusammen. Lediglich an der Basis der als Erosionsdiskordanz interpretierten Radarschichtfläche sammelten sich vereinzelt Strandkiese und Gerölle als Folge intensiver Strömungsbedingungen z. B. während Sturmfluten. Remde (1972) stützte seine Vermutung wohl auf die an der Oddespitze zahlreich abgelagerten Kiese, deren Herkunft bis dato als unbekannt galt.

Durch Georadarmessungen konnte Priele nachgewiesen werden, die sich an einigen Stellen in den Geestkern des Liegenden eingeschnitten haben. Die fluvioglazialen Sande des Geestkerns boten den sich in den Untergrund einschneidenden Prielen nur einen geringen materialbedingten Widerstand. Auf diese Weise gelangten die im Geestkern enthaltenen pleistozänen Geschiebe in das Priel-Watt-Prozesssystem und erfuhren mit der Zeit eine marine Aufbereitung.

7.3.6 Ausblick

Die Form der heutigen Amrum Odde, die zweifelsohne geomorphologisch als Nehrungshaken angesprochen werden kann, bezieht sich einzig auf die über dem MThw liegenden Flächen, die im Falle vieler Nehrungshaken und Barriereinseln größtenteils von Dünen eingenommen werden. Im Fall der Amrum Odde besteht jedoch eine Diskrepanz zwischen dem internen sedimentologischen Aufbau, der geologischen Entwicklung und dem heutigen, durch Dünen geprägten geomorphologischen Erscheinungsbild.

Diese Ungleichheit sowie der komplexe interne Aufbau der Amrum Odde konnte mit Hilfe der gewählten Methodenkombination aus Georadarmessungen, Bohrungen, granulometrischen Analysen und Datierungen (^{14}C-AMS, Aminosäure-Racemisierung) aufgedeckt werden.

Die Erfassung der Genese von Nehrungshaken und Barriereinseln mit Hilfe von Luftbildern und historischen Karten setzt bereits ein fortgeschrittenes Entwicklungsstadium bzw. ein „auftauchen“ der Insel über das MThw Niveau voraus. Bohrungen führen oftmals in dem durch kleinräumige Fazieswechsel geprägten, größtenteils sandigen Sedimentationsraum einer Barriereinsel zur geologischen Fehlinterpretation. Es stellt sich besonders die Unterscheidung von Dünen-, Strand-, Watt- und *washover*-Sanden allein auf der Grundlage von Bohrungen als schwierig heraus. Georadarmessungen bieten dagegen den Vorteil, dass - geeignete elektromagnetische Untergrundeigenschaften vorausgesetzt - Sedimentstrukturen erfasst werden können.

Die Ergebnisse aus dem Untersuchungsgebiet im Norden von Amrum zeigen, dass die Entwicklung von Nehrungshaken nicht mehr nur als einfaches „Kliff-Haken-Ensemble“ beschrieben werden kann. Es konnte bewiesen werden, dass die heutige Form des nördlichen Nehrungshakens von Amrum keineswegs auf diese einfache, in Lehrbüchern bis dato propagierten „Kliff-Haken-Theorie“ zurückzuführen ist.

Auch eine zu Beginn dieser Studie erwartete vergleichbare geomorphologische und zeitliche Entwicklung des nördlichen Nehrungshakens von Amrum mit dem „gegenüberliegenden“ und durch das Hörnum-Tief getrennten südlichen Nehrungshaken von Sylt musste revidiert werden. Das für die Hörnum Odde in den vorangegangenen Kapiteln (z. B. Kapitel 4.3.2.6) nachgewiesene Zusammenspiel von Küstenlängstransport, Progradation, sturmflutbedingten *overwash*-Prozessen und die zeitliche Unterbrechung des Längenwachstums durch Sturmfluterosion konnte für die Amrum Odde nicht bestätigt werden.

Vielmehr handelt es sich bei dem heutigen Nordhaken der Insel Amrum um ein komplexes, geomorphologisch sowie zeitlich individuelles System. Es ist daher anzunehmen, dass jede einzelne Barriereinsel sowie jeder Nehrungshaken eine individuelle Entstehungsgeschichte aufzuweisen hat.

Aufgrund der Individualität und Heterogenität der Barrieren ist in einem sich verändernden geomorphologischen Prozesssystem, bedingt z. B. durch einen Anstieg des Meeresspiegels oder ein sich veränderndes Sturmflut- und Wellenregime eine partiell abweichende Reaktion zu erwarten. Vor einer Verallgemeinerung der in Zukunft zu erwartenden Reaktion der Insel sei daher gewarnt.

Es konnte gezeigt werden, dass der südliche Nehrungshaken von Sylt hinsichtlich seiner Geologie keinesfalls einheitlich aufgebaut ist. Eine Besonderheit von Süd-Sylt stellt die Stratigraphie bei Puan Klent/Thörnhörn dar. Dort wurde im Liegenden der Watt-Fazies ein fossiler Strandhaken nachgewiesen, der ebenso wie der fossile Nehrungshaken unter der heutigen Amrum Odde, eine abweichende Wachstumsrichtung aufweist.

Ebenso erscheint eine einheitliche Reaktion der gesamten Barriereinsel oder des Nehrungshakens auf seiner gesamten Länge unwahrscheinlich. Die Ergebnisse von Sylt zeigen, dass die dort dominierenden Prozesse von „*barrier rollover*", „*overwash*" und „*spit accretion*" gleichermaßen für die Existenz des südlichen Nehrungshakens in seiner heutigen Form verantwortlich waren und sich sogar gegenseitig bedingten. So führte die Erosion der Sylter Westküste zur Freisetzung von Sediment, dass anschließend in den Küstenlängstransport gelangte und der Strömung folgend zur südlichen Inselspitze Sylts transportiert wurde. Der Sedimentinput führte an der Hörnum Odde zu Wachstum und Progradation der Inselspitze. *Washover*-Prozesse sorgten in der initialen Bildungsphase des Nehrungshakens zur Sedimentakkumulation im rückwärtigen Inselbereich und führten bei Rantum an der Ansatzzone des südlichen Sylter Nehrungshakens zum „*barrier rollover*" und damit zur ostwärts gerichteten Migration der Barriere.

Unklar war bislang, inwieweit frühere *washover*-Events zur Entwicklung und dem geologischen Aufbau von Sylt beigetragen haben. Vorteile von *washover*-Ereignissen für die Erhaltung von Inseln und Nehrungen ist die Sedimentversorgung der rückwärtigen Inselbereiche. Um bei langsam steigendem Meeresspiegel die Inselbarriere aufrecht zu erhalten, muss - bei nur geringer Sedimentzufuhr von See her - ein landwärtiger Sedimenttransport innerhalb des Systems gewährleistet sein. Dieser erfolgte früher sowohl äolisch über die unbefestigten Wanderdünen, als auch in Form von *washover*-Prozessen. Beide Prozesse werden heute durch Küstenschutzmaßnahmen weitestgehend unterbunden.

Steht der Barriereinsel im rückwärtigen Bereich nicht genügend Platz zur Migration zur Verfügung oder wird der ursprünglich natürliche *barrier rollover* Prozess durch massive Küstenschutzmaßnahmen mit dem Ziel der Erhaltung der Küstenlinie unterbunden, so wird die Breite der Barriereinsel mit fortschreitender Erosion der Westküste kontinuierlich abnehmen. Um den Status Quo und damit die heutige Inselbreite zu erhalten, wird in Zukunft eine Intensivierung der Küstenschutzmaßnahmen und Sandvorspülungen nötig sein.

Ebenso fehlt es dem Küstenlängstransport an Material um den Aufbau und die Progradation des südlichen Nehrungshakens weiterhin zu gewährleisten. Der Küstenlängstransport wird nunmehr allein durch die erodierten und jährlich erneuerten Sandvorspülungen entlang der Westküste genährt. Die seit 1972 zu beobachtende Rückverlagerung der Hörnum Odde wird sich bei Ausbleiben des Sedimentinputs durch den Küstenlängstransport weiter fortsetzten.

Kapitel 8

Zusammenfassung

Barriereinseln und Nehrungshaken, geformt durch eine Kombination aus Wind, Wellen, Strömung und Küstenlängstransport gelten als geologisch junge und morphologisch hoch aktive Küstenbereiche und variieren häufig in Ursprung, Genese und Entwicklung. Bisherige Untersuchungen zur Stratigraphie dieser durch engräumige Fazieswechsel geprägten Sedimentationsräume basieren häufig allein auf Bohrungen. Daher sind die interne sedimentologische Struktur und die Prozesse, die zur Entwicklung von Barriereinseln und Nehrungshaken geführt haben, oftmals unzureichend untersucht.

Ziel der folgenden Studie war es, anhand hochauflösender geophysikalischer und sedimentologischer Daten der Nordseeinseln Sylt und Amrum die Entstehung und interne sedimentäre Architektur von Barriereinseln und Nehrungshaken zu rekonstruieren.

Eine Methodenkombination aus zwei- und dreidimensionalen Georadarmessungen (100 MHz, 200 MHz, 400 MHz), Bohrungen und sedimentologischen Laboranalysen ermöglicht eine hochauflösende Stratigraphie des oberflächennahen Untergrundes sowie die Identifizierung, Abgrenzung und Klassifizierung geologischer und küstenmorphologischer Strukturen.

Eine ausführliche Radarfazies Analyse wurde für den südlichen Nehrungshaken von Sylt, die Nordspitze der Insel Amrum sowie für das Untersuchungsgebiet nahe des Leuchtturms von Amrum erarbeitet und stellt die Basis für die anschließende Interpretation dar. Auf diese Weise wurden die unterschiedlichen Sedimentations- und Faziesräume identifiziert und katalogisiert. Der erarbeitete Katalog unterschiedlicher Radarfazies ermöglicht eine Übertragung auf vergleichbare küstennahe Faziesräume. Die Erkenntnisse lassen sich insbesondere auf eine aus klastischen Lockersedimenten aufgebaute Barriereinsel anwenden.

Durch die Korrelation von Sediment- und Radarfazies konnten über den bisherigen Kenntnisstand hinaus wertvolle, sich ergänzende Informationen zur Geologie des oberflächennahen Untergrundes der Inseln Sylt und Amrum gewonnen werden. Auf dieser Grundlage wurden für den Süden Sylts, die Westküste von Amrum und den Norden Amrums stratigraphische Modelle entwickelt, die schematisch und auf stark vereinfachte Weise den sedimentologischen Aufbau, die geomorphologisch-geologische Genese und die am Aufbau beteiligten Prozesse zusammenfassen. Die Einordnung in einen absoluten Zeitrahmen wurde durch Datierungen (AMS Radiokohlenstoff-Methode, Aminosäure-Racemisierungs-Methode) ermöglicht.

Die Ergebnisse sind als Beispiel für die Heterogenität und Individualität von Nehrungshaken und Barriereinseln zu sehen. Es konnte gezeigt werden, dass Nehrungshaken hinsichtlich ihres Aufbaus, ihrer sedimentären Struktur sowie den Prozessen ihrer Entstehung sehr unterschiedlich sind.

Mit Ausnahme der heutigen Dünen zeigt die Stratigraphie der Ansatzzone des südlichen Nehrungshakens von Sylt an den zentralen Inselgeestkern südlich der Ortschaft Rantum insgesamt eine Vergröberungs-Sequenz von tonigem Mischwatt im Liegenden über Sandwatt bis zu den gröberen *washover*-Schichten im Hangenden. Eine Besonderheit und regionale Abweichung stellt die Stratigraphie bei Puan Klent/Thörnhörn dar. Dort wurde im Liegenden der Watt-Fazies ein fossiler Strandhaken nachgewiesen.

Die transgressive Sequenz der Ansatzzone bei Rantum auf Sylt ist kennzeichnend für eine landwärts gerichtete Wanderungsbewegung der Inselbarriere unter steigendem Meeresspiegel. Das Resultat des als „*barrier rollover*" bezeichneten morphologischen Prozesses ist die allmähliche Erosion der westlichen Barrierefront. Der barrier rollover Prozess wurde primär durch das Zusammenspiel von zwei Faktoren gesteuert. Voraussetzung war die starke

Erosion im Bereich der Westküste der Barriere und die damit einhergehende Freisetzung und Mobilisierung von Sediment. Das erodierte Sediment der Westküste wurde zum Teil durch *overwash*-Prozesse im rückwärtigen Inselbereich als *washover fan* akkumuliert.

Ein deutlich größerer Anteil des erodierten Sediments gelangte in den Küstenlängstransport, wurde zur Inselspitze transportiert und dort akkumuliert. Diese führte allmählich zum Wachstum und zur Progradation der südlichen Inselspitze (Hörnum Odde) in die sich südlich anschließende Tiderinne des Hörnum-Tiefs. Zahlreiche Erosionsdiskordanzen unterhalb des heutigen Meeresspiegels markieren ursprüngliche Inselspitzenendpositionen (*time lines*) und sind auf hochenergetische Sturmflutereignisse zurückzuführen. Die *time lines* werden nach Süden hin jünger und zeichnen unterschiedliche Stadien der Progradation nach, die ein episodisches Wachstum der Inselspitze in Abhängigkeit von der Sedimentverfügbarkeit und der Sturmflutintensität belegen.

Alte Erosionsdiskordanzen belegen die frühe submarine Genese der Hörnum Odde. Ein starkes Wachstum der südlichen Inselspitze Sylts lässt sich im Mittelalter nachweisen. Die gesteigerte Abrasion an der Westküste, vermutlich hervorgerufen durch schwere mittelalterliche Sturmfluten, führte verstärkt zur Sedimentfreisetzung und durch den nach Süden gerichteten Küstenlängstransport zum Sedimentinput am südlichen Inselende.

Sturmfluten führten zudem immer wieder zu *overwash*-Prozessen und Überschwemmungen der noch jungen Inselspitze. Dies belegen ältere *washover*-Ablagerungen, die in unterschiedlichen Phasen der Nehrungshakenentwicklung nachgewiesen werden konnten. Rezente *overwash*-Prozesse sind auf die heutigen Dünen beschränkt und wurden in dieser Arbeit mit der Fragestellung untersucht, ob und inwieweit das Georadar als Methode zur Prospektion von *washover*-Sedimenten herangezogen werden kann.

Die südliche Inselspitze Sylts (Hörnum Odde) ist von der nördlichen Inselspitze Amrums (Amrum Odde) durch das Hörnum-Tief getrennt. Die unmittelbare Nachbarschaft der beiden Nehrungshaken lässt einen ähnlichen sedimentären Aufbau, eine analoge Genese in einem einheitlichen Prozess-System sowie ein vergleichbares Alter vermuten. Durch die Untersuchungen im Norden von Amrum sollte festgestellt werden, in wie weit das für die Hörnum Odde nachgewiesene Zusammenspiel von Küstenlängstransport, Progradation, sturmflutbedingten *overwash*-Prozessen und die zeitliche Unterbrechung des Längenwachstums durch Sturmfluterosion auch für die Amrum Odde zutrifft. Entgegen der Erwartungen unterscheidet sich der nördliche Nehrungshaken der Insel Amrum signifikant vom südlichen Nehrungshaken der Nachbarinsel Sylt. Unterschiede bestehen nicht nur im geologischen Aufbau und der sedimentären Architektur, sondern auch hinsichtlich des Bildungsalters und der an der Bildung beteiligten Prozesse. Die Ergebnisse zeigen, dass die Entwicklung von Nehrungshaken nicht mehr nur als einfaches „Kliff-Haken-Ensemble“ beschrieben werden kann. Es besteht eine Diskrepanz zwischen dem internen sedimentologischen Aufbau, der geologischen Entwicklung und dem heutigen, durch Dünen geprägten geomorphologischen Erscheinungsbild.

Die heutige Amrum Odde kann morphologisch zwar als Nehrungshaken bezeichnet werden, in ihrer Entwicklung und Genese war die Odde allerdings stets bedeutend von den pleistozänen Ausgangsbedingungen abhängig. Im Randbereich der Geest nördlich von Norddorf bildete sich an der Grenze zwischen Atlantikum und Subboreal zunächst ein Geestrandmoor aus. Im Hangenden wurden die Torfe des Geestrandmoores durch marine Wattsedimente bedeckt, die sich im Lee eines ursprünglichen Nehrungshakens ablagern konnten.

Dabei handelt es sich entweder um einen Nordhaken, der sich als Vorläufer der heutigen Amrum Odde an den zentralen Geestkern von Norddorf anschloss (Nordhaken-Theorie), oder um einen Südhaken, der seinen Sedimentinput aus dem als Liefergebiet fungierenden zweiten Geestkern unter der Oddespitze bezog (Südhaken-Theorie).

Studien zur Landschaftsentwicklung an der Westküste Amrums wurden in einem Modell zusammengefasst, dass die Sedimentationsbedingungen, die im Westküstenvorfeld herrschten, bevor der Kniepsand an die Insel heranwanderte, beschreibt. Auf der Landoberfläche des ertrinkenden saaleeiszeitlichen Geestkerns wurden zu Beginn der Flandrischen Transgression feinkörnige Sedimente eines Misch- und Schlickwatts abgelagert. Es ist davon auszugehen, dass der damals noch weit vor der Küste Amrums liegende Kniepsand eine Barriere bildete und so an der heute hochenergetischen Westküste für strömungsberuhigte Sedimentationsbedingungen sorgte. Durch Erosion am Geestkern bildeten sich in unterschiedlichen Höhenpositionen fossile Kliffs, die dem damaligen Meeresspiegelstand entsprechen.

Ein weiteres Modell beschreibt den Andockmechanismus des Kniepsandes an die Insel Amrum. Durch die Anlagerung des ehemaligen Außensandes und den damit einhergehenden Sedimentinput wurden die Bedingungen für eine großflächige Dünenbildung geschaffen.

Kapitel 9

Schriftenverzeichnis

Aagaard, T., Nielsen, J. Davidson-Arnott, R., Greenwood, B. & Nielsen, N. (1998): Coastal morphodynamics at Skallingen, SW Denmark: High energy conditions. – *Geografisk Tidsskrift Danish Journal of Geography*, **98**: 20 – 30.

Aagaard, T., Nielsen, J., Jensen, S.G. & Friderichsen, J. (2004): Longshore sediment transport and coastal erosion at Skallingen. – *Geografisk Tidsskrift Danish Journal of Geography*, **104 (1)**: 5 – 14.

Aagaard, T., Orford, J. & Murray, A.S. (2007): Environmental controls on coastal dune formation; Skallingen Spit, Denmark. – *Geomorphology*, **83**: 29 – 47.

Ahnert, F. (2009): Einführung in die Geomorphologie. – 4. Aufl., UTB, Stuttgart: 393 S.

Ahrendt, K. (2006): Ein Beitrag zur holozänen Entwicklung Nordfrieslands. – *Die Küste*, **71**: 1 – 31.

Ahrendt, K. (1994): Geologie und Küstenschutz am Beispiel Sylt. – *Berichte des Forschungs- u. Technologiezentrums Westküste der Universität Kiel*, **4**: 1 – 135.

Ahrendt, K. (1992): Entwicklung und Sedimenthabitus des Hörnum- und Vortrapptiefs. – *Meyniana*, **44**: 53 – 65.

Ahrendt, K. & Köster, R. (1998): Sylt: einst und jetzt. – In: Umweltatlas Wattenmeer, Band 1: Nordfriesisches und Dithmarscher Wattenmeer, Eugen Ulmer, Stuttgart: 38 – 39.

Ahrendt, K. & Thiede, J. (2002): Naturräumliche Entwicklung Sylts: Vergangenheit und Zukunft. – In: Daschkeit, A. & Schottes, P. [Hrsg.]: Klimafolgen für Mensch und Küste am Beispiel der Nordseeinsel Sylt. – Springer, Berlin, Heidelberg: 69 – 112.

Albers, T. & von Lieberman, N. (2006): Entscheidungshilfensystem für den Integrierten Küstenmanagement-plan Amrum. – *Berichte des Forschungszentrums Terramare*, **16**: 52 – 67.

Allen, J.R.L. (1982): Sedimentary structures: their character and physical basis. Vol. 1, Developments in sedimentology, Vol. 30 A, Elsevier, Amsterdam: 593 p.

Alteköster, C.A. (2004): Untersuchungen zur Reproduzierbarkeit von Bodenradarmessungen. – Dissertation, Universität Bonn, 189 S.

Amt für Land- u. Wasserwirtschaft Husum (1985): Fachplan Küstenschutz Sylt. – 2. Aufl., Husum: 157 S.

Andrews, P.B. (1970): Facies and genesis of hurricane-washover-fan, St. Joseph Island, central Texas coast. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 195 – 214.

Annan, A.P. (2001): Ground Penetrating Radar – Workshop Notes. Sensors and Software Inc., Ontario, Kanada.

Annan, A.P. (2009): Electromagnetic Principles of Ground Penetrating Radar. – In: Jol, H.M. [ed.]: Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. – Elsevier, Amsterdam: pp. 3 – 40.

Anthony, D. & Møller, I. (2002): The geological architecture and development of the Holmsland Barrier and Ringkøbing Fjord area, Danish North Sea Coast. – *Geografisk Tidsskrift*, **102 (1)**: 27 – 36.

Arcone, S.A. (2009): Glaciers and ice sheets. – In: Jol, H.M. [ed.]: Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. – Elsevier, Oxford: pp. 361 – 392.

Armon, J.W. (1979): Landward sediment transfers in a transgressive Barrier Island System, Canada. – In: Leatherman, S.P. [ed.]: Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. – Academic Press, New York, San Francisco, London: pp. 65 – 80.

Ashtech (2002): ProMark 2 Survey System. User's Guide for Surveying. Thales Navigation, Santa Clara, USA: 129 p.

Baker, P.L. (1991): Response of ground-penetrating radar to bounding surfaces and lithofacies variations in sand barrier sequences. – *Exploration Geophysics*, **22**: 19 – 22.

Bakker, M.A. J. & van der Meer, J.J.M. (2003): Structure of a Pleistocene push moraine revealed by GPR: the eastern Veluwe Ridge, The Netherlands. – In: Bristow, C.S. & Jol, H.M. [eds.]: Ground penetrating radar in sediments. – Geological Society, London, Special Publications, 211. Brassmill Lane: pp. 143 – 151.

Bakker, T.W.M. (1990): The Geohydrology of coastal dunes. – *Catena Supplement*, **18**: 109 – 119.

Ball, M.M., Shinn, E.A. & Stockman, K.W. (1967): The geologic effects of hurricane Donna in South Florida. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 97 – 101.

Bantelmann, A. (1966): Die Landschaftsentwicklung an der schleswig-holsteinischen Westküste, dargestellt am Beispiel Nordfriesland: Eine Funktionschronik durch fünf Jahrtausende. – *Die Küste*, **14 (2)**: 5 – 99.

Bantelmann, A. (1967): Die Landschaftsentwicklung an der schleswig-holsteinischen Westküste, dargestellt am Beispiel Nordfriesland: Eine Funktionschronik durch fünf Jahrtausende. – In: Kersten, K. & Kossack, G. [Hrsg.]: Untersuchungen aus dem Schleswig-Holsteinischen Landesmuseum für Vor- und Frühgeschichte in Schleswig, dem Landesamt für Vor- und Frühgeschichte von Schleswig-Holstein in Schleswig und dem Institut für Ur- und Frühgeschichte an der Universität Kiel. – *Offa Bücher*, **21**: 1 – 97.

Bantelmann, A. (1968): Zur Besiedlungsgeschichte der Schleswig-Holsteinischen Marschen. – In: Römisch-Germanisches Zentralmuseum Mainz [Hrsg.]: Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern, Band 9: 100 – 107.

Barnhardt, W.A., Gonzalez, R., Kelley, J.T., Neal, W.J., Pilkey, O.H., Jose, H. & Dias, J.A. (2002): Geologic evidence for the incorporation of flood tidal deltas at Tavira Island, southern Portugal. – *Journal of Coastal Research*, **36**: 28 – 36.

Bartlein, P.J., Edwards, M.E., Shafer, S.L. & Barker Jr., E.D. (1995): Calibration of radiocarbon ages and the interpretation of paleoenvironmental records. – *Quaternary Research*, **44**: 417 – 424.

Bayerl, K.-A. (1992): Zur jahreszeitlichen Variabilität der Oberflächensedimente im Sylter Watt nördlich des Hindenburgdammes. – *Berichte des Forschungs- u. Technologiezentrums Westküste der Universität Kiel,* **2**: 1 – 134.

Behre, K.-E. (1993): Die nacheiszeitlichen Meeresspiegelbewegungen und ihre Auswirkungen auf die Küstenlandschaft und deren Besiedlung. – In: Schellnhuber, H.J. & Sterr, H. [Hrsg.]: Klimaänderung und Küste. Springer, Berlin, Heidelberg, New York: 57 – 75.

Behre, K.-E. (2001): Holozäne Küstenentwicklung, Meeresspiegelbewegungen und Siedlungsgeschehen an der südlichen Nordsee. – *Bamberger Geographische Schriften*, **20**: 1 – 28.

Behre, K.-E. (2004): Coastal development, sea-level change and settlement history during the later Holocene in the Clay District of Lower Saxony (Niedersachsen), northern Germany. – *Quaternary International*, **112**: 37 – 53.

Behre, K.-E. (2007): A new Holocene sea-level curve for the southern North Sea. – *Boreas*, **36**: 82 – 102.

Behre, K.-E. (2008): Landschaftsgeschichte Norddeutschlands: Umwelt und Siedlung von der Steinzeit bis zur Gegenwart. – Wachholtz Verlag, Neumünster: 308 S.

Behre, K.-E., Dörjes, J. & Irion, G. (1985): A dated Holocene sediment core from the bottom of the Southern North Sea. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **35**: 9 – 13.

Belluomini, G. & Delitala, L. (1987): Amino acid racemisation dating of Quaternary deposits of Central and Southern Italy. – *Advances in Organic Geochemistry*, **13**: 735 – 740.

Bennett, M.R., Cassidy, N.J. & Pile, J. (2009): Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK. – *Geomorphology*, **104**: 218 – 229.

Beres, M., & Haeni, F.P. (1991): Application of ground-penetrating-radar methods in hydrogeologic studies. – *Ground Water*, **29 (3):** 375 – 386.

Beres, M., Green, A., Huggenberger, P. & Horstmeyer, H. (1995): Mapping the architecture of glaciofluvial sediments with three-dimensional georadar. – *Geology*, **13**: 1087 – 1090.

Berz, G. (2001): Naturkatastrophenzunahme und globaler Klimawandel: Trends, Befürchtungen und Handlungsoptionen. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **145 (6):** 6 – 11.

Berz, G. (2005): Klimawandel: Kleine Erwärmung, dramatische Folgen. – *In*: Münchener Rück [Hrsg.]: Wetterkatastrophen und Klimawandel: Sind wir noch zu retten? – pg Verlag, München: 98 – 105.

Besch, H.-H. (1996): Tourismus, Küstenschutz und Umweltbelastung auf Sylt. – *Geographische Rundschau*, **48 (3):** 166 – 172.

Besch, H.-W. (1987): Sylt. Naturräumliche Gliederung und Umwandlung durch Meer und Mensch. – *Berliner Geographische Studien*, **25**: 35 – 52.

Best, J., Woodward, J., Ashworth, P., Smith, G.S. & Simpson, C. (2006): Bar-top hollows: a new element in the architecture of sandy braided rivers. – *Sedimentary Geology*, **190**: 241 – 255.

Bird, E. (2005): Barrier. – In: Schwartz, M.L. [ed.]: Encyclopedia of Coastal Science: pp. 119 – 120.

Bird, E.C.F. (1990): Classification of European Dune Coasts. – *Catena Supplement*, **18**: 15 – 24.

Blindow, N., Richter, T. & Petzold, H. (2005): Bodenradar. – In: Knödel, K., Krümmel, H. & Lange, G. [Hrsg.]: Handbuch zur Erkundung des Untergrundes 3 von Deponien: Geophysik. Springer, Berlin, 389 – 424.

Blott, S.J. & Pye, K. (2001): Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analyses of unconsolidated sediments. – *Earth Surface Processes and Landforms*, **26**, 1237 – 1248.

Bondevik, S., Birks, H.H., Gulliksen, S. & Mangerud, J. (1999): Late Weichselian marine ^{14}C reservoir ages at the western coast of Norway. – *Quaternary Research*, **52**: 104 – 114.

Botha, G.A., Bristow, C.S., Porat, N., Duller, G., Armitage, S.J., Roberts, H.M., Clarke, B.M., Kota, M.W. & Schoeman, P. (2003): Evidence for dune reactivation from GPR profiles on the Maputaland coastal plain, South Africa. – In: Bristow, C.S. & Jol, H.M. [eds.]: Ground penetrating radar in sediments. – Geological Society, London, Special Publications, 211. Brassmill Lane: pp. 29 – 46.

Brandt, K. (1992): Besiedlungsgeschichte der Nord- und Ostseeküste bis zum Beginn des Deichbaus. – In: Kramer, J. & Rohde, H. [Hrsg.]: Historischer Küstenschutz: Deichbau, Inselschutz und Binnenentwässerung an Nord- und Ostsee. – Wittwer Verlag, Stuttgart: 17 – 37.

Bridge, J.S., Alexander, J., Collier, R.E., Gawthorpe, R.L. & Jarvis, J. (1995): Ground-penetrating radar and coring used to study the large-scale structure of point-bar deposits in three dimensions. – *Sedimentology*, **42**: 839 – 852.

Bridge, J.S. (2009): Advances in fluvial sedimentology using GPR. – In: Jol, H.M. [ed.]: Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. – Elsevier, Oxford: pp. 323 – 359.

Bristow, C.S. (2009): Ground penetrating radar in aeolian dune sands. – In: Jol, H.M. [ed.]: Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. – Elsevier, Oxford: pp. 273 – 297.

Bristow, C.S., Augustinus, P.C., Wallis, I.C., Jol, H.M. & Rhodes, E.J. (2010a): Investigation of the age and migration of reversing dunes in Antarctica using GPR and OSL, with implications for GPR on Mars. – *Earth and Planetary Science Letters*, **289**: 30 – 42.

Bristow, C.S., Pugh, J. & Goodall, T. (1996): Internal structure of aeolian dunes in Abu Dhabi determined using ground-penetrating radar. – *Sedimentology*, **43 (6):** 995 – 1003.

Bristow, C.S., Bailey, S.D. & Lancaster, N. (2000a): The sedimentary structure of linear sand dunes. – *Nature*, **406**: 56 – 59.

Bristow, C.S., Chroston, P.N. & Bailey, S.D. (2000): The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: insights from ground-penetrating radar surveys, Norfolk, UK. – *Sedimentology*, **47 (5)**: 923 – 944.

Bristow, C.S. & Jol, H.M. (2003): An introduction to ground penetrating radar (GPR) in sediments. – In: Bristow, C.S. & Jol, H.M [eds.]: Ground penetrating radar in sediments. Geological Society, London, Special Publications, 211: pp. 1 – 7.

Bristow, C.S. & Jol, H.M. (2003): Ground penetrating radar in sediments. - Geological Society, London, Special Publications, 211. Brassmill Lane: 330 p.

Bristow, C.S., Jol, H.M., Augustinus, P. & Wallis, I. (2010b): Slipface whaleback dunes in a polar desert, Victoria Valley, Antarctica: Insights from ground penetrating radar. – *Geomorphology*, **114**: 361 – 372.

Bristow, C.S. & Pucillo, K. (2006): Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: the Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia. – *Sedimentology*, **53 (4):** 769 – 788.

Brown, R.H. (1985): Amino acid dating. – *Origins*, **12**: 8 – 25.

Bungenstock, F. (2005): Der holozäne Meeresspiegelanstieg südlich der ostfriesischen Insel Langeoog, südliche Nordsee: hochfrequente Meeresspiegelbewegungen während der letzten 6000 Jahre. – Dissertation Universität Bonn: 130 S.

Burleigh, R. (1981): W.F. Libby and the development of radiocarbon dating. – *Antiquity*, **55**: 6 – 8.

Buynevich, I.V., FitzGerald, D.M. & van Heteren, S. (2004): Sedimentary records of intense storms in Holocene barrier sequences, Maine, USA. – *Marine Geology* **210**: 135 – 148.

Buynevich, I.V., Jol, H.M. & FitzGerald, D.M. (2009): Coastal environments. – In: Jol, H.M. [ed.]: Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. Elsevier, Amsterdam: pp. 299 – 322.

Büsching, F. (2003): Sturmwellen-Resonanz an der Westküste der Insel Sylt. – *Die Küste*, **67**: 51 – 82.

Campbell, C.V. (1967): Lamina, laminaset, bed and bedset. – *Sedimentology*, **8**: 7 – 26.

Campbell, N.A. (1997): Biologie. – Spektrum, Heidelberg, Berlin, Oxford: 1440 S.

Carter, R.W.G. (1988): Coastal Environments: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines. – Academic Press, London, San Diego: 617 p.

Carter, R.W.G., Hesp, P.A. & Nordstrom, K.F. (1990): Erosional landforms in coastal dunes. – In: Nordstrom, K.F., Psuty, N. & Carter, B. [eds.]: Coastal dunes: form and process. – John Wiley, Chichester, England: pp. 217 – 252.

Catuneanu, O. (2002): Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. – *Journal of African Earth Sciences*, **35**: 1 – 43.

Cassidy, N.J., Russell, A.J., Marren, P.M., Fay, H., Knudsen, Ó., Rushmer, E.L. & van Dijk, A.G.P. (2003): GPR derived architecture of November 1996 jökulhlaup deposits, Skeiðarársandur, Iceland. – In: Bristow, C.S. & Jol, H.M. [eds.]: Ground penetrating radar in sediments. - Geological Society, London, Special Publications, 211. Brassmill Lane: pp. 29 – 46.

Cassidy, N.J. (2008): Frequency-dependent attenuation and velocity characteristics of nano-to-micro-scale, lossy, magnetite-rich materials. – *Near Surface Geophysics*, **6**: 341 – 354.

Cassidy, N.J. (2009a): Electrical and magnetic properties of rocks, soils and fluids. – In: Jol, H.M. [ed.]: Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. – Elsevier, Amsterdam: pp. 41 – 72.

Cassidy, N.J. (2009b): Ground Penetrating Radar Data Processing, Modelling and Analysis. –In: Jol, H.M. [ed.]: Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. Elsevier Ltd, Amsterdam, 141 – 176.

Charlier, R.H. & Meyer, C.P.D. (1998): Coastal Erosion: Response and Management. – *Lecture Notes in Earth Sciences*, **70**, Springer, Berlin, Heidelberg, New York: 343 p.

Christiansen, C., Aagaard, T., Bartholdy, J., Christiansen, M., Nielsen, J., Nielsen, N., Pedersen, J.B.T. & Vinther, N. (2004a): Total sediment budget of a transgressive barrier-spit, Skallingen, SW Denmark: A review. – *Geografisk Tidsskrift Danish Journal of Geography*, **104 (1)**: 107 – 126.

Christiansen, C., Dalsgaard, K., Møller, J.T., Bowman, A.D. & Sheva, B. (1990): Coastal Dunes in Denmark: Chronology in Relation to Sea Level. – *Catena Supplement*, **18**: 61 – 70.

Christiansen, M.B. & Davidson-Arnott, R. (2004): Rates of landward sand transport over the foredune at Skallingen, Denmark and the role of dune ramps. – *Geografisk Tidsskrift Danish Journal of Geography*, **104 (1)**: 31 – 43.

Christophersen, T. (2002): Bauern, Fischer, Edelleute: Historischer Überblick. – In: Falk, G.C. & Lehmann, D. [Hrsg.]: Nordseeküste: Exkursionen zwischen Sylt und Elbmündung. – Klett Perthes, Gotha: 46 – 62.

Cleary, W.J. & Hosier, P.E. (1979): Geomorphology, washover history, and inlet zonation: Cape Lookout, N. C. to Bird Island, N. C. – In: Leatherman, S.P. [ed.]: Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. – Academic Press, New York, San Francisco, London: pp. 237 – 271.

Clemmensen, L.B., Andreasen, F., Nielsen, S.T. & Sten, E. (1996): The late Holocene dunefield at Vejers, Denmark: characteristics, sand budget and depositional dynamics. – *Geomorphology*, **17**: 76 – 98.

Clemmensen, L.B., Pye, K., Murray, A. & Heinemeier, J. (2001): Sedimentology, stratigraphy and landscape evolution of a Holocene coastal dune system, Lodbjerg, NW Jutland, Denmark. – *Sedimentology*, **48 (1)**: 3 – 27.

Clemmensen, L.B., Bjørnsen, M., Murray, A. & Pedersen, K. (2007): Formation of aeolian dunes on Anholt, Denmark since AD 1560: A record of deforestation and increased storminess. – *Sedimentary Geology* **199**: 171 – 187.

Clemmensen, L.B. & Nielsen, L. (2010): Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. – *Sedimentary Geology* **223**: 281 – 290.

Clymo, R.S. (1967): Movement of the main shingle bank at Blakeney Point, Norfolk. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 130 – 133.

Cooper, J.A.G. (2012): Mesoscale geomorphic change on low energy barrier islands in Chesapeake Bay, U.S.A. – *Geomorphology* (in press.). doi:10.1016/j.geomorph.2012.06.019

Costas, S., Alejo, I., Rial, F., Lorenzo, H. & Nombela, M. (2006): Cyclical Evolution of a Modern Transgressive Sand Barrier in Northwestern Spain elucidated by GPR and Aerial Photos. – *Journal of Sedimentary Research*, **76 (9)**: 1077 – 1092.

Costas, S. & FitzGerald, D. (2010): Sedimentary architecture of a spit-end (Salisbury Beach, Massachusetts): The imprints of sea-level rise and inlet dynamics. – *Marine Geology*, **284**: 203 – 216.

Czock, H. & Wieland, P. (1965): Naturnaher Küstenschutz am Beispiel der Hörnum-Düne auf der Insel Sylt nach der Sturmflut vom 16./17. Februar 1962. – *Die Küste*: **13**: 61 – 72.

Daniels, D.J. (2009): Antennas. – In: Jol, H.M. [ed.]: Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. – Elsevier, Amsterdam: pp. 99 – 139.

Davies, J.L. (1964): A morphogenetic approach to world shorelines. – *Zeitschrift für Geomorphologie,* **8**: 27 – 42.

Davis, J.L. & Annan, A.P. (1989): Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. – *Geophysical Prospecting*, **37 (5)**: 531 – 551.

Davis, R.A. (1992): Depositional Systems: an introduction to Sedimentology and Stratigraphie. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey: 591 p.

Davis, R.A. (1994): Barrier island systems – a geological overview. – In: Davis, R.A. [ed.]: Geology of holocene barrier island systems. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York: pp. 1 – 46.

Davis, R.A. & FitzGerald, D.M. (2004): Beaches and coasts. – Blackwell Science, Oxford: 419 p.

Danckwerth, C.D. (1652): Die Landkarten des Johann Mejer, Husum, aus der neuen Landschaftsbeschreibung der zwei Herzogtümer Schleswig und Holstein von Casper David Danckwerth 1652, Hamburg-Bergedorf 1963 (Reprint).

de Lange, W.P. & Moon, V.G. (2007): Tsunami washover deposits, Tawharanui, New Zealand. – *Sedimentary Geology*, **200**: 232 – 247.

Demarchi, B., Williams, M.G., Milner, N., Russell, N., Bailey, G. & Penkman, K. (2011): Amino acid racemization dating of marine shells: a mound of possibilities. – *Quaternary International*, **239**: 114 – 124.

Dette, H.-H. (1977): Ein Vorschlag zur Analyse eines Wellenklimas. – *Die Küste*, **31**: 166 – 180.

Dette, H.-H. & Gärtner, J. (1987): Erfahrungen mit der Versuchssandvorspülung vor Hörnum im Jahre 1983. – *Die Küste*, **45**: 210 – 258.

Dierssen, K. & Dierssen, B. (2001): Moore: Ökosysteme aus botanischer Sicht. – Ulmer, Stuttgart: 230 S.

Dietrich, R.V. & Skinner, B.J. (1995): Die Gesteine und ihre Mineralien: Ein Einführungs- und Bestimmungsbuch. – 2. Aufl., Ott Verlag Thun, Schweiz: 357 S.

Dietz, C. & Heck, H.-L. (1952): Geologische Karte von Deutschland, Erläuterungen zu den Blättern Sylt-Nord und Sylt-Süd. Landesanstalt für Angewandte Geologie, Kiel: 123 S.

Dingler, J.R. (2005): Beach processes. – In: Schwartz, M.L. [ed.]: Encyclopedia of Coastal Science: pp. 161 – 167.

Dingler, J.R. & Reiss, T.E. (1990): Cold-front driven storm erosion and overwash in the central part of the Isles Derniers, a Louisiana barrier-island arc. – *Marine Geology*, **91**: 195 – 206.

Dittmer, E. (1952): Die nacheiszeitliche Entwicklung der schleswig-holsteinischen Nordseeküste. – *Meyniana*, **1**: 138 – 168.

Donnelly, J.P., Butler, J., Roll, S., Wengren, M. & Webb, T. (2004): A backbarrier overwash record of intense storms from Brigantine, New Jersey. – *Marine Geology*, **210**: 107 – 121.

Donnelly, C., Kraus, N. & Larson, M. (2006): State of knowledge on measurement and modeling of coastal overwash. – *Journal of Coastal Research*, **22 (4):** 965 – 991.

Dougherty, A.J., Fitzgerald, D.M. & Buynevich, I.V. (2004): Evidence for storm-dominated early progradation of Castle Neck barrier, Massachusetts, USA. – *Marine Geology*, **210**: 123 – 134.

Dougherty, A.J. & Nichol, S.L. (2007): 3-D Stratigraphic Models of a Composite Barrier System, Northern New Zealand. – *Journal of Coastal Research*, **50**: 922 – 926.

Eak (1993): Empfehlungen für Küstenschutzbauwerke. – *Die Küste*, **55**: 1 – 541.

Ehlers, J. (1986): Phasen der Dünenbildung auf den Inseln des Wattenmeeres. – *Berliner Geographische Studien*, **20**: 27 – 38.

Ehlers, J. (1990): Sedimentbewegung und Küstenveränderung im Wattenmeer der Nordsee. – *Geographische Rundschau*, **42 (12)**: 640 – 646.

Ehlers, J. (2008): Die Nordsee: Vom Wattenmeer zum Nordatlantik. – Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt: 176 S.

Einsele, G. (1992): Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York: 615 p.

Einsele, G. (2000): Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York: 628 p.

Ékes, C. & Hickin, E.J. (2001): Ground penetrating radar facies of the paraglacial Cheekye Fan, southwestern British Columbia, Canada. – *Sedimentary Geology*, **143**: 199 – 217.

Ellmers, D. (1968): Einführung in die Vor- und Frühgeschichte Schleswig-Holsteins: Bronzezeit. – In: Römisch-Germanisches Zentralmuseum Mainz [Hrsg.]: Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern, Band 9: 27 – 37.

Emery, D. & Myers, K. (1996): Sequence Stratigraphy. – Blackwell Science Ltd, Oxford: 297 p.

Engels, S. & Roberts, M.C. (2005): The architecture of prograding sandy-gravel beach ridges formed during the last Holocene highstand: Southwestern British Columbia, Canada. – *Journal of Sedimentary Research*, **75**: 1052 – 1064.

Erchinger, H.F. & Stromann, M (2004): Sturmfluten: Küsten- und Inselschutz zwischen Ems und Jade. – Verlag Soltau-Kurier-Norden, Norden: 223 S.

Fairbridge, R.W. (1983): The Pleistocene-Holocene Boundary. – *Quaternary Science Reviews*, **1**: 215 – 244.

Falk, G.C. (2001): Die Paläogeomorphologie ausgewählter Standorte der schleswig-holsteinischen Nordseeküste im Früh- und Mittelholozän. – Dissertation, Universität Berlin: 171 S.

Falk, G.C. (2002a):Vom Werden einer Landschaft: Geomorphologische Entwicklung. - In: Falk, G.C. & Lehmann, D. [Hrsg.]: Nordseeküste: Exkursionen zwischen Sylt und Elbmündung. – Klett Perthes, Gotha: 10 – 20.

Falk, G.C. (2002b): Küstenschutz: Im Kampf gegen die Fluten. - In: Falk, G.C. & Lehmann, D. [Hrsg.]: Nordseeküste: Exkursionen zwischen Sylt und Elbmündung. – Klett Perthes, Gotha: 91 – 97.

Fauver, L.A., Thompson, D.M., Stockdon, H.F. & Sallenger, A.H. (2006): Verification of the SBEACH Overwash Module on Santa Rosa Island, Florida. – American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, St. Petersburg/United States.

Felix-Henningsen, P. (1979): Genese und Stratigraphie mächtiger Paläoböden in der Drenthe-Moräne des Roten Kliffs von Sylt. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd*. **33**: 223 – 231.

Fisher, E., McMechan, G.A. & Annan, A.P. (1992): Acquisition and processing of wide-aperture ground penetrating radar data. – *Geophysics*, **57**: 577 – 586.

Fisher, J.J. & Simpson, E.J. (1979): Washover and tidal sedimentation rates as environmental factors in development of a transgressive barrier shoreline. - *In*: Leatherman, S.P. [ed.]: Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. – Academic Press, New York, San Francisco, London: pp. 127 – 148.

Fisher, S.C., Steward, R.R. & Jol, H.M. (1996): Ground-penetrating radar (GPR) data enhancement using seismic techniques. – *Journal of Environmental Engineering & Geophysics*, **1**: 89 – 96.

Fisk, H.N. (1959): Padre Island and the Laguna Madre Flats Coastal South Texas. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 37 – 46.

FitzGerald, D.M. (2005): Tidal Inlets. – In: Schwartz, M.L. [ed.]: Encyclopedia of Coastal Science: pp. 958 – 965.

Fitzgerald, D.M. & Buynevich, I.V. (2002): Organic-Rich Facies in Paraglacial Barrier Lithosomes of Northern New England: Preservation and Paleoenvironmental Significance. – *Journal of Coastal Research*, **36**: 109 – 117.

Fitzgerald, D.M., Cleary, W.J., Buynevich, I.V., Hein, C.J., Klein, A.H.F., Asp, N. & Angulo, R. (2007): Strandplain Evolution along the Southern Coast of Santa Catarina, Brazil. – *Journal of Coastal Research*, **50**: 152 – 156.

Fitzgerald, D.M. & van Heteren, S. (1999): Classification of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA. – *Sedimentology*, **46**: 1083 – 1108.

Folk, R.L. & Ward, W.C. (1957): Brazos River bar (Texas): a study in the significance of grain size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**: 3 – 26.

Forbes, D.L., Parkes, G.S., Manson, G.K. & Ketch, L.A. (2004): Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. – *Marine Geology*, **210:** 169 – 204.

Forkmann, B. (2006): Geschichte, Grundlagen und Zukunft des GPR. – *Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft*, Sonderband 2/2006: 3 – 21.

Freund, H., Gerdes, G., Streif, H., Dellwig, O. & Watermann, F. (2004): The indicative meaning of diatoms, pollen and botanical macro fossils of the reconstruction of palaeoenvironments and sea-level fluctuations along the coast of Lower Saxony; Germany. – *Quaternary International*, **112**: 71 – 87.

Friedman, G.M., Sanders, J.E. & Kopaska-Merkel, D.C. (1992): Principles of Sedimentary Deposits: Stratigraphy and Sedimentology. – Macmillan Publishing Company, New York: 717 p.

Fritz, H.M., Blount, C., Sokoloski, R., Singleton, J., Fuggle, A., McAdoo, B.G., Moore, A., Grass, C. & Tate, B. (2007): Hurricane Katrina storm surge distribution and field observations on the Mississippi Barrier Islands. – *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **74**: 12 – 20.

Führböter, A. (1991): Eine theoretische Betrachtung über Sandvorspülungen mit Wiederholungsintervallen. – *Die Küste*, **52**: 23 – 49.

Führböter, A. & Dette, H.-H. (1992): Strandvorspülungen vor der Westküste von Sylt. – *Die Küste*, **53**: 52 – 126.

Führböter, A., Köster, R., Kramer, J., Schwitters, J. & Sindern, J. (1972): Sandbuhne vor Sylt zur Stranderhaltung. – *Die Küste*, **23**: 1 – 61.

Führböter, A., Köster, R., Kramer, J., Schwitters, J. & Sindern, J. (1976): Beurteilung der Sandvorspülung 1972 für die künftige Stranderhaltung am Weststrand der Insel Sylt. – *Die Küste*, **29**: 23 – 95.

Füchtbauer, H. (1974): Sedimentary Petrology Part II: Sediments and Sedimentary Rocks 1. – Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart: 464 p.

Garcia, T., Ferreira, Ó., Matias, A., Alveirinho, D. (2010): Overwash vulnerability assessment based on long-term washover evolution. – *Natural Hazards*, **54**: 225 – 244.

Gawthorpe, R.L., Collier, R.E.L., Alexander, J., Bridge, J.S. & Leeder, M.R. (1993): Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies. – In: Geological Society, London, Special Publications, **73**: pp. 421 – 432.

Geophysical Survey Systems (2001): SIR®-System 2000. Operation Manual. North Salem, USA: 80 p.

Geschwinder, M. (1992): Die Entstehungsgeschichte der Insel Amrum. Geologisches Kompendium des Öömrang Ferian, Teil 1. – Boyens Buchverlag, Heide: 24 S.

Geyh, M.A. (2005a): ^{14}C dating – still a challenge for users? – *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Vol. **139**: 63 – 86.

Geyh, M.A. (2005b): Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. – Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt: 211 S.

Geyh, M.A. & Schleicher, H. (1990): Absolute age determination: Physical and chemical dating methods and their application. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York: 503 p.

Gibeaut, J.C. & Tremblay, T.A. (2003): Coastal Hazards Atlas of Texas: a tool for hurricane preparedness and coastal management: Volume 3, The South Coast. – Bureau of Economic Geology, Austin/Texas: 29 p.

Gilbert, G.K. (1885): The topographic features of lake shores. – *U.S. Geol. Surv., Annu. Rep*. **5**: 75 – 123.

Girardi, J.D. & Davis, D.M. (2010): Parabolic dune reactivation and migration at Napeague, NY, USA: Insights from aerial and GPR imagery. – *Geomorphology*, **114**: 530 – 541.

Glaeser, J.D. (1978): Global distribution of barrier islands in terms of tectonic setting. – *Journal of Geology*, **86**: 283 – 297.

Godfrey, P.J. (1979): A geobotanical approach to classification of barrier beach systems. – In: Leatherman, S.P. [ed.]: Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. – Academic Press, New York, San Francisco, London: pp. 99 – 126.

Gönnert, G. (1999): Veränderung des Charakters von Sturmfluten in der Nordsee aufgrund von Klimaänderungen in den letzten 100 Jahren. – *Marburger Geographische Schriften*, **134**: 24 – 38.

Gönnert, G. (2000): Einfluß von Fernwellen auf die Sturmfluten der Deutschen Bucht. – *Bremer Beiträge z. Geographie und Raumplanung*, **36**: 129 – 138.

Gönnert, G. (2003): Sturmfluten und Windstau in der Deutschen Bucht: Charakter, Veränderungen und Maximalwerte im 20. Jahrhundert. – *Die Küste*, **67**: 185 – 365.

Gönnert, G. & Ferk, U. (1996): Natürliche und anthropogen beeinflusste Entwicklung von Sturmfluten in der Deutschen Bucht und der Unterelbe. – *Vechtaer Studien zur Angewandten Geographie und Regionalwissenschaft,* **18**: 13 – 31.

Goodfriend, G.A. (1987a): Chronostratigraphic studies of sediments in the Negev Desert, using amino acid epimerization analysis of land snail shells. – *Quaternary Research*, **28**: 374 – 392.

Goodfriend, G.A. (1987b): Evalution of amino-acid racemization/epimerization dating using radiocarbon-dated fossil land snails. – *Geology*, **15**: 698 – 700.

Goodfriend, G.A. (1992): Rapid racemization of aspartic acid in mollusc shells and potential for dating over recent centuries. – *Nature*, **357**: 399 – 401.

Goodfriend, G.A., Kashgarian, M. &Harasewych, M.G. (1995): Use of aspartic acid racemization and post-bomb 14C to reconstruct growth rate and longevity of the deep-water slit shell Entemnotrochusadansonianus. - *Geochimicaet Cosmochimica Acta*, **59**: 1125 – 1129.

Goodfriend, G.A. & Rollins, H.B. (1998): Recent barrier beach retreat in Georgia: dating exhumed salt marshes by aspartic acid racemization and post-bomb radiocarbon. – *Journal of Coastal Research*, **14**: 960 – 969.

Goodfriend, G.A. & Stanley, D.J. (1996): Reworking and discontinuities in Holocene sedimentation in the Nile Delta: documentation from amino acid racemization and stable isotopes in mollusk shells. – *Marine Geology*, **129**: 271 – 283.

Grant, J.A., Brooks, M.J. & Taylor, B.E. (1998): New constraints on the evolution of Carolina Bays from ground-penetrating radar. – *Geomorphology*, **22**: 325 – 345.

Gray, J.S. & Elliott, M. (2009): Ecology of marine sediments: from science to management. – Oxford University Press, Oxford, New York: 225 p.

Greenwood, B. (2005): Bars. – In: Schwartz, M.L. [ed.]: Encyclopedia of Coastal Science: pp. 120 – 129.

Gripp, K. (1966): Ursachen und Verhinderung des Abbruchs der Insel Sylt. – *Die Küste,* **14 (2)**: 170 – 182.

Gripp, K. (1968): Zur jüngsten Erdgeschichte von Hörnum / Sylt und Amrum mit einer Übersicht über die Entstehung der Dünen in Nordfriesland. – *Die Küste*, **16**: 76 – 117.

Hansen, C.P. (1845): Die Insel Sylt in geschichtlicher und statistischer Hinsicht. – Langhoffsche Buchdruckerei: 203 S.

Hansen, M. & Hansen, N. (1967): Sylt: Geschichte und Gestalt einer Insel. – Verlag Hansen & Hansen, Itzehoe: 231 S.

Hanssen, G. (1835): Statistische Mitteilungen über nordfriesische Distrikte. – Neues Staatsbürgerliches Magazin, Bd. 3, Schleswig.

Harari, Z. (1996): Ground-penetrating radar (GPR) for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes. – *Journal of Applied Geophysics*, **36**: 43 – 52.

Harck, O. (1974): Zur Datierung des Listlandes und der Hörnumer Halbinsel auf Sylt. – *Meyniana*, **24**: 69 – 72.

Harth, U. (1990): Untergang der Halligen: Über untergegangene Halligen und Untergegangenes auf den Halligen. – Verlag Heinrich Möller Söhne, Rendsburg: 248 S.

Hassenpflug, W. (1985): Die Vielfalt der Küstenfomen im Überblick. – In: Hassenpflug, W., Kortum, G., Newig, J., Pollex, W., & Schmidtke, K. [Hrsg.]: An Nord- und Ostsee. Schleswig-Holsteins Küsten. – Husum Druck- und Verlagsgesellschaft., Husum: 7 – 47.

Hassenpflug, W., Kortum, G., Newig, J., Pollex, W., & Schmidtke, K. [Hrsg.] (1985): An Nord- und Ostsee. Schleswig-Holsteins Küsten. – Husum Druck- und Verlagsgesellschaft, Husum.

Havholm, K.G., Ames, D.V., Whittecar, G.R., Wenell, B.A., Riggs, S.R., Jol, H.M., Berger, G.W. & Holmes, M.A. (2004): Stratigraphy of Back-Barrier Coastal Dunes, Northern North Carolina and Southern Virginia. – *Journal of Coastal Research*, **20 (4)**: 980 – 999.

Hayes, M.O. (1967): Hurricanes as geological agents, South Texas Coast. - *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 189 – 194.

Hayes, M.O. (1979): Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. – In: Leatherman, S.P. [ed.]: Barrier islands from Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. – Academic Press, New York: pp. 1 – 27.

Hayes, M.O. (1980): General morphology and sediment patterns in tidal inlets. – *Sedimentary Geology*, **26**: 139 – 156.

Hayes, M.O. (2005): Barrier islands. – In: Schwartz, M.L. [ed.]: Encyclopedia of Coastal Science: pp. 117 – 119.

Heier-Nielsen, S., Heinemeier, J., Nielsen, H.L. & Rud, N. (1995): Recent reservoir ages for Danish fjords and marine waters. – *Radiocarbon*, **37**: 875 – 882.

Hein, C.J., FitzGerald, D.M., Carruthers, E.A., Stone, B.D., Barnhardt, W.A. & Gontz, A.M. (2012): Refining the model of barrier island formation along a paraglacial cast in the Gulf of Maine. – *Marine Geology*, **307 – 310**: 40 – 57.

Hendy, E.J., Tomiak, P.J., Collins, M.J., Hellstrom, J., Tudhope, A.W., Lough, J.M. & Penkman, K.E.H. (2012): Assessing amino acid racemization variability in coral intra-crystalline protein for geochronological applications. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **86**: 338 – 353.

Hesp, P.A. (1988): Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia. – *Sedimentary Geology*, **55**: 17 – 41.

Hesp, P.A. & Thom, B.G. (1990): Geomorphology and evolution of active transgressive dunefields. – In: Nordstrom, K.F., Psuty, N. & Carter, B. [eds.]: Coastal dunes: form and process. – John Wiley, Chichester, England: pp. 253 – 288.

High, L.R. (1969): Storms and sedimentary processes along the Northern British Honduras Coast. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 111 – 121.

Hingst, H. (1968): Die Vor- und Frühgeschichtliche Eisenverhüttung in Schleswig-Holstein. – In: Römisch-Germanisches Zentralmuseum Mainz [Hrsg.]: Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern, Band 9: 77 – 84.

Hinz, H. (1968): Die Burgwälle auf den Nordfriesischen Inseln. – In: Römisch-Germanisches Zentralmuseum Mainz [Hrsg.]: Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern, Band 9: 108 – 111.

Hodgkinson, J., Cox, M.E., McLoughlin, S. & Huftile, G.J. (2008): Lithological heterogeneity in a back barrier sand island: implications for modelling hydrogeological frameworks. – *Sedimentary Geology*, **203**: 64 – 86.

Hoffmann, D. (1974a): Aufbau und Alter der Marsch im Kern der Insel Sylt. – Sonderdruck aus: *Bericht der Römisch-Germanischen Kommission*, **55** (2): 378 – 358; Berlin.

Hoffmann, D. (1974b): Zum geologischen Aufbau der Hörnumer Halbinsel auf Sylt.– *Meyniana*, **23**: 63 – 68.

Hoffmann, D. (1980): Das Küstenholozän zwischen Sylt und Föhr. – In: Kossack, G. [Hrsg.]: Archsum auf Sylt, Teil I: 85 – 130.

Hoffmann, D. (1985): The Holocene marine transgression in the region of the North Frisian Islands. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **35**: 61 – 69.

Hoffmann, D. (1992): Erdgeschichtliche Entwicklung der Küstengebiete an Nord- und Ostsee. – In: Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., DVWK [Hrsg.]: Historischer Küstenschutz. Deichbau, Inselschutz und Binnenentwässerung an Nord- und Ostsee. Verlag Konrad Wittwer, Stuttgart: 1 – 16.

Hoffmann, D. (1998): Meeresspiegelanstieg von der Nacheiszeit bis zum Mittelalter. – In: Umweltatlas Wattenmeer, Band 1: Nordfriesisches und Dithmarscher Wattenmeer, Ulmer, Stuttgart: 270 S.

Hofstede, J. (1996): Systemanalyse der Salzwiesen im Wattenmeer von Schleswig-Holstein. – *Vechtaer Studien zur Angewandten Geographie und Regionalwissenschaft*, **18**: 53 – 64.

Hofstede, J. (1999a): Process-response analysis for Hörnum tidal inlet in the German sector of the Wadden Sea. – *Quaternary International*, **60 (1)**: 107 – 117.

Hofstede, J. (1999b): Mögliche Auswirkungen eines Klimawandels im Wattenmeer. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **143 (4)**: 305 – 314.

Horwitz, M. (2008): Sedimentological characteristics and 3-D internal architecture of washover deposits from Hurricanes Frances, Ivan and Jeanne. – Theses and Dissertations, Paper 301: 116 p.

Horwitz, M. & Wang, P. (2005): Sedimentological characteristics an internal architecture of two overwash fans from hurricanes Ivan and Jeanne. – *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, **55**: 342 – 352.

Hosier, P.E. (1977): Cyclic geomorphic patterns of washover on a barrier island in southeastern North Carolina. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 341 – 349.

Houser, C., Hapke, C. & Hamilton, S. (2008): Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. – *Geomorphology*, **100 (3-4)**: 223 – 240.

Hundt, C. (1957): Die Abbruchursachen an der Nordwestküste des Ellenbogens auf Sylt. – *Die Küste*, **6 (2)**: 5 – 37.

Huntley, J.W., Kaufman, D.S., Kowalewski, M., Romanek, C.S. & Neves, R.J. (2012): Sub-centennial resolution amino acid geochronology for the freshwater mussel *Lampsilis* for the last 2000 years. – *Quaternary Geochronology* **9**: 75 – 85.

Jackson, D.W.T., Anfuso, G. & Lynch, K. (2007): Swash bar dynamics on a high-energy mesotidal beach. – *Journal of Coastal Research*, **50**: 738 – 745.

Jacobsen, N.K. (1968): Skallingen. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 66 – 70.

Jakobsen, P. & Overgaard, T. (2002): Georadar facies and glaciotectonic structures in ice marginal deposits, northwest Zealand, Denmark. – *Quaternary Science Reviews*, **21**: 917 – 927.

Jennings, J.N. & Coventry, R.J. (1973): Structure and texture of a gravelly barrier island in the Fitzroy estuary, Western Australia, and the role of mangroves in the shore dynamics. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 170 – 180.

Jensen, J., Mügge, H.-E. & Visscher, G. (1988): Untersuchungen zur Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht. – *Die Küste*, **47**: 135 – 161.

Jessen, O. (1914): Morphologische Beobachtungen an den Dünen von Amrum, Sylt und Röm. – *Landeskundliche Forschungen* **21**.

Jessen, O. (1932): Die postdiluviale Entwicklung Amrums und seine subfossilen und rezenten Muschelpflaster. – *Jahrbuch der Preuß. Geolog. Landesanstalt zu Berlin*, **53**: 1 – 69.

Jessen-Klingenberg, M. & Newig, J. (2000): Das Erdbuch Waldemars II. und die Nordfriesischen Inseln im Mittelalter. – In: Newig, J. & Theede, H. [Hrsg.]: Sturmflut: Gefährdetes Land an der Nordseeküste. – Ellert & Richter Verlag, Hamburg: 48 – 55.

Jessel, H. (1986): Studien der Holozänen Landschaftsentwicklung der Insel Sylt im Strand- und Dünenbereich der Gemeinde Rantum und Hörnum. – Dipl.-Arbeit Geograph. Inst. Univ. Kiel.

Jessel, H. (2005): Das große Sylt Buch. – Ellert & Richter Verlag, Hamburg: 395 S.

Johannsen, C. (1861): Die Insel Amrum. – *Jahrbuch für die Landeskunde Schleswig-Holstein*, **4**, Schleswig.

Johannsen, C. (1867): Das Westschleswigsche Küstenland im 13. und 14. Jahrhundert und die Johann Meyer'schen Karten des alten Nordfrieslands vom Jahre 1240. – Schleswig.

Jol, H.M. (1995): Ground penetrating radar antennae frequencies and transmitter powers compared for penentration depth, resolution and reflection continuity. – *Geophysical Prospecting*, **43**: 693 – 709.

Jol, H.M. (2009): Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. – Elsevier, Amsterdam: 524 p.

Jol, H.M. & Smith, D.G. (1991): Ground-penetrating radar of northern lacustrine deltas. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **28**: 1939 – 1947.

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*, **12 (4)**: 960 – 968.

Jol, H.M., Lawton, D.C. & Smith, D.G. (2002): Ground penetrating radar: 2-D and 3-D subsurface imaging of coastal barrier spit, Long Beach, WA, USA. – *Geomorphology*, **53**: 165 – 181.

Jol, H.M. & Bristow, C.S. (2003): GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. – In: Bristow, C.S. & Jol, H.M. [eds.]: Ground penetrating radar in sediments. – Geological Society, London, Special Publications, **211**: pp. 9 – 27.

Kaiser, K. &Benner, R. (2005): Hydrolysis-induced racemization of amino acids. - L*imnology and Oceanography: Methods*, **3**: 318 – 325.

Kearey, P. & Brooks, M. (1991): An indroduction to geophysical exploration. – Blackwell, Oxford: 272 p.

Keir, R.S. (1984): Recent increase in Pacific CaCO3 dissolution: a mechanism for generating old ^{14}C ages. – *Marine Geology*, **59**: 227 – 250.

Kelletat, D. (1992): Coastal Erosion and Protection Measures at the German North Sea Coast. – *Journal of Coastal Research*, **8** (3):699 – 711.

Kersten, K. (1967): Vorgeschichte der Insel Sylt. – In: Hansen, M. & Hansen, N. [Hrsg.]: Sylt: Geschichte und Gestalt einer Insel. – Verlag Hansen & Hansen, Itzehoe: 11 – 34.

Kersten, K. (1968): Exkursion Sylt: Die Vorzeitdenkmäler der Insel Sylt. – In: Römisch-Germanisches Zentralmuseum Mainz [Hrsg.]: Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern, Band 9: 209 – 222.

Kersten, K. (1969): Die Vorzeit der Insel Amrum. – In: Hansen, M. & Hansen, N. [Hrsg.]: Amrum: Geschichte und Gestalt einer Insel. – Verlag Hansen & Hansen, Itzehoe-Münsterdorf: 7 – 11.

Kersten, K. & Kossack, G. (1967): Untersuchungen aus dem Schleswig-Holsteinischen Landesmuseum für Vor- und Frühgeschichte in Schleswig, dem Landesamt für Vor- und Frühgeschichte von Schleswig-Holstein in Schleswig und dem Institut für Ur- und Frühgeschichte an der Universität Kiel, Offa Bücher, Band 21: 97 S.

Kielholt, H. (1430): Silter Antiquitäten. – In: Heimreich, M.A. (1819): Nordfriesische Chronik, Band 2: 343 – 348.

King, D.N.T., Nichol, S.L. & Hume, T.M. (2006): Rapid Onshore Sand Flux in a High Energy Littoral Cell: Piha Beach, New Zealand. – *Journal of Coastal Research*, **22 (6)**: 1360 – 1369.

Klaffke, M., Bungenstock, F., Lindhorst, S., Brückner, H. & Freund, H. (2009): Wie wuchs Langeoog aus dem Meer empor? Neue sedimentologische und geophysikalische Untersuchungen zur Inselentstehung. – *Marburger Geographische Schriften*, **145**: 1 – 16.

Klatt, E. (2006): Sylt – Geologie einer Nordseeinsel. – Wachholtz Verlag, Neumünster: 108 S.

Klatt, E. (2012): Sylt im Klimawandel: Eine Prognose für die Zukunft der Nordseeinsel. – Wachholtz Verlag, Neumünster: 119 S.

Klijn, J.A. (1990 a): Dune forming factors in a geographical context. – *Catena Supplement*, **18**: 1 – 13.

Klijn, J.A. (1990 b): The younger Dunes in the Netherlands: Chronology and Causation. – *Catena Supplement*, **18**: 89 – 100.

Knapp, R.W. (1990): Vertical resolution of thick beds, thin beds and thin-bed cyclothems. – *Geophysics*, **55**: 1183 – 1190.

Knapp, R.W. (1991): Fresnel zones in the light of broad-band data. – *Geophysics*, **56**: 354 – 359.

Knödel, K., Krümmel, H. & Lange, G. (2005): Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten Band 3 Geophysik. – 2. Aufl. Springer, Berlin: 1102 S.

Kocurek, G.A. (1996): Desert aeolian systems. – In: Reading, H.G. [ed.]. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. – Blackwell Science, Oxford: pp. 125 – 153.

Kolumbe, E. (1957): Sylt: Ein Inselbuch. – Verlag der Gesellschaft der Freunde des Vaterländischen Schul- und Erziehungswesens, Hamburg: 130 S.

Köhn, W. (1991): Die nacheiszeitliche Entwicklung der südlichen Nordsee. – *Hannoversche Geographische Arbeiten*, **45**: 1 – 177.

Kortekaas, S. & Dawson, A.G. (2007): Distinguishing tsunami and storm deposits: an example from Martinhal, SW Portugal. – *Sedimentary Geology*, **200**: 208 – 221.

Köster, R. (1974): Geologie des Seegrundes vor den Nordfriesischen Inseln Sylt und Amrum. – *Meyniana*, **27**: 27 – 41.

Köster, R. (1998): Wattsedimente. – In: Umweltatlas Wattenmeer, Band 1: Nordfriesisches und Dithmarscher Wattenmeer. – Eugen Ulmer, Stuttgart: 270 S.

Kraft, J.C. (1971): Sedimentary facies patterns and geologic history of a holocene marine transgression. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 142 – 169.

Kraft, J.C., Allen, E.A., Belknap, D.F., John, C.J. & Maurmeyer, E.M. (1979): Processes and morphologic evolution of an estuarine and coastal barrier system. – In: Leatherman, S.P. [ed.]: Barrier islands from Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. – Academic Press, New York: pp. 149 – 183.

Kramer, J. (1983): Sturmfluten: Küstenschutz zwischen Ems und Weser. – Druck und Verlag H. Soltau GmbH, Norden: 172 S.

Kramer, J. (1992a): Schutz der sandigen Küsten an der Nordsee. – In: Kramer, J. & Rohde, H. [Hrsg.]: Historischer Küstenschutz: Deichbau, Inselschutz und Binnenentwässerung an Nord- und Ostsee. – Wittwer Verlag, Stuttgart: 139 – 182.

Kramer, J. (1992b): Entwicklung der Deichbautechnik an der Nordseeküste. – In: Kramer, J. & Rohde, H. [Hrsg.]: Historischer Küstenschutz: Deichbau, Inselschutz und Binnenentwässerung an Nord- und Ostsee. – Wittwer Verlag, Stuttgart: 63 – 109.

Kramer, J. & Rohde, H. (1992): Historischer Küstenschutz: Deichbau, Inselschutz und Binnenentwässerung an Nord- und Ostsee. – Wittwer Verlag, Stuttgart: 567 S.

Kraus, N.C. & Wamsley, T.V. (2003): Coastal Barrier Breaching, Part 1: Overview of Breaching Processes. – Technical Report ERDC/CHL CHETN-IV-56, U. S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, M. S.: 13 p.

Krause, A. (1913): Die Insel Amrum: Eine Landeskunde. – In: Ule, W. [Hrsg.]: Geographische Arbeiten. – Verlag Strecker & Schröder, Stuttgart: 88 S.

Kühn, H.J. (1992): Die Anfänge des Deichbaus in Schleswig-Holstein. – Westholsteinische Verlagsgesellschaft Boyens & Co, Heide in Holstein: 96 S.

Lamprecht, H.-O. (1957): Uferveränderungen und Küstenschutz auf Sylt. – *Die Küste*, **6 (2)**: 39 – 93.

Lang, A.W. (1973): Historisches Seekartenwerk der Deutschen Bucht. – Neumünster, Wachholtz Verlag.

LaRoe, E.T. (1976): Barrier islands as significant ecosystems. – In: Clark, J. [ed.]: Barrier Islands and Beaches: Technical Proceedings of the 1976 Barrier Islands Workshop, Annapolis/Maryland: 1 – 4.

Larson, M., Wise, R.A. & Kraus, N.C. (2004): Coastal Overwash. Part 2: Upgrade to SBEACH, Regional Sediment Management Demonstration Technical Note ERDC/RSM-TN-15, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS., 43 p.

Lassen, H., Siefert, W. & Gönnert, G. (2001): Windstauentwicklung in dem Tiefwasserbereich der südöstlichen Nordsee bei Sturmflutwetterlage. – *Die Küste* **64**: 88 – 125.

Leatherman, S.P. (1976a): Quantification of overwash processes. – PhD.diss., Department of Enviromental Sciences, University of Virginia: 245 p.

Leatherman, S.P. (1976b): Barrier island dynamics: overwash processes and eolian transport. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 261 – 277.

Leatherman, S.P., Williams, A.T. & Fisher, J.S. (1977): Overwash sedimentation associated with a large-scale Northeaster. – *Marine Geology*, **24**: 109 – 121.

Leatherman, S.P. (1979): Barrier islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. – Academic Press, New York, San Francisco, London: 325 p.

Leatherman, S.P. (1981): Overwash Processes. – Benchmark Papers in Geology V. 58, Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania: 376 p.

Leatherman, S.P. (1982): Barrier Island Handbook, 2nd Edition: 101 p.

Leatherman, S.P. (1983): Barrier dynamics and landward migration with Holocene sea-level rise. – *Nature*, **301**: 415 – 418.

Leatherman, S.P. (1987): Coastal geomorphological applications of ground-penetrating radar. – *Journal of Coastal Research* **3**: 397 – 399.

Leatherman, S.P. (1988): Barrier Island Handbook. – Coastal Publications Series, Laboratory for Coastal Research, University of Maryland: 93 p.

Leatherman, S.P. & Williams, A.T. (1983): Vertical sedimentation units in a barrier island washover fan. – *Earth Surf. Proc. Landforms*, **8**: 141 – 150.

Leatherman, S.P. & Zaremba, R.E. (1987): Overwash and aeolian processes on a U.S. northeast coast barrier. – *Sedimentary Geology*, **52**: 183 – 206.

Lee, R.E. (1981): Radiocarbon ages in error. – *Anthropological Journal of Canada*, **19**: 9 – 29.

Lehmann, F. & Green, A.G. (2000): Topographic migration of georadar data: implications for acquisition and processing. – *Geophysics*, **65**: 836 – 848.

Leser, H. (1977): Feld- und Labormethoden der Geomorphologie. – 1. Aufl., de Gruyter, Berlin, New York: 445 S.

Lindhorst, S. (2008): Stratigraphy and development of a Holocene barrier spit (Sylt, southern North Sea). Dissertation, Universität Hamburg: 164 S.

Lindhorst, S., Betzler, C. & Hass, H.C. (2008): The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight): Swash-bar accretion and storm erosion. – *Sedimentary Geology*, **206**: 1 – 16.

Lindhorst, S., Fürstenau, J., Hass, H.C. & Betzler, C. (2010): Anatomy and sedimentary model of a hooked spit (Sylt, southern Northsea). – *Sedimentology*, **57**: 935 – 955.

LKN-SH (2009): Fachplan Küstenschutz Amrum. – 1. Aufl., Husum: 111 S.

Loope, W.L., Fisher, T.G., Jol, H.M., Goble, R.J., Anderton, J.B. & Blewett, W.L. (2004): A Holocene history of dune-mediated landscape change along the southeastern shore of Lake Superior. – *Geomorphology*, **61**: 303 – 322.

Lønne, I. & Lauritsen, T. (1996): The Architecture of a Modern Push-Moraine at Svalbard as inferred from Ground-Penetrating Radar Measurements. – *Arctic and Alpine Research*, **28 (4)**: 488 – 495.

Ludwig, G., Müller, H. & Streif, H. (1979): Neuere Daten zum holozänen Meeresspiegelanstieg im Bereich der Deutschen Bucht. – *Geologisches Jahrbuch*, **D 32**: 3 – 22.

Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Hufthammer, A.K. & HØISÆTER, T. (2006): Marine 14C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. – *Quaternary Science Reviews*, **25**: 3228 – 3245.

Matias, A., Ferreira, Ó., Vila-Concejo, A., Garcia, T., Alveirinho Dias, J. (2008): Classification of washover dynamics in barrier islands. – *Geomorphology*, **97**: 655 – 674.

Matthiesen, W. (1990a): Hörnum: Sein Strand und seine Stürme. – Hörnum/Sylt (Film).

Matthiesen, W. (1990b): Sturmwinter 1990: Teil I. – Hörnum/Sylt (Film).

Matthiesen, W. (1990c): Sturmwinter 1990: Teil II. – Hörnum/Sylt (Film).

Matthiesen, W. (2001): Sylt: 700 Jahre Kampf der Friesen gegen den Blanken Hans. – Husum Verlag, Husum: 142 S.

McKee, E.D. (1959): Storm sediments on a pacific atoll. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 78 – 83.

McKee, E.D. (1966): Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico. – *Sedimentology*, **7**: 1 – 69.

McKee, E.D. & Weir, G.W. (1953): Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, **64**: 381 – 390.

McLachlan, A. (1990): The exchange of materials between dune and beach systems. – In: Nordstrom, K.F., Psuty, N. & Carter, B. [eds.]: Coastal dunes: form and process. – John Wiley, Chichester, England: pp. 201 – 215.

Mechlenburg, L.F.M. (1997): Amrumer Wörterbuch. – Verlag Jens Quedens, Amrum: 312 S.

Meier, O.G. (1987): Die Naturschutzgebiete auf Sylt und Amrum. – Verlag Boyens & Co., Heide, Holstein: 147 S.

Meier, D. (2007): Die Nordseeküste: Geschichte einer Landschaft. – 2. Aufl., Boyens Buchverlag: 208 S.

Meyn, L. (1876): Geognostische Beschreibung der Insel Sylt und ihrer Umgebung. – Abh. geol. Spez.– Karte von Preußen 1, H. 4 (nebst einer geologischen Karte der Insel Sylt und ihrer nächsten Umgebung 1:100000), Berlin: 74 S.

Miall, A.D. (1991): Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. In: Miall, A.D. & Tayler, N. [eds.]: The tree-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Concepts in Sedimentology and Palaeontology, Vol. 3. Tulsa, OK., SEPM: pp. 6 – 12.

Mitchum, R.M. (1977): Part eleven: glossary of terms used in seismic stratigraphy. – In: Payton, C.E. [ed.]: Seismic Stratigraphy – Applications of Hydrocarbon Exploration, AAPG Mem. 16: 205 – 212.

Mitchum, R.M., Vail, P.R. & Sangree, J.B. (1977): Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. – In: Payton, C.E. [ed.]: Seismic stratigraphy: applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Mem. 16: 117 – 123.

Morton, R.A. (1979): Subaerial storm deposits formed on barrier flats by wind-driven currents. – *Sedimentary Geology*, **24**: 105 – 122.

Morton, R.A., Gonzalez, J.L., Lopez, G.I. & Correa, I.D. (2000): Frequent non-storm washover of barrier, Pacific Coast of Colombia. – *Journal of Coastal Research*, **16 (1)**: 82 – 87.

Morton, R.A., Gelfenbaum, G. & Jaffe, B.E. (2007): Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. – *Sedimentary Geology*, **200**: 184 – 207.

Møller, I. & Anthony, D. (2003): A GPR study of sedimentary structures within a transgressive coastal barrier along the Danish North Sea coast. – In: Bristow, C.S. & Jol, H.M. [eds.]: Ground penetrating radar in sediments. – Geological Society, London, Special Publications, 211. Brassmill Lane: pp. 55 – 65.

Møller, I., Nielsen, L., Johanessen, P., Pejrup, M., Andersen, T. & Korshøj, J. (2008): Creating the framework of sedimentary architecture of a barrier island in the Danish Wadden Sea. – *Proceedings of the 12th International Conference on Ground Penetrating Radar, Birmingham, UK:* pp. 8.

Müller, A.H. (1992): Lehrbuch der Paläozoologie: Band 1, Allgemeine Grundlagen. – Gustav Fischer Verlag Jena, Stuttgart: 514 S.

Müller, J. & Fischer, O. (1937): Amrum. Das Wasserwesen an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste. – Teil II: Die Inseln, Band 5, Reimer, Berlin: 237 S.

Müller, J. & Fischer, O. (1938): Sylt. Das Wasserwesen an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste. – Teil II: Die Inseln, Band 5, Reimer, Berlin: 237 S.

Murray-Wallace, C.V. & Belperio, A.P. (1994): Identification of remanié fossils using amino acid racemisation. – *Alcheringa*, **18**: 219 – 227.

Naumann, M., Lampe, R. & Hoffmann, G. (2009): Coastal evolution of a Holocene barrier spit (Bug peninsula/ NW-Rügen) deduced from geological structure and relative sea-level. – *Quaternary Science Journal*, **58 (2)**: 164 – 173.

Neal, A. (2004): Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. – *Earth-Science Reviews*, **66**: 261 – 330.

Neal, A., Pontee, N.I., Pye, K. & Richards, J. (2002a): Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar. – *Sedimentology*, **49**: 789 – 804.

Neal, A., Richards, J. & Pye, K. (2002b): Structure and development of shell cheniers in Essex, southeast England, investigated using high-frequency ground-penetrating radar. – *Marine Geology*, **185**: 435 – 469.

Neal, A., Richards, J. & Pye, K. (2003): Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, Essex, southeast England. – *Sedimentary Geology*, **162** (3-4): 167 – 198.

Neal, A. & Roberts, C.L. (2000): Applications of ground-penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geoarchaeological studies in coastal environments. – *Geological Society, London, Special Publications*, **175 (1)**: 139 – 171.

Newig, J. (1981): Weicher Küstenschutz oder Verfelsung? – *Geographische Rundschau*, **33 (7)**: 296 – 302.

Newig, J. (1987): Die Entwicklung des Küstenschutzes auf Sylt. – *Berliner Geographische Studien*, **25**: 53 – 74.

Newig, J. (1995): Zur langfristigen Gestaltänderung der Insel Sylt. – *Kölner Geographische Arbeiten*, **66**: 121 – 138.

Newig, J. (2001a): Die Entwicklung des Wattenmeeres. – In: Newig, J. & Theede, H. [Hrsg.]: Das Wattenmeer: Landschaft im Rhythmus der Gezeiten. – Ellert & Richter Verlag, Hamburg: 11 – 29.

Newig, J. (2001b): Rantum auf Sylt unter dem Einfluss von Küstenrückgang und Sandwanderung. – *Vechtaer Studien zur Angewandten Geographie und Regionalwissenschaft*, **22**: 17 – 33.

Newig, J. (2005): Durchs Fenster in die Kirche: Versunkene Orte. – In: Jessel, H. [Hrsg.]: Das große Sylt Buch. – Ellert & Richter Verlag, Hamburg: 124 – 129.

Newig, J. & Theede, H. (2000): Sturmflut: Gefährdetes Land an der Nordseeküste. – Ellert & Richter Verlag, Hamburg: 159 S.

Noon, D.A., Strickley, G.F. & Longstaff, D. (1998): A frequency-independent characterisation of GPR penetration and resolution performance. – *Journal of Applied Geophysics*, **40**: 127 – 137.

Olsen, H. & Andreasen, F. (1995): Sedimentology and ground-penetrating radar characteristics of a Pleistocene sandur deposit. – *Sedimentary Geology*, **99**: 1 – 15.

Olshausen, O. (1920): Amrum: Bericht über Hügelgräber auf der Insel nebst einem Anhang über die Dünen. – *Prähistorische Zeitschrift, Ergänzungsband zu Jahrgang 1915 – 1918,* Berlin: 280 S.

Olsson, I. U. (1979): The Radiocarbon Contents of Various Reservoirs. – *In*: Berger, R. & Suess, H.E. [eds.]: *Radiocarbon Dating*. *University of California Press*, *Los Angeles*: pp. 613 – 618.

O´Neal, M.L., Agwu, I.U., Green, M.T. Johnson, V.A., Jones, P.Y., Pritchett, S.R., Tummings, M.C. & Walton, M.F. (2002): Ground Penetrating Radar Analysis of an Emergent Mid-Pleistocene Estuarine Shoreline Complex, Chesapeake Bay, Maryland, USA. – *Journal of Coastal Research*, **36**: 564 – 571.

Ott, J. (1996): Meereskunde: Einführung in die Geographie und Biologie der Ozeane. – 2. Aufl. UTB, Stuttgart: 424 S.

Otvos, E.G. (2012): Coastal barriers: Nomenclature, processes, and classification issues. – *Geomorphology*, **139/140**: 39 – 52.

Panten, A. (2000): Die schwersten Sturmfluten an der deutschen Nordseeküste. – In: Newig, J. & Theede, H. [Hrsg.]: Sturmflut: Gefährdetes Land an der Nordseeküste. – Ellert & Richter Verlag, Hamburg: 56 – 75.

Payton, C.E. (1977): Seismic Stratigraphy – Applications of Hydrocarbon Exploration, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Memories. 16.

Pedersen, A.G.U., Thomsen, T.R., Lomstein, B.A. & Jørgensen, N.O.G. (2001): Bacterial influence on amino acid enantiomerization in a coastal marine sediment. - *Limnology and Oceanography*, **46**: 1358 – 1369.

Pedersen, K. & Clemmensen, L.B. (2005): Unveiling past aeolian landscapes: A ground penetrating radar survey of a Holocene coastal dunefield system, Thy, Denmark. – *Sedimentary Geology*, **177**: 57 –86.

Penkman, K.E.H., Kaufman, D.S., Maddy, D. & Collins, M.J. (2008): Closed-system behaviour of the intra-crystalline fraction of amino acids in mollusc shells. - *Quaternary Geochronology*, **3**: 2 – 25.

Perkins, R.D. & Enos, P. (1968): Hurricane Betsy in the Florida-Bahama area: geologic effects and comparison with hurricane Donna. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 102 – 110.

Petersen, J. & Pott, R. (2005): Ostfriesische Inseln: Landschaft und Vegetation im Wandel. – Schlütersche, Hannover: 160 S.

Petersen, M. & Rohde, H. (1991): Sturmflut: Die großen Fluten an den Küsten Schleswig-Holsteins und in der Elbe. – Wachholtz Verlag, Neumünster: 182 S.

Petersen, P. (1982): Untersuchung über die Grundwasserverhältnisse im Inselkern von Sylt. – In: Veröffentlichungen des Landesamtes für Wasserhaushalt und Küsten Schleswig-Holstein, Heft 2: 11 S.

Pfeifer, G. (2003): Die Vögel der Insel Sylt. – Husum Druck- und Verlagsgesellschaft, Husum: 807 S.

Pilkey, O.H., Neal, W.J., Riggs, S.R., Webb, C.A., Bush, D.M., Pilkey, D.F., Bullock, J. & Cowan, B.A. (1998): The North Carolina Shore and its barrier islands: restless ribbons of sand. – Duke University Press, Durham, London: 318 p.

Pilkey, O.H., Cooper, J.A.G. & Lewis, D.A. (2009): Global distribution and geomorphology of fetch-limited barrier islands. – *Journal of Coastal Research*, **25**: 819 – 837.

Pott, R. (2003): Die Nordsee: Eine Natur- und Kulturgeschichte. – C.H. Beck, München: 339 S.

Press, F. & Siever, R. (1995): Allgemeine Geologie. – Spektrum, Heidelberg, Berlin, Oxford: 602 S.

Preussische Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivellement (1934): Die Nordfriesischen Inseln vor und nach der Sturmflut vom 11. Oktober 1634. – Verlag E.S. Mittler & Sohn, Berlin: 95 S.

Price, W.A. (1947): Equilibrium of form and forces in tidal basin of coast of Texas and Louisiana. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 24 – 26.

Prothero, D.R. & Schwab, F. (1996): Sedimentary Geology: an introduction to sedimentary rocks and stratigraphy. W.H. Freemann and Company, New York: 567 p.

Psuty, N.P. (1990): Foredune mobility and stability, Fire Island, New York. – In: Nordstrom, K.F., Psuty, N. & Carter, B. [eds.]: Coastal dunes: form and process. – John Wiley, Chichester, England: pp. 159 – 176.

Quedens, G. (1994): Amrum. – 17. Aufl., Breklumer Verlag, Breklum: 144 S.

Quedens, G. (1998): Strand und Wattenmeer: Tiere und Pflanzen an Nord- und Ostsee. Ein Biotopführer. – 7. Aufl., BLV Naturführer: 127 S.

Quedens, G. (2008): Amrum. – 23. Aufl. Breklumer Verlag, Breklum: 144 S.

Reichstein, J. (2005): Jahrtausendlange Bedrohung des Lebens auf Sylt: Ergebnisse archäologischer Siedlungsforschung. – In: Jessel, H. [Hrsg.]: Das große Sylt Buch. – Ellert & Richter Verlag, Hamburg: 92 – 107

Remde, F. (1972): Amrum. Ein Beitrag zur Genese und Struktur einer Inselsiedlung. Dissertation, Wilhelms-Universität, Münster: 181 S.

Reynolds, J.M. (2011): An indroduction to Applied and Environmental Geophysics. – Second edition, Wiley, Chichester: 712 p.

Riggs, S.R. (1976): Barrier islands as natural storm dependent systems. – Barrier Islands and Beaches: Technical Proceedings of the 1976 Barrier Islands Workshop, Annapolis/Maryland May 17 – 18, 1976: pp. 58 – 75.

Ritchie, W. & Penland, S. (1988): Rapid dune changes associated with overwash processes on the deltaic coast of South Louisiana. – *Marine Geology*, **81**: 97 – 122.

Ritchie, W. & Penland, S. (1990): Aeolian sand bodies of the south Louisiana coast. – In: Nordstrom, K.F., Psuty, N. & Carter, B. [eds.]: Coastal dunes: form and process. – John Wiley, Chichester, England: pp. 105 – 107.

Römisch-Germanisches Zentralmuseum Mainz (1968): Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern, Band 9, Verlag Philipp von Zabern, Mainz: 241 S.

Rohde, H. (1977): Sturmfluthöhen und säkularer Wasserstandsanstieg an der deutschen Nordseeküste. – *Die Küste* **30**: 52 – 143.

Rosen, P.S. (1979): Aeolian dynamics of a barrier island system. – In: Leatherman, S.P. [ed.]: Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. – Academic Press, New York, San Francisco, London: pp. 81 – 98.

Ross, J. (1998): Die Strömungsverhältnisse zwischen Sylt und Amrum. – *Die Küste*, **60**: 118 – 139.

Salat, C. (2010): Auswertung von Georadarmessungen auf Lockersedimenten des Rio Palancia (Spanien): Erweiterte Radarstratigraphie, Laboruntersuchungen der Dielektrizitätskoeffizienten und Modellierungen. – Dissertation, Universität Frankfurt am Main: 116 S.

Sallenger, A.H. (2000): Storm impact scale for barrier islands. – *Journal of Coastal Research*, **16 (3):** 890 – 895.

Sandmeier, K.J. (2010): ReflexW Manual. Version 5.6. Windows™ 9x/NT/2000/XP/7-program for the processing of seismic, acoustic or electromagnetic reflection, refraction and transmission data. Sandmeier Scientific Software, Karlsruhe, 507 p.

Schäfer, A. (2005): Klastische Sedimente: Fazies und Sequenzstratigraphie. – Spektrum, Elsevier, München: 414 S.

Schmidt, H. (1972): Wörterbuch Hochdeutsch – Sylterfriesisch. – Söl'ring Foriining e. V., Keitum: 63 S.

Schmidt, R. (1928): Der Hindenburgdamm nach Sylt und die Landgewinnung an der Schleswigschen Westküste. – *Meereskunde*, **16 (4)**: 1 – 32.

Schmidt-Eppendorf, P. (1977): Sylt, Memoiren einer Insel: Dokumente, Chroniken, Berichte aus 1001 Jahr. – Husum Druck- und Verlagsgesellschaft, Husum: 308 S.

Schrott, L. & Sass, O. (2008): Application of field geophysics in geomorphology: advances and limitations exemplified by case studies. – *Geomorphology*, **93**: 55 – 73.

Schwartz, R.K. (1975): Nature and genesis of some storm washover deposits. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 229 – 260.

Schwartz, R.K. (1982): Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale Washover sand bodies. – *Sedimentology*, **29**: 835 – 849.

Schwartz, M.L. (2005): Encyclopedia of Coastal Science. – Springer, Dordrecht: 1211 p.

Schwartz, M.L., Fabbri, P. Wallace, R.S. (1987): Geomorphology of Dungeness Spit, Washington, USA. – *Journal of Coastal Research*, **3(4)**: 451 – 455.

Scott, A.J., Hoover, R.A. & McGowen, J.H. (1969): Effects of hurricane "Beulah" 1967 on Texas coastal lagoons and barriers. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 215 – 224.

Sedgwick, P.E. & Davis, R.A. (2003): Stratigraphy of washover deposits in Florida: implications for recognition in the stratigraphic record. – *Marine Geology*, **200**:31 – 48.

Sheriff, R.E. (1977): Limitation on resolution of seismic reflections and geologic detail derivable from them. – In: Payton, C.E. [ed.]: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Explorations. – AAPG Mem, 16: 3 – 14.

Sherman, D.J; & Hotta, S. (1990): Aeolian sediment transport: theory and measurement. – In: Nordstrom, K.F., Psuty, N. & Carter, B. [eds.]: Coastal dunes: form and process, John Wiley, Chichester, England: 17 – 37.

Sigurdsson, T. (1993): Ground penetrating radar for geological mapping. – *Aarhus Geoscience*, **3**: 117 p.

Silfer, J.A., Engel, M.H. & Macko, S.A. (1990): The effect of hydrothermal processes on the distribution and stereochemistry of amino acids in Recent Antarctic sediments. – *Applied Geochemistry*, **5**: 159 – 167.

Smith, D.G. & Jol, H.M. (1995): Ground penetrating radar: antennae frequencies and maximum probable depths of penetration in Quaternary sediments. – *Journal of Applied Geophysics*, **33**: 93 – 100.

Smith, G.G., Williams, K.M. & Wonnacott, D.M. (1978): Factors affecting the rate of racemization of amino acids and their significance to geochronology. - *Journal of Organic Chemistry*, **43**: 1 – 5.

Sindowski, K.-H. (1970): Das Quartär im Untergrund der Deutschen Bucht (Nordsee). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **21**: 33 – 46.

Sindowski, K.-H. (1973): Das ostfriesische Küstengebiet: Inseln, Watten und Marschen.– Sammlung Geologischer Führer **57**, Borntraeger, Berlin, Stuttgart: 162 S.

Sindowski, K.-H. (1979): Zwischen Jadebusen und Unterelbe. – Sammlung Geologischer Führer **66**, Borntraeger, Berlin, Stuttgart: 145 S.

Sommer, U. (2005): Biologische Meereskunde. – 2. Aufl., Springer, Berlin, Heidelberg: 412 S.

Sönnichsen, U. & Moseberg, J. (2003): Wenn die Deiche brechen: Sturmfluten und Küstenschutz an der schleswig-holsteinischen Westküste und in Hamburg. – Husum Verlag, Husum: 128 S.

Srinivasalu, S., Thangadurai, N., Switzer, A.D., Mohan, V.R. & Ayyamperumal, T. (2007): Erosion and sedimentation in Kalpakkam (N Tamil Nadu, India) from the 26th December 2004 tsunami. – *Marine Geology*, **240**: 65 – 75.

Stadelmann, R. (1981): Meer- Deiche- Land: Küstenschutz und Landgewinnung an der deutschen Nordseeküste. – Wachholtz Verlag, Neumünster: 153 S.

Stanley, S.M. (2001): Historische Geologie. – 2. Aufl., Spektrum, Heidelberg, Berlin: 710 S.

Stolt, R.H. (1978): Migration by Fourier transform. – *Geophysics*, **43**: 23 – 48.

Stone, G.W., Liu, B., Pepper, D.A. & Wang, P. (2004): The importance of extratropical and tropical cyclones on the short-term evolution of barrier islands along the northern Gulf of Mexico, USA. – *Marine Geology*, **210**: 63 – 78.

Storms, J.E.A. & Kroonenberg, S.B. (2007): The Impact of Rapid Sea Level Changes on Recent Azerbaijan Beach Ridges. – *Journal of Coastal Research, **22 (2)**: 521 – 527.*

Stöver, H.J. (1990): Orkan über Sylt- Sturmfluten an der Sylter Küste. – Selbstverlag, Wenningstedt/Sylt: 102 S.

Streif, H. (1993): Geologische Aspekte der Klimawirkungsforschung im Küstenraum der südlichen Nordsee. – In: Schellnhuber, H.J. & Sterr, H. [Hrsg.]: Klimaänderung und Küste. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York: 77 – 93.

Streif, H. (1999): Geologische Küstenentwicklung. – In: Umweltatlas Wattenmeer Band 2: Wattenmeer zwischen Elb- und Emsmündung: 200 S.

Streif, H. (2003): Die Nordsee im Wandel - vom Eiszeitalter bis zur Neuzeit. – In: Lozán, J.L., Rachor, E., Reise, K., Sündermann, J. & Westernhagen, H. [Hrsg.]: Warnsignale aus Nordsee und Wattenmeer: Eine aktuelle Umweltbilanz. Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg: 19 – 28.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J., Spurk, M. (1998): INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 ca. BP. – *Radiocarbon*, **40**: 1041 – 1083.

Stutz, M.L. & Pilkey, O.H. (2011): Open-ocean barrier islands: global influence of climatic, oceanographic, and depositional settings. – *Journal of Coastal Research*, **27(2)**: 207 – 222.

Succow, M. & Joosten, H. (2001): Moorkunde. – Schweizerbart´sche Verlagsbuchahndlung, Stuttgart, 622 S.

Switzer, A.D., Pucillo, K., Haredy, R.A., Jones, B.G. & Bryant, E.A. (2005): Sea level, storm, or tsunami: enigmatic sand sheet deposits in a sheltered coastal embayment from southeastern New South Wales, Australia. – *Journal of Coastal Research*, **21 (4):** 655 – 663.

Switzer, A.D., Bristow, C.S. & Jones, B.G. (2006): Investigation of large-scale washover of a small barrier system on the southeast Australian coast using ground penetrating radar. – *Sedimentary Geology*, **183**: 145 – 156.

Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanaba, K. & Saito, Y. (2008): Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. – *Marine Geology*, **248**: 11 – 27.

Tamura, T., Murakami, F., & Watanaba, K. (2010): Holocene beach deposits for assessing coastal uplift of the northeastern Boso Peninsula, Pacific coast of Japan. – *Quaternary Research*, **74**: 227 – 234.

Tanner, W.F. (1995): Origin of beach ridges and swales. – *Marine Geology*, **129**: 149 – 161.

Topp, G.C., Davis, J.L. & Annan, A.P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. – *Water Resources Research*, **16**: 574 – 582.

Tillmann, T. (2006): Erläuterungen zur Diplomkartierung Sylt 1:25 000: Geologisch-geomorphologische Kartierung der Insel Sylt: Naturraumkarte, Küstenschutzkarte, Erosions- und Sedimentationskarte. – Dipl. Kartierung, Universität Frankfurt/M. (unveröff.): 48 S.

Tillmann, T. (2007): Physiogeographische Untersuchungen zu rezenter und zukünftiger exzessiver mariner Morphodynamik an ausgewählten Küstenabschnitten der Insel Sylt. – Dipl. Arbeit, Universität Frankfurt/M. (unveröff.): 124 S.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2010): Radarstratigraphie und Radarfazies zweier Nehrungshaken: Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes von Nord-Amrum und Süd-Sylt durch den Einsatz des Ground Penetrating Radar (GPR). – In: Tomas, S., Szurlies, M. & Mutti, M. [Hrsg.]: Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften – 25th Sediment Meeting Potsdam, Germany, June 25-27, 2010: S. 84.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2010b): Entwicklung und Dynamik von Nehrungshaken –Kombination von Georadarmessungen und sedimentologischen Analysen auf den Nordseeinseln Sylt und Amrum. – GeoDarmstadt 2010 (10.- 13. Oktober 2010), Darmstadt. - In: Hoppe, A., Röhling, G. & Schüth, C. [Hrsg.]: GeoDarmstadt - Geoscience secure the future – Abstracs of Lectures & Posters, *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **68**: S. 556.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011a): Facies and Development of a Holocene Barrier Spit (Southern Sylt/German North Sea). – *Proceedings of the 6th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR 2011 June 22-24, 2011, Aachen, Germany)*: pp. 188 – 194.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011b): Genese eines Strandhakens am Beispiel der Hörnum-Odde (Süd-Sylt): Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes durch die Kombination von geophysikalischen und sedimentologischen Methoden. In: Karius, V., Hadler, H., Deicke, M., von Eynatten, H., Brückner, H. & Vött, A. [Hrsg.]: Dynamische Küsten: Grundlagen, Zusammenhänge und Auswirkungen im Spiegel angewandter Küstenforschung. – *Coastline Reports,* ***17***: 177 – 190.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Ground-penetrating radar in coastal environments: Examples from the islands Sylt and Amrum. – *Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung*, **44**, 60 – 76.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2013): Barrier rollover and spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – *Journal of Coastal Research*, **65 (1)**: 600 – 605.

Tillmann, T., Ziehe, D. & Wunderlich, J. 2013: Holozäne Lanschaftsentwicklung an der Westküste der Nordseeinsel Amrum. – *Quaternary Science Journal*, 62(2): 98 - 119. DOI 10.3285/eg.62.2.02

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2014): Barrier spit accretion model of Southern Sylt/ German North Sea: Insights from ground-penetrating radar surveys. – *Zeitschrift f. Geomorphologie, 58(3): 137- 161*.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (*2013)*: Washover-Events im Süden der Insel Sylt. – *Geo-Öko,* 34: 177 - 215.

Trampenau, T. & Oumeraci, H. (2001): Wirkungsweise durchlässiger Pfahlbuhnen für den Küstenschutz. – *Die Küste*, **64**: 235 – 275.

Trenhaile, A.S. (1997): Coastal dynamics and landforms. – Oxford University Press, Oxford, New York: 366 p.

Tronicke, J., Blindow, N. & Lange, M.A. (1999): Joint application of surface electrical resistivity – and GPR-measurements for groundwater exploration on the island of Spiekeroog – northern Germany. – *Journal of Hydrology*, **223**: 44 – 53.

Tucker, M.E: (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie. – Enke Verlag, Stuttgart: 265 S.

Uda, T. (2005): Bars. In: Schwartz, M.L. [ed.]: Encyclopedia of Coastal Science: pp. 909 – 912.

Valentin, H. (1951): Der Nordseeraum an der Wende Tertiär/Quartär. – *Die Erde*, **3**: 285 – 303.

van Dam, R.L. (2001): Causes of ground-penetrating radar reflections in sediment. PhD Thesis, Vrije Univerisity Amsterdam, Netherlands: 110 p.

van Dam, R.L. (2002): Internal structure and development of an aeolian river dune in the Netherlands, using 3-D interpretation of ground-penetrating radar data. – *Geologie en Mijnbouw*, **81**: 27 – 37.

van Dam, R.L. (2012): Landform characterization using geophysics – recent advances, applications, and emerging tools. – *Geomorphology*, **137 (1)**: 57 – 73.

van der Kruk, J., Slob, E.C. & Fokkema, J.T. (1999): Background of ground-penetrating radar measurements. – *Geologie en Mijnbouw*, **77**: 177 – 188.

van Heteren, S., Fitzgerald, D.M., Barber, D.C., Kelley, J.T. & Belknap, D.F. (1996): Volumetric analysis of a New England barrier system using ground-penetrating radar and coring techniques. – *Journal of Geology*, **104**: 471 – 483.

van Heteren, S., Fitzgerald, D.M., McKinlay, P.A. & Buynevich, I.V. (1998): Radar facies of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA. – *Sedimentology*, **45**: 181 – 200.

van Overmeeren, R.A. (1998): Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: a radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. – *Journal of Applied Geophysics*, **40**: 1 – 18.

Vail, P.R. (1987): Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. – In: Bally, A.W. [ed.]: Atlas of seismic stratigraphy, Vol 1: AAPG Studies in Geology 27: pp. 1 – 10.

Vermeer, D.E. (1963): Effects of hurricane Hattie 1961 on the cays of British Honduras. – *Benchmark Papers in Geology*, **58**: 92 – 96.

Voigt, H. (1969): Die Insel Amrum: Landschaft und Entwicklung. – In: Hansen, M. & Hansen, N. [Hrsg.]: Sylt: Geschichte und Gestalt einer Insel. – Verlag Hansen & Hansen, Itzehoe: 11 – 34.

von Bremen, S. (2003): Rantum und Hörnum: Der Süden von Sylt. – Wachholtz Verlag, Neumünster: 143 S.

Wagner, G.A. (1995): Altersbestimmungen von jungen Gesteinen und Artefakten: Physikalische und chemische Uhren in der Quartärgeologie und Archäologie. – Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 277 S.

Wagner, G.A. (1998): Age Determination of young rocks and artifacts: Physical and chemical clocks in Quaternary Geology and Archaeology. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York: 466 p.

Walford, M.E.R. (1964): Radio echo sounding through an ice shelf. – *Nature*, **Vol. 204 (No. 4956)**: 317 – 319.

Walach, G. (1975): Ein Beitrag zur Analytik sandiger Sedimente – dargestellt am Beispiel eines Profiles durch die Westflanke des Oststeirischen Beckens. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **68**: 143 – 161.

Wamsley, T.V. & Kraus, N.C. (2005): Coastal barrier breaching, Part 2: mechanical breaching and breach closure. - Technical Report ERDC/CHL CHETN-IV-65, U. S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, M. S.: 21 p.

Wang, P. & Horwitz, M.H. (2007): Erosional and depositional characteristics of regional overwash deposits caused by multiple hurricanes. – *Sedimentology*, **54 (3)**: 545 – 564.

Wehmiller, J.F. (2012): United States Quaternary coastal sequences and molluscan racemization geochronology – what have they meant for each other over the past 45 years? – *Quaternary Geochronology*: DOI: 10.1016/j.quageo.2012.05.008.

Weidemann, K. (1968): Einführung in die Vor- und Frühgeschichte Schleswig-Holsteins: Die Eisenzeit und das Frühe Mittelalter in Schleswig. – In: Römisch-Germanisches Zentralmuseum Mainz [Hrsg.]: Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern, Band 9: 38 – 45.

Wenk, H.-G. (1967): Die Natur- und Kulturlandschaft der Insel Sylt. – In: Hansen, M. & Hansen, N. [Hrsg.]: Sylt: Geschichte und Gestalt einer Insel. – Verlag Hansen & Hansen, Itzehoe: 11 – 34.

Widess, M.B. (1973): How thin is a thin bed? – *Geophysics*, **38:** 1176 – 1180.

Wilts, O. (1998): Basiswörterbuch Deutsch - Friesisch: Wiedingharder Mundart. – Matthiesen Verlag Ingwert Paulsen, Husum: 183 S.

Wilts, O. (2011): Wörterbuch Deutsch - Föhrer Friesisch. – Verlag Jens Quedens, Amrum: 467 S.

Witt, R. (1982): Die Anfänge von Kartographie und Topographie Schleswig-Holsteins 1475 – 1652. – Verlag Boyens & Co, Heide/Holstein: 96 S.

Witte, J.-O., Kohlhase, S., Fröhle, P. & Radomski, J. (2002): Strategien und Optionen der Küstenschutzplanung Sylt. – In: Daschkeit, A. & Schottes, P. [Hrsg.]: Klimafolgen für Mensch und Küste am Beispiel der Nordseeinsel Sylt. – Springer, Berlin, Heidelberg: 113 – 152.

Woodroffe, C.D. (2002): Coasts: form, process and evolution. – Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom: 640 p.

Woodworth, P.L., Gehrels, W.R. & Nerem, R.S. (2011): Nineteenth and Twentieth Century Changes in Sea level. Special Issue on sea level – *Oceanography,* **24 (2)**: 81 – 93.

Woldstedt, P & Duphorn, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – Koehler Verlag, Stuttgart: 500 S.

Wolff, W. (1938): Die Entstehung der Insel Sylt. – de Gruyter Verlag, Hamburg: 67 S.

Xuan Tinh, N. (2006): Modelling of coastal overwash: review and application of state-of-art empirical, numerical and analytical methods. – Diss. Univ. Lund/Department of Water Resources Engineering, Lund/Sweden: 71 p.

Yilmaz, O. (1987): Seismic data processing. Investigations in Geophysics, Vol. 2, Society of Exploration Geophysics, Tulsa: 526 p.

Zausig, F. (1939): Veränderungen der Küsten, Sände, Tiefs und Watten der Gewässer um Sylt (Nordsee) nach alten Seekarten, Seehandbüchern und Landkarten seit 1585. – *Geologie der Meere und Binnengewässer*, **3 (4)**: 401 – 505.

Zeise (1891): Beitrag zur Geologie der nordfriesischen Inseln . – *Ebenda*, **8**.

Ziehe, D. (2005): Datierung von biogenen Carbonaten mit Aminosäurenenantiomerenverhältnissen. - Dipl. Arbeit (unveröff.), Carl von Ossietzky Universität Oldenburg: 95 S.

Ziehe, D. (2009): Aminosäure-D/L-Verhältnisse in biogenem Carbonaten als Schlüssel zur Datierung holozäner Sedimentationsvorgänge im norddeutschen Küstenraum. – Dissertation, Carl von Ossietzky Universität Oldenburg: 219 S.

Ziekur, R., Hoffmann, G. & Grelle, T. (2009): Facies architecture of the subsurface of the Holocene coastal lowlands on the SW Baltic Sea (Germany) – insights from ground penetrating radar surveys. – *Zeitschrift der deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **160**: 79 – 92.

Anhang

(AAR-Datierungen)

Bohrung Tiefe/Muschel	L/D-Asp-Verhältnis	Alter (J.v.h.) bei 8,5°C (M.e. 10,5°C)	Alter (J.v.h.) bei 9,5°C (M.e. 11,5°C)	Alter (J.v.h.) bei 10,5°C (M.e. 12,5°C)	Alter (J.v.h.) bei 11,5°C (M.e. 13,5°C)	Alter (J.v.h.) bei 12,5°C (M.e. 14,5°C)	Zeit (J.v.h.) bei 8,5°C-12,5°C (M.e. 10,5°C-14,5°C)
B1							
480-500 cm (C.e.)	0,2189	668	551	454	376	311	311 - 668
573-584 cm (M.e.)	0,1983	802	652	532	434	354	354 - 802
633-637 cm (M.a.)	0,1819	828	679	558	459	378	378 - 828
660-670 cm (S.p.)	0,2828	981	806	663	547	451	451 - 981
B2							
63-73 cm (M.e.)	0,0252	96	78	64	52	43	43 - 96
83-100 cm (S.p.)	0,0503	171	140	115	95	79	79 - 171
140-150 cm (C.e.)	0,1160	352	290	240	198	164	164 - 352
165-180 cm (C.e.)	0,1065	323	266	220	182	150	150 - 323
220-230 cm (S.p.)	0,1058	364	299	246	203	167	167 - 364
600-614 cm (M.e.)	0,2436	986	803	654	534	436	436 - 986
775-800 cm (C.e.)	0,4458	1365	1125	928	767	635	635 - 1365
775-800 cm (M.a.)	0,3056	1396	1145	940	773	637	637 - 1396
B4							
515-533 cm (C.e.)	0,2606	796	656	541	447	370	370 - 796
720-736 cm (M.e.)	0,3735	1516	1234	1005	820	670	670 - 1516
B5							
189-200 cm (C.e.)	0,0991	300	248	204	169	140	140 - 300
407-419 cm (M.e.)	0,1473	594	483	394	321	263	263 - 594
419-424 cm (C.e.)	0,1632	497	410	338	279	231	231 - 497
420-460 cm (C.e.)	0,2315	707	583	481	397	329	329 - 707
500-550 cm (C.e.)	0,1782	543	448	369	305	253	253 - 543
600-639 cm (S.p.)	0,2895	1004	825	679	560	462	462 - 1004
638-700 cm (C.e.)	0,3174	971	800	660	545	451	451 - 971

Bohrung Tiefe/Muschel	L/D-Asp-Verhältnis	Alter (J.v.h.) bei 8,5°C (M.e. 10,5°C)	Alter (J.v.h.) bei 9,5°C (M.e. 11,5°C)	Alter (J.v.h.) bei 10,5°C (M.e. 12,5°C)	Alter (J.v.h.) bei 11,5°C (M.e. 13,5°C)	Alter (J.v.h.) bei 12,5°C (M.e. 14,5°C)	Zeit (J.v.h.) bei 8,5°C-12,5°C (M.e. 10,5°C-14,5°C)
B6							
380-400 cm (C.e.)	0,1898	579	477	394	325	269	269 - 579
400-425 cm (C.e.)	0,2217	677	558	460	380	315	315 - 677
425-450 cm (C.e.)	0,1878	573	472	389	322	266	266 - 573
450-475 cm (M.a.)	0,1735	790	648	532	438	360	360 - 790
475-500 cm (M.a.)	0,1993	908	745	612	503	415	415 - 908
B10							
138-170 cm (C.e.)	0,1051	319	263	217	179	148	148 - 319
250-265 cm (C.e.)	0,1291	392	323	267	221	182	182 - 392
300-315 cm (S.p.)	0,1364	471	387	318	262	217	217 - 471
352-360 cm (C.e.)	0,1712	522	430	355	293	243	243 - 522
400-407 cm (S.p.)	0,1709	591	486	399	329	272	272 - 591
407-430 cm (C.e.)	0,2503	765	630	520	430	356	356 - 765
407-430 cm (M.e.)	0,1832	740	602	491	400	327	327 - 740
BS1							
400-420 cm (C.e.)	0,2014	615	506	418	345	286	286 - 615
420-450 cm (M.e.)	0,1818	735	598	487	397	325	325 - 735
467-480 cm (C.e.)	0,2011	614	506	417	345	285	285 - 559
480-500 cm (C.e.)	0,1835	559	461	380	314	260	260 - 559
500-515 cm (C.e.)	0,2633	804	663	547	452	374	374 - 804

Bohrung Tiefe/Muschel	L/D-Asp-Verhältnis	Alter (J.v.h.) bei 8,5°C (M.e. 10,5°C)	Alter (J.v.h.) bei 9,5°C (M.e. 11,5°C)	Alter (J.v.h.) bei 10,5°C (M.e. 12,5°C)	Alter (J.v.h.) bei 11,5°C (M.e. 13,5°C)	Alter (J.v.h.) bei 12,5°C (M.e. 14,5°C)	Zeit (J.v.h.) bei 8,5°C-12,5°C (M.e. 10,5°C-14,5°C)
AO1							
550-570 cm (S.p.)	0,6932	2411	1982	1629	1344	1109	1109 - 2411
725 cm (C.e.)	1,2742	3909	3221	2658	2197	1818	1818 - 3909
AO2							
150 cm (C.e.)	0,1707	520	429	354	292	242	242 - 520
190 cm (C.e.)	0,1952	595	491	405	335	277	277 - 595
290-300 cm (C.e.)	0,4651	1424	1174	969	800	662	662 - 1424
290-300 cm (C.e.)	0,5314	1628	1341	1107	915	757	757 -1628
290-300 cm (C.e.)	0,6050	1854	1528	1261	1042	862	862 - 1854
342 cm (C.e.)	0,6603	2024	1668	1376	1137	941	941 - 2024
370-380 cm (S.p.)	0,7322	2547	2093	1721	1420	1172	1172 - 2547
450 cm (C.e.)	0,7407	2271	1871	1544	1276	1056	1056 - 2271
AR2							
440 cm (C.e.)	0,5837	1788	1474	1216	1005	832	832 - 1788
460-470 cm (C.e.)	0,5767	1767	1456	1202	993	822	822 - 1767
460-470 cm (C.e.)	0,7282	2232	1840	1518	1254	1038	1038 - 2232
AL6							
770 cm (C.e.)	1,0174	3120	2571	2122	1753	1451	1451 - 3120

Tab. A-1: AAR-Datierungen der Muschelschalen von Cerastoderma edule (C:e.), Mya arenaria (M.a.), Mytilus edulis (M.e.) und Scorbicularia plana (S.p.) der Inseln Sylt und Amrum (vgl. Kap. 3.4.2.).

Curriculum Vitae und akademischer Werdegang

Tanja Tillmann

geboren am 06.03.1981 in Frankfurt am Main

seit 03/ 2013	wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Historische Küstenforschung (NIHK) in Wilhelmshaven Referat Küsten- und Quartärgeologie
seit 11/ 2012	wissenschaftliche Mitarbeiterin an der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg/Institut für Chemie und Biologie des Meeres (ICBM) in Wilhelmshaven
02/ 2012 - 11/2012	wissenschaftliche Mitarbeiterin Goethe-Universität Frankfurt (Projektleitung eLearning „Virtueller Exkursionsführer Nordseeküste“)
seit 01/ 2009	Stipendiatin der (DBU) Deutsche Bundesstiftung Umwelt
seit 2008	Doktorandin am Institut für Physische Geographie Goethe-Universität Frankfurt am Main Arbeitsgruppe Prof. Dr. Jürgen Wunderlich

Studienabschluss:

2007	Diplom-Geographin *(Prädikat: sehr gut)* Thema der Diplomarbeit: „Physiogeographische Untersuchungen zu rezenter und zukünftiger exzessiver mariner Morphodynamik an ausgewählten Küstenabschnitten der Insel Sylt“ Nebenfächer: Geologie, Zoologie

Studium:

seit 2008	Promotionsstudium an der Goethe-Universität Frankfurt
2006	Diplom Kartierung (Geomorphologische Kartierung von Sylt)
2003	Diplom-Vorprüfung *(Prädikat: sehr gut)*
2002 – 2007	Studium „Dipl.- Geologie-Paläontologie“ (Goethe-Universität/Frankfurt)
2000 – 2007	Studium „Dipl.- Geographie“ (Goethe-Universität/Frankfurt)

Weitere Qualifikationen:

eLearning Zertifikat/ Goethe-Universität Frankfurt

Fernstudium „Tourismusmanagement“ *(Prädikat: sehr gut)*

Ausbildung und Prüfung zur staatl. geprüften Skilehrerin in Kitzbühel/ Österreich

Lehrtätigkeit (Carl von Ossietzky Universität Oldenburg):

in Zusammenarbeit mit PD. Dr. Holger Freund

WS 2012/2013 und WS 2013/2014

- Allgemeine Geowissenschaften: System Erde (Seminar, Übungen)
- Geologie und Geomorphologie der Nord- und Ostseeküste (Vorlesung, Seminar)

SS 2013/SS 2014

- Geophysikalische und geologische Untersuchungsmethoden zur Erfassung des Aufbaus einer Barriereinsel am Beispiel der Insel Spiekeroog (Geländepraktikum, Exkursion)
- Umweltwissenschaftliches Orientierungspraktikum Küste (Gelände- und Laborpraktikum)
- Geologisches Geländepraktikum Nordseeküste (Geländepraktikum, Exkursion)
- eLearning Projekt zu Mineral- und Gesteinsbestimmungsübungen (Gesteins-App)
- eLearning Projekt zum Umwelt- und Naturschutz (Umwelt-App Nordseeküste)

Gutachtertätigkeit (Reviewer)

- Sedimentology
- Journal of Coastal Research
- Geographische Rundschau
- Near Surface Geophysics

Publikationsliste:

Peer-Review:

2014

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (*2014*): Barrier spit accretion model of Southern Sylt/ German North Sea: Insights from ground-penetrating radar surveys. – *Zeitschrift für Geomorphologie,* 58(3): 137 - 161

Tillmann, T. (2014): Why is barrier spit's accretion not a simple process? Insights from GPR-surveys of Northern Amrum (North Sea/German Bight). Proceedings of the 15th International Conference on Ground Penetrating Radar, June 30 - July 4, 2014, Brussels, Belgium. [ISBN: 978-1-4799-6789-6]

Tillmann, T. (2014): Landscape development of Amrum's west coast (Southern North Sea): GPR and sedimentology. In: Lambot, S., Giannopoulos, A., Pajewski, L., André, F., Slob, E. & Craeye, C. (eds.): Proceedings of the 15th International Conference on Ground Penetrating Radar, June 30 - July 4, 2014, Brussels, Belgium. [ISBN: 978-1-4799-6789-6]

Tillmann, T. & Ziehe, D. (*in prep*): Amino acid racemization analysis (AAR) as a tool for dating Holocene barrier island spit accretion: Examples of Southern Sylt (North Sea/German Bight). - *Quaternary International*.

Tillmann, T., Surmann, K. & Cooper, J.A.G. (*accepted*): Beach ridges of the Magilligan Foreland (Northern Irland/UK): A detailed sedimentary approach. Coastline Reports.

Tillmann, T. (*accepted*): Georadar (GPR) an der Küste und auf den Nordseeinseln: Praxisleitfaden, Beispiele und Grenzen. - *Coastline Reports.*

2013

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2013): Barrier rollover and spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – *Journal of Coastal Research*, SI No. 65 (1): 600 – 605.

Tillmann, T., Ziehe. D. & Wunderlich, J. *(2013*): Holozäne Landschaftsentwicklung an der Westküste der Nordseeinsel Amrum. – *Quaternary Science Journal,* 62(2): 98 - 119. DOI 10.3285/eg.62.2.02

Tillmann, T., Folkerts, M., Frank, M. & Wunderlich, J. (2013): Hallig Hooge: Eine virtuelle Exkursion. GMW 2013 eLearning zwischen Version und Alltag, Waxmann Verlag, pp. 380 - 385. Weblink: http://web.uni-frankfurt.de/dz/neue_medien/GMW2013/papers/43_Tillmann_GMW13.pdf/http://gmw2013.de/autorenprofile/tanja-tillmann/

Tillmann T. & Wunderlich, J. (*2013*): Washover-Events im Süden der Insel Sylt. *Geo-Öko,* 34: 177-215.

Tillmann, T. (*accepted)*: Geomorphology and internal sedimentary structure of a landward migrating barrier spit (Southern Sylt/ German Bight): Insights from GPR surveys. In: Randazzo, G., Cooper, J.A.G., Jackson, D.W.T. [eds.]: Sand and gravel spits. – Springer, Coastal Research Library.

2011

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011): Facies and Development of a Holocene Barrier Spit (Southern Sylt/ German North Sea). - *Proceedings of the 6th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar* (IWAGPR 2011 June 22–24, 2011, Aachen, Germany): pp. 188 - 194. (ISBN: 978-1-4577-0333-7) Weblink: http://ieeexplore.ieee.org/xpl/freeabs_all.jsp?arnumber=5963874

Sonstige Publikationen:

2014

Tillmann, T. (2014): Sea level induced landscape development of a barrier island coastline (Amrum/North Sea). *EGU Geophysical Research Abstracts* Vol. 16: 1898.

Tillmann, T. & Ziehe, D. (2014): Amino acid racemization analysis (AAR) as a successful tool for dating Holocene coastal sediments: Stratigraphy of a barrier island spit (Southern Sylt/North Sea). *EGU Geophysical Research Abstracts* Vol. 16: 45.

Tillmann, T. & Ziehe, D. (2014): Aminostratigraphy of a Holocene barrier island (Sylt/Southern North Sea). In: Koinig, K.A., Starnberger, R., Spötl, C. (Hrsg.): DEUQUA 2014, 37. Hauptversammlung der deutschen Quartärvereinigung Innsbruck 2014, 24. - 29. September, Abstractband: p. 138. [ISBN 978-3-902936-50-9]

Tillmann, T. (2014): Ground Penetrating Radar (GPR) im Küstenbereich: Beispiele der Nord- und Ostfriesischen Inseln. In: Röhling, H.-G. & Zulauf, G. (Hrsg.): GeoFrankfurt2014 – Dynamik des Systems Erde / Earth Systems Dynamics, Abstract Volume, Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften e.V., Heft 85 (2014), 644 pp, Hannover. [ISBN: 978-3-510-49234-2]

Tillmann, T. & Ziehe, D. (2014): Aminostratigraphy of a Holocene barrier island spit (Sylt/North Sea). In: Röhling, H.-G. & Zulauf, G. (Hrsg.): GeoFrankfurt2014 – Dynamik des Systems Erde / Earth Systems Dynamics, Abstract Volume, Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften e.V., Heft 85 (2014), 644 pp, Hannover. [ISBN: 978-3-510-49234-2]

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2014): Holocene landscape development in front of the west coast of Amrum (North Sea/German Bight): Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. In: Röhling, H.-G. & Zulauf, G. (Hrsg.): GeoFrankfurt2014 – Dynamik des Systems Erde / Earth Systems Dynamics, Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften e.V., Heft 85 (2014), 644 pp, Hannover. [ISBN: 978-3-510-49234-2]

Tillmann, T. (*in press*): Sturmflut-Events und Washover-Prozesse: Spurensuche auf den Nord- und Ostfriesischen Inseln. *Coastline Reports*.

Tillmann, T. (*in press*): How to detect a fossil Holocene barrier spit system (Puan Klent/Southern Sylt) by using geophysical methods? – *Coastline Report*s.

Tillmann, T. (*in press*): Archäologische Prospektion historischer Grabstätten auf dem Ehrenfriedhof in Wilhelmshaven (Niedersachsen). - *Nachrichten des Marschenrates zur Förderung des Forschung im Küstengebiet der Nordsee.*

2012

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Holocene landscape development in front of the west coast of Amrum (North Sea/ German Bight): Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – *Bayreuther Forum Ökologie*, Vol. 117: 135 – 136. [ISSN 0944-4122]

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2013): Brauchen wir virtuelle Welten in den Geowissenschaften? Evaluation zum Potential eines „Virtuellen Exkursionsführers der Nordseeküste". – *Mainzer Geographische Studien*, 55: 29 – 41

Tillmann, T., Folkerts, M., Frank, M. & Wunderlich, J. (2013): Konzept einer virtuellen Exkursion auf die Hallig Hooge. – *Mainzer Geographische Studien*, 55: 43 - 58.

2011

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Ground-penetrating radar in coastal environments: Examples from the islands Sylt and Amrum. – *Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung*, 44: 60 – 76.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011): Genese eines Strandhakens am Beispiel der Hörnum-Odde (Süd-Sylt): Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes durch die Kombination von geophysikalischen und sedimentologischen Methoden. In: Karius, V., Hadler, H., Deicke, M., Von Eynatten, H., Brückner, H., Vött, A. [eds.]: Dynamische Küsten – Grundlagen, Zusammenhänge und Auswirkungen im Spiegel angewandter Küstenforschung. – *Coastline Reports* 17: pp. 177 – 190. ISSN 0928-2734, ISBN 978-3-939206-00-2/ Weblinks: http://www.eucc-d.de/coastline-reports-17-2011.html sowie http://databases.eucc-d.de/plugins/documents/index.php?show=1096&listid=206056

Monographien:

Tillmann, T. (2011): DBU-Abschlussbericht zum Promotionsstipendium 2011, (unveröff.),63 S.

Tillmann, T. (2010): DBU-Jahresbericht zum Promotionsstipendium 2010, (unveröff.), 49 S.

Tillmann, T. (2009): DBU-Jahresbericht zum Promotionsstipendium 2009, (unveröff.), 42 S.

Tillmann, T. (2007): Physiogeographische Untersuchungen zu rezenter und zukünftiger exzessiver mariner Morphodynamik an ausgewählten Küstenabschnitten der Insel Sylt. – Dipl. Arbeit, Universität Frankfurt/M. (unveröff.),124 S.

Tillmann, T. (2006): Erläuterungen zur Diplomkartierung Sylt 1:25 000: Geologisch-geomorphologische Kartierung der Insel Sylt: Naturraumkarte, Küstenschutzkarte, Erosions- und Sedimentationskarte. – Dipl. Kartierung, Universität Frankfurt/M. (unveröff.),48 S.

Gastvorträge (Invited Talks):

2014

Tillmann, T. (2014): Amino acid racemization analysis (AAR) as a successful tool for dating Holocene barrier islands. – Vortrag im Research Seminar im Environmental Sciences Research Institute an der University of Ulster/ Northern Ireland/UK, 19.02.14. Auf Einladung von Prof. Dr. Andrew Cooper (University of Ulster/Coastal Systems Research Group).

Tillmann, T. (2014): Ground-penetrating radar (GPR) im Küstenbereich: Beispiele der Nordseeinseln Sylt und Amrum. – Vortrag im Forschungsseminar Geophysik der CAU Universität Kiel. Auf Einladung von Prof. Dr. Wolfgang Rabbel (Angewandte Geophysik/ Universität Kiel).

2013

Tillmann, T. (2013): Ground-penetrating radar (GPR) in coastal environments: An overview. – Vortrag im Research Seminar im Environmental Sciences Research Institute an der University of Ulster/ Northern Ireland/UK, 15.04.13. Auf Einladung von Prof. Dr. Andrew Cooper (University of Ulster/ Coastal Systems Research Group).

2011

Tillmann, T. (2011): Georadar im Küstenbereich: Barriereinseln, Washover und Nehrungshaken. – Seminar zur Sedimentologie und Umweltgeologie (Universität Göttingen), 05.07.11, Vortrag. Auf Einladung von Prof. Dr. Hilmar von Eynatten (Universität Göttingen/ Sedimentologie)

Tillmann, T. (2011): Sturmfluten, Geologie und Küstenschutz von Sylt. – Regionalgeologische Geländeübungen/ Exkursion Hallig Hooge 30.07.11 – 06.08.11/ Universität Göttingen/ Abt. Sedimentologie und Umweltgeologie, Vortrag. Auf Einladung von Prof. Dr. Hilmar von Eynatten und Dr. Matthias Deicke (Universität Göttingen/ Sedimentologie).

Vorträge auf Tagungen und Symposien/ Abstracts:

2014

Tillmann, T. (2014): Why is barrier spit's accretion not a simple process? Insights from GPR-surveys of Northern Amrum (North Sea/German Bight). – 15th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR 2014), June 30 - July 4, 2014, Brussels, Talk.

Tillmann, T. & Ziehe, D. (2014): Amino acid racemization analysis (AAR) as a successful tool for dating Holocene coastal sediments: Stratigraphy of a barrier island spit (Southern Sylt/North Sea). - European Geosciences Union General Assembly (EGU) 2014, Vienna, Austria, 27 April – 02 May 2014, Talk.

2013

Tillmann, T. & Ziehe, D. (2013): Amino acid racemization analysis (AAR) as a successful tool for dating Holocene barrier island spit accretion: Examples of Southern Sylt (North Sea/German Bight). – INQUA Early Career Researcher inter-congress meeting (ECR), December 2nd - 6th, 2013, Wollongong University, Australia, Talk.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2013): Geomorphological development and sedimentary architecture of two barrier islands (Sylt and Amrum/German North Sea): Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – 8th International Conference on Geomorphology, August 27th to 31st, 2013, Paris, Talk.

Tillmann, T., Ziehe, D. & Wunderlich, J. (2013): Geomorphologische Irrtümer über die Entwicklung von Nehrungshaken: Warum ist die einfache Kliff-Haken-Theorie nicht mehr zeitgemäß? – Jahrestagung des AK Geomorphologie, 07.10.13 – 09.10.13 in Eichstätt, Vortrag.

Tillmann, T. (2013): GPR im Küstenbereich: Beispiele der Nordseeinseln Sylt und Amrum. – DGG/BGR Seminar „Oberflächennahe Erkundung/Workshop Geomodellierung", 09.10.13 – 11.10.13, Neustadt/Weistraße.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2013): Barrier spit accretion and barrier rollover due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – 12th International Coastal Symposium, Plymouth (UK), 08.04.13 – 12.04.13, Talk.

Tillmann, T., Ziehe, D. & Wunderlich, J. (2013): Postglaziale Entwicklung der Nordseeinsel Amrum. – 31. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten (AMK) in Köln, 18.04.13 – 20.04.13, Vortrag.

Tillmann T. (2013): Das Potential des Georadars (GPR) in der Anwendung archäologischer und küstenmorphologischer Untersuchungen. – Kolloquium des Niedersächsischen Institutes für historische Küstenforschung (NIhK) in Wilhelmshaven, 15.05.13, Vortrag.

2012

Tillmann, T., Ziehe, D. & Wunderlich, J. (2012): Barrier island rollover, spit accretion and sandbar migration: Sedimentary models of Sylt and Amrum (North Sea/German Bight). – Third joint IGCP 588-Conference/INQUA 1001 meeting „Preparing for Coastal Change", 04.09 – 10.09.12., Kiel, Germany. Weblink: http://www.coastal-change.org/meetings-2/meetings-archive-2/3rd-meeting-germany

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Barrier rollover and barrier spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – 32nd International Geographical Congress (IGC), 26.08.12 – 30.08.12, Cologne, Talk.

Tillmann, T. & Wunderlich J. (2012): Barrier island rollover, spit accretion and sandbar migration: Sedimentary models of Amrum and Southern Sylt (North Sea/ German Bight). – International Conference of the Geologische Vereinigung and Sediment 2013, 23.09.12 – 28.09.12, Hamburg, Abstract.

Tillmann, T., Ziehe, D. & Wunderlich, J. (2012): Geologische Modelle der Inseln Sylt und Amrum: Methodenkombination aus Georadarmessungen, Aminosäure-Racemisierung und sedimentologischen Analysen. – 30. Jubiläums-Jahrestagung des Arbeitskreis Geographie der Meere und Küsten (AMK) in Mainz, 26.04.12 – 29.04.12, Vortrag.

Tillmann, T. (2012): eLearning Projekt „Virtueller Exkursionsführer der Nordseeküste". – Forschungsseminar am IPG, Goethe-Universität Frankfurt am Main (SS. 2012), Vortrag.

Tillmann, T. (2012): Geomorphologische Modelle der Nordseeinseln Amrum und Sylt: Methodenkombination aus GPR, AAR und sedimentologischen Laboranalysen. – Forschungsseminar am IPG, Goethe-Universität Frankfurt am Main (SS. 2012), Vortrag.

2011

Tillmann, T. (2011): Vom Radargramm zum geologischen Modell. – Arbeitstreffen des Georadarforums, Universität Gießen 19.12.11, Vortrag.

Tillmann, T. (2011): Barrier spit accretion model of Southern Sylt/ German North Sea: Insights from ground-penetrating radar surveys and borehole data. – Jade bay Symposium 2011, 06.10.11 – 07.10.11 Wilhelmshaven, Talk.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011): Facies and Development of a Holocene Barrier Spit (Southern Sylt/ German North Sea). - IWAGPR 2011 6th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar, June 22–24, 2011, Aachen, Germany, Talk. (Weblink: https://www.congressa.de/IWAGPR-Workshop-2011/files/iwagpr2011_final_technical_program_online_1.pdf)

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011): Interne sedimentäre Struktur von Barriereinseln, Nehrungshaken und Außensänden am Beispiel der Nordseeinseln Sylt und Amrum: Methodenkombination aus Ground-penetrating Radar (GPR), Bohrungen und sedimentologischen Analysen. – 37. Jahrestagung des AK Geomorphologie: Geomorphologische Systeme und Klimasignale (28.09.11 – 01.10.11), Leipzig, Vortrag.

Tillmann, T. (2011): Washover-Prozesse, Barriereinseln und Außensände: Eine geophysikalisch-sedimentologische Methodenkombination im Bereich der Nordseeküste. – 107. Stipendiatenseminar der Deutschen Bundesstiftung Umwelt (DBU) in Bad Bederkesa/ Niedersachsen, 29.08.11 – 02.09.11.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011): Aufbau und Genese eines Strandhakens am Beispiel der Hörnum-Odde (Süd-Sylt). Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes durch die Kombination von geophysikalischen und sedimentologischen Methoden. - 29. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten (28.04.11 - 30.04.11), Bremen, Vortrag.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011): Das Potential des Georadars in der Anwendung küstenmorphologischer Untersuchungen am Beispiel der Nordseeinseln Sylt und Amrum. - 71. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (20.02. – 25.02.11), Köln, Vortrag Abstract, Tagungsband S.159.

2010

Tillmann, T., Wunderlich, J. (2010):Genese zweier Nehrungshaken der Nordseeinseln Sylt und Amrum unter Anwendung von geophysikalischen und sedimentologischen Analysen. – Jahrestagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie (06.-09. Oktober 2010), Schmitten/ Taunus, Abstract Tagungsband S. 51, Vortrag.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2010): Georadarmessungen auf den Inseln Sylt und Amrum: Radarfazies und Radarstratigraphie zweier Nehrungshaken. - 28. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten" (22.04.10 – 25.04.10 Hallig Hooge). – Abstract Tagungsband S. 31, Vortrag. (Weblink: http://www.sediment.uni-goettingen.de/amk2010/AMK2010-Programm.pdf)

Tillmann, T. (2010): Der Einfluss von Washover-Events bei der geomorphologischen Genese von Nehrungshaken am Beispiel von Süd-Sylt und Nord-Amrum: Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes durch die Kombination von geophysikalischen und sedimentologischen Methoden. – 102. Stipendiatenseminar der Deutschen Bundesstiftung Umwelt in Ostritz/St. Marienthal, 13.12.10 – 17.12.10, Vortrag.

Tillmann, T. (2010): Georadarmessungen (GPR) und Test zur Lawinenortung: praktische Anwendung des GPR in der Schneestratigraphie. Forschungsseminar am IPG, Goethe Universität Frankfurt am Main (SS 2010), Vortrag.

Tillmann, T. (2010): Ground penetrating radar facies and stratigraphy of two barrier spits at southern Sylt and northern Amrum. Forschungsseminar am IPG, Goethe Universität Frankfurt am Main (SS 2010), Vortrag.

2009

Tillmann, T. (2009): Einsatz des Georadars im Küstenbereich: Radarfazies und Radarstratigraphie am Beispiel der Insel Sylt, Forschungsseminar am IPG, Goethe Universität Frankfurt am Main (SS 2009), Vortrag.

Tillmann, T. (2009): Georadarmessungen auf der Nordseeinsel Amrum, 26.11.10 Georadarforum in Aachen, Vortrag.

Tillmann, T. (2009): GPR im Küstenbereich: Radarfazies und Radarstratigraphie am Beispiel der Nordseeinseln Sylt und Amrum, Geophysikalischen Seminar der Goethe-Universität Frankfurt (WS 2009/2010)

Tillmann, T. (2009): Washover Sedimente und Overwash Prozesse auf der Nordseeinsel Sylt. – 94. Stipendiatenseminar der Deutschen Bundesstiftung Umwelt (DBU) in Papenburg, 31.08.09 – 04.09.09, Vortrag.

2008

Tillmann, T. (2008): Overwash Prozesse auf den Inseln der Nordsee, Forschungsseminar am IPG, Goethe Universität Frankfurt am Main (WS 2008/2009), Vortrag.

Poster und Posterpräsentationen auf Tagungen und Symposien:

2014

Tillmann, T. (2014): Landscape development of Amrum's west coast (Southern North Sea): GPR and sedimentology. – 15th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR 2014), June 30 - July 4, 2014, Brussels, Poster.

Tillmann, T. (2014): Sea level induced landscape development of a barrier island coastline (Amrum/North Sea). - European Geosciences Union General Assembly 2014, Vienna, Austria, 27.04-02.05.14

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2014): Holocene landscape development in front of the west coast of Amrum (North Sea/German Bight): Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – Jahrestagung des AK Geoarchäologie und der AG Paläopedologie, 29. - 31. Mai 2014 in Aachen, Poster.

Tillmann, T., Ziehe, D. & Wunderlich, J. (2014): Aminostratigraphy of a Holocene barrier island spit (Sylt/ North Sea). – 32. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten, 03.04.-06.04.14, Wilhelmshaven, Poster.

2013

Tillmann, T., Ziehe, D. & Wunderlich, J. (2013): Amino acid racemization analysis (AAR) as a successful tool for dating Holocene barrier island spit accretion: Examples of Southern Sylt (North Sea/German Bight). – 8th International Conference on Geomorphology, August 27th to 31st, 2013, Paris, Poster.

Tillmann, T., Ziehe, D. & Wunderlich, J. (2013): Amino acid racemization analysis (AAR) as a successful tool for dating Holocene coastal sediments. – Jahrestagung des AK Geomorphologie, 07.10.13 – 09.10.13 in Eichstätt, Poster.

Tillmann, T. (2013): Geophysikalische Prospektion in der Archäologie: Methodenvergleich von Geomagnetik, Geoelektrik und Georadar. –Tag der offenen Tür am Niedersächsischen Institut für historische Küstenforschung (NIhK) in Wilhelmshaven, 09.06.13, Poster.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2013): Rezente Washover-Events im Süden der Insel Sylt. – 31. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten (AMK) in Köln, 18.04.13 – 20.04.13, Poster.

Tillmann, T., Folkerts, M., Frank, M. & Wunderlich, J. (2013): Hallig Hooge: Eine virtuelle Exkursion – Welches Potential bietet das Web 2.0 in den Geowissenschaften? – 31. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten (AMK) in Köln, 18.04.13 – 20.04.13, Poster.

Tillmann, T. (2013): Welches Potential bietet das Georadar (GPR) als Methode zur Ortung von Lawinenopfern? – Jahrestagung des AK Naturgefahr am 04.02.13 in Hamburg, Poster.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2013): Rezente und historische Washover-Events im Süden der Insel Sylt. – Jahrestagung des AK Naturgefahr am 04.02.13 in Hamburg, Poster.

2012

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): eLearning Projekt "Virtueller Exkursionsführer von Nordfriesland und den Halligen". Welches Potential bietet das Web 2.0 in den Geowissenschaften? – eLearning-Netzwerktag der Goethe-Universität Frankfurt, 05.12.12, Frankfurt, Poster.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Holocene landscape development in front of the west coast of Amrum (North Sea/ German Bight): Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – 36. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung DEUQUA: Umwelt, Mensch, Georisiken im Quartär, 16.09.12 - 20.09.12, Bayreuth, Poster.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Virtuell auf Exkursion mit dem Goethe-Uni-Geo-Podcast: Welches Potential bietet das Web 2.0 in den Geowissenschaften? – Jahrestagung des AK Geomorphologie, 11.10.12 - 13.10.12 in Freising, Poster.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Coastal onlap and landward migration of a Holocene barrier sandbar (Amrum Kniepsand/ German North Sea): Investigated through an integrated approach of using GPR and sedimentological data. – 32nd International Geographical Congress (IGC), 26.08.12 – 30.08.12, Cologne, Poster.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Coastal onlap, migration and internal structure of a Holocene barrier sandbar (Amrum Kniepsand/ German North Sea): Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – 30. Jubiläums-Jahrestagung des Arbeitskreis Geographie der Meere und Küsten (AMK) in Mainz, 26.04.12 – 29.04.12, Poster.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Virtuell auf Exkursion mit dem Goethe-Uni-Geo-Podcast: Welches Potential bietet das Web 2.0 in den Geowissenschaften? – Jahrestagung 2012 des AK Geomorphologie, 11. - 13. Oktober in Freising, Poster.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Brauchen wir virtuelle Welten in den Geowissenschaften? Projektskizze eines „Virtuellen Exkursionsführers der Nordseeküste". – 30. Jubiläums-Jahrestagung des Arbeitskreis Geographie der Meere und Küsten (AMK) in Mainz, 26.04.12 – 29.04.12, Poster.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Coastal onlap and internal structure of a Holocene barrier sandbar (Amrum Kniepsand/ German North Sea): Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – 72. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 5.- 8. März 2012 in Hamburg, Abstract Tagungsband S. 162, [ISSN 0344-7251], Poster. Weblink: http://www.dgg-2012.de/index.php?id=563

2011

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011): Facies, development and sedimentary architecture of a prograding Holocene barrier spit (Southern Sylt) investigated by using GPR and sedimentological data. – Jade bay Symposium 2011, 06.10.11 – 07.10.11 Wilhelmshaven, Poster.

Tillmann, T. (2011): Virtueller Exkursionsführer der Nordsee: Konzept einer E-learning Einheit in den Geowissenschaften. – 37. Jahrestagung des AK Geomorphologie: Geomorphologische Systeme und Klimasignale (28.09.11 – 01.10.11), Leipzig, Poster.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011): Sedimentary architecture and facies of a prograding Holocene barrier spit-end (Southern Sylt): Insights from GPR and sedimentological data. – 37. Jahrestagung des AK Geomorphologie: Geomorphologische Systeme und Klimasignale (28.09.11 – 01.10.11), Leipzig, Poster.

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011): Development of two prograding Holocene barrier spits (North Amrum/ South Sylt) investigated by using Ground-penetrating radar (GPR) and sedimentological data. - 29. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten (28.04.11 - 30.04.11), Bremen, Poster.

Tillmann, T. (2011): Die „Virtuelle Exkursion" als E-learning Einheit in den Geowissenschaften: Konzept eines virtuellen Exkursionsführers der Nordfriesischen Inseln. - 29. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten (28.04.11 - 30.04.11), Bremen, Poster.

Tillmann, T., Junge, A. & Kiesow, U. (2011): Geophysikalische Prospektion einer „Villa rustica" bei Morschheim durch den kombinierten Einsatz von Geomagnetik, Geoelektrik und Georadar. - 71. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (20.02. – 25.02.11), Köln, Poster Abstract, Tagungsband S. 4. (Weblink: http://www.geomet.uni-koeln.de/fileadmin/DGG2011/abstract_volume_2011-02-04.pdf)

2010

Tillmann, T., Wunderlich, J. (2010): Entwicklung und Dynamik von Nehrungshaken –Kombination von Georadarmessungen und sedimentologischen Analysen auf den Nordseeinseln Sylt und Amrum. – GeoDarmstadt 2010 (10.- 13. Oktober 2010), Darmstadt. - In: Hoppe, A., Röhling, G. & Schüth, C. [Hrsg.] GeoDarmstadt - Geoscience secure the future - Abstracs of Lectures & Posters, Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften , Heft 68, S. 556. (ISBN 978-3-510-49219-0).

Tillmann, T., Wunderlich, J. (2010): Radarstratigraphie und Radarfazies zweier Nehrungshaken: Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes von Nord-Amrum und Süd-Sylt durch die Kombination von geophysikalischen und sedimentologischen Methoden. - Jahrestagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie (06.-09. Oktober 2010), Schmitten/ Taunus, Abstract Tagungsband S. 52, Poster.

Tillmann, T. (2010): Georadarmessungen (Ground Penetrating Radar) und Test zur Ortung von Lawinenopfern: Jahrestagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie (06.-09. Oktober 2010), Schmitten/ Taunus, Abstract Tagungsband S.50, Poster.

Tillmann, T., Junge, A. & Kiesow, U. (2010): Geoarchäologische Prospektion einer „Villa Rustica“ bei Morschheim durch den kombinierten Einsatz von Geomagnetik, Geoelektrik und Georadar. – Gemeinsame Jahrestagung des AK Geoarchäologie und AG Paläopedologie, Frankfurt am Main, 13.05.-16.05.10, Poster.

Tillmann, T., Wunderlich, J. (2010): Radarstratigraphie und Radarfazies zweier Nehrungshaken: Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes von Nord-Amrum und Süd-Sylt durch den Einsatz des Ground Penetrating Radar (GPR). – In: Tomas, S., Szurlies, M. & Mutti, M. [Hrsg.]: Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften - 25th Sediment Meeting Potsdam,Germany,June 25-27. 2010, S.84 (ISBN 978-3-510-49215-2)/ Weblinks:http://www.schweizerbart.de/publications/detail/artno/171907200 sowie http://www.dgg.de/cms/upload/pdf2010/Contents-SDGG_72.pdf

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2010): Georadarmessungen auf Sylt und Amrum: Radarstratigraphie zweier Nehrungshaken. – 70. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 15.-18. März 2010, Bochum, Abstract Tagungsband S. 101, Poster. (Weblink: http://www.dgg2010.ruhr-uni-bochum.de/tagungsband)

Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2010): Georadarmessungen auf den Inseln Sylt und Amrum: Radarfazies und Radarstratigraphie zweier Nehrungshaken. - 28. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“ (22.04.10 – 25.04.10 Hallig Hooge). – Abstract Tagungsband S. 31.

Tillmann, T., Küppermann, N. & Wunderlich, J. (2010): Georadarmessungen auf Amrum. – 28. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“ (22.04.10 – 25.04.10 Hallig Hooge), Abstract Tagungsband S.15, Poster.

Betreute Diplom-, Master-, und Bachelorarbeiten (fachliche Co-Betreuung):

Surmann, K.: The Late Holocene Development of the Magilligan Foreland, Northern Ireland: Insights from GPR-surveys and sedimentological data (Bachelorarbeit, unveröff.)

Folkerts, M.: Konzeptentwicklung einer virtuellen Exkursion auf Hallig Hooge: Standorte zum Thema Sturmfluten und Küstenschutz. (Bachelorarbeit, unveröff.)

Frank, M.: Konzeptentwicklung einer virtuellen Exkursion auf Hallig Hooge: Standorte zum Thema Umwelt- und Naturschutz. (Bachelorarbeit, unveröff.)

Sertdere, H.: Sedimentologische Analysen zur Validierung von Georadarmessungen auf der Insel Sylt. (Bachelorarbeit, unveröff.)

Glöckner, M.: Anwendung des Georadars für sedimentologische Fragestellungen am Beispiel der Südspitze Sylts. (Bachelorarbeit, unveröff.)

Küppermann, N.: Untersuchungen zur Genese der Insel Amrum durch Erfassung des oberflächennahen Untergrundes mittels Ground Penetrating Radar. (Diplomarbeit, unveröff.)

Jukic, I. & Küppermann, N.: Diplomkartierung Hörnum Steintal/ Insel Sylt. (unveröff.)

Organisation wissenschaftlicher Veranstaltungen:

32. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten, 03.04.14 - 06.04.14, Wilhelmshaven (Organisation zusammen mit Dr. Friederike Bungenstock und PD Dr. Holger Freund)

Stipendien, Preise, Auszeichnungen, eingeworbene Drittmittel:

Deutschen Bundesstiftung Umwelt (DBU)	Promotionsstipendium
DAAD Stipendium	Kongress- und Vortragsreise/ 12. International Coastal Symposium in Plymouth/UK
INQUA Travel Award	Reisestipendium INQUA ECR Wollongong /Australien
eLearning Förderfond Goethe-Universität Frankfurt	Projektantrag zusammen mit Prof. Dr. J. Wunderlich: „Virtueller Exkursionsführer Nordseeküste“
FAZIT-Stiftung	Stipendium zur Durchführung eines Forschungsaufenthaltes
GEOPRAX-Förderpreis, 2009	Preis
Deutsche Bundesstiftung Umwelt (DBU)	Tagungskostenzuschuss
Deutsche Geophysikalische Gesellschaft /DGG	Tagungskostenzuschuss
Geologische Vereinigung (GV)	Tagungskostenzuschuss
Arbeitskreis für Geomorphologie	Tagungsstipendium
Herman Willkomm Stiftung	Tagungskostenzuschuss und Projektmittel
Gleichstellungsfond der Goethe-Universität (FB 11)	Tagungskostenzuschuss
Freunde und Förderer der Goethe Universität	Tagungskostenzuschuss und Projektmittel

Tagungsteilnahmen:

- 15th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR 2014), June 30 - July 4, 2014, Brussels
- European Geosciences Union General (EGU) Assembly 2014, Vienna, Austria, 27.04 - 02.5.14
- 32. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten (AMK), 03.04.- 06.04.14, Wilhelmshaven
- 8th International Conference on Geomorphology, August 27th to 31st, 2013, Paris.
- 12th International Coastal Symposium, Plymouth (UK), 08.04.13 - 12.04.13.
- DGG/BGR Seminar Oberflächennahe Erkundung/Workshop Geomodellierung, 09.10.-11.10.13, Neustadt/Weinstraße.
- Jahrestagung des AK Geomorphologie „Prozess-Response-Systeme in der Geomorphologie“, 07.10.13 - 09.10.13, Eichstätt.
- 31. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten (AMK) in Köln, 18.04.13 - 20.04.13.
- Jahrestagung des Arbeitskreises Naturgefahren/Naturrisiken der Deutschen Gesellschaft für Geographie, 03.02.13 - 04.02.13 in Hamburg.
- eLearning-Netzwerktag der Goethe-Universität, 05.12.12, Frankfurt am Main
- Third joint IGCP 588-Conference/INQUA 1001 meeting „Preparing for Coastal Change“, 04.09 - 10.09.12., Kiel, Germany.
- 32nd International Geographical Congress (IGC), 26.08.12 - 30.08.12, Cologne.
- 36. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung DEUQUA: Umwelt, Mensch, Georisiken im Quartär, 16.09.12 - 20.09.12, Bayreuth.

- Woche der Umwelt 2012, 5. - 6. Juni 2012, Schloss Belllevue, Berlin
- 30. Jubiläums-Jahrestagung des Arbeitskreis Geographie der Meere und Küsten (AMK) in Mainz, 26.04.12 - 29.04.12
- 72. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG), 5. – 8. März 2012 in Hamburg.
- 6th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR 2011), June 22–24, 2011, Aachen, Germany
- Jade bay Symposium 2011, 06.10.11 - 07.10.11 in Wilhelmshaven
- 37. Jahrestagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie: Geomorphologische Systeme und Klimasignale (28.09.11 - 01.10.11), Leipzig
- 107. Stipendiatenseminar der Deutschen Bundesstiftung Umwelt (DBU) in Bad Bederkesa/ Niedersachsen, 29.08.11 - 02.09.11.
- 29. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten (AMK), 28.- 30. April 2011, Bremen.
- 71. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 20.-25.Februar 2011, Köln.
- 102. Stipendiatenseminar der Deutschen Bundesstiftung Umwelt (DBU) 13.12.10 -17.12.10, St. Marienthal, Ostritz.
- KLIMA 2010 Internationale Online-Klimakonferenz „Klimawandel und das Nachhaltige Management von Wasserressourcen“ 01.11.10 - 07.11.10.
- Deutscher Umweltpreis 2010, Verleihung des 18. Deutschen Umweltpreises, 31.Oktober 2010, Bremen.
- GeoDarmstadt 2010 (10. - 13. Oktober 2010), Darmstadt.
- Jahrestagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie (06. - 09. Oktober 2010), Schmitten.
- Sediment 2010 (25. - 27. Juni 2010), Potsdam.
- Tagung des AK Geoarchäologie und AG Paläopedologie, 13. - 16. Mai 2010 Frankfurt a. M.
- 28. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten (AMK), 22. - 25. April 2010, Hallig Hooge.
- 70. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG), 15. - 18. März 2010, Bochum.
- Deutscher Umweltpreis 2009, Verleihung des 17. Deutschen Umweltpreises, 25. Oktober 2009, Augsburg.
- CLIMATE 2009 Internationale Online-Klimakonferenz, 02.11.09 - 06.11.09.
- 94. Stipendiatenseminar der Deutschen Bundesstiftung Umwelt (DBU) 31.08.09 - 04.09.09, Papenburg/Niedersachsen.
- 27. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten (AMK), 24. - 26. April 2009, Kiel.

Mitgliedschaften:

- Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften
- Geologische Vereinigung e. V. (GV)/ Sektion Sedimentology
- Deutsche Geophysikalische Gesellschaft (DGG)
- IGCP 588 „Preparing for Coastal Change“
- Arbeitskreis Meere und Küsten (AMK)
- Deutscher Arbeitskreis für Geomorphologie
- Frankfurter Geographische Gesellschaft (FGG)
- Arbeitskreis Naturgefahren
- Georadarforum

E R K L Ä R U N G

Ich erkläre hiermit, dass ich mich bisher keiner Doktorprüfung unterzogen habe.

Frankfurt am Main, den..... .....
(Unterschrift)

Eidesstattliche Versicherung

Ich erkläre hiermit an Eides Statt, dass ich die vorgelegte Dissertation über

Untersuchungen zu Aufbau, Stratigraphie und Genese von Nehrungshaken

am Beispiel der Nordseeinseln Sylt und Amrum:

Eine Methodenkombination aus Georadar und sedimentologischen Analysen

selbständig angefertigt und mich anderer Hilfsmittel als der in ihr angegebenen nicht bedient habe, insbesondere, dass alle Entlehnungen aus anderen Schriften mit Angabe der betreffenden Schrift gekennzeichnet sind.

Ich versichere, nicht die Hilfe einer kommerziellen Promotionsvermittlung in Anspruch genommen zu haben

Frankfurt am Main, den..... .....
(Unterschrift)