



Genese eines Strandhakens am Beispiel der Hörnum-Odde (Süd-Sylt) – Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes durch die Kombination von geophysikalischen und sedimentologischen Methoden

Tanja Tillmann & Jürgen Wunderlich

Goethe-Universität Frankfurt a. M., Fachbereich Geowissenschaften/Geographie,
Institut für Physische Geographie

Abstract

The aim of this ongoing study is the detection and interpretation of shallow subsurface structures on the German North Sea islands Sylt and Amrum using geophysical and sedimentological data. The main focus of the investigation lies on the reconstruction and comparison of the geological development of the southern barrier spit of Sylt, and the northern part of Amrum during the Holocene. The sedimentary structure and architecture of these island spit systems were investigated through an integrated approach using ground-penetrating radar (GPR) and sedimentological analyses of shallow sediment cores.

GPR data allow high resolution investigation of the shallow subsurface underground. A geophysical Survey Systems Inc. radar system, SIR-2000 coupled with a 100 MHz, 200 MHz and 400 MHz antenna, was used. Maximum penetration depths to 350 ns TWT which correspond to approximate depths of 15 m were reached. GPR surveys were orientated in 2D and 3D survey geometries with individual profile lengths between 30 m and 5 km. The topographic data of the GPR transects were collected by dGPS (Ashtech ProMark II and Topcon GPS G3). The software ReflexWin from Sandmeier Scientific Software was used for editing and processing the GPR data. Different standard processing steps were chosen to increase the signal-to-noise ratio and to improve resolution.

Up till now, a total of 38 km GPR transects have been collected on the islands of Sylt and Amrum. To link GPR results with sedimentological data, 7 vibracores that reach a maximum depth of 8 m below the surface were drilled at selected positions along the radar profiles. The combination of cores and high-resolution GPR data allows a detailed facies analysis and provides insights into the complicated sedimentary architecture as well as leads to new theories about the development of both barrier island spits. The comprehensive understanding of barrier island geomorphology is essential for an assessment of the effects of rising sea level associated with global warming.

1 Einleitung und Ziele

Im Rahmen des Projektes „*overwash* Prozesse auf Nordseeinseln“ werden geologische und küstenmorphologische Strukturen im Rahmen einer Bestandsaufnahme auf den Inseln Sylt und Amrum durch die Kombination von Georadardaten und sedimentologischen Daten identifiziert, voneinander abgegrenzt und klassifiziert. Ziel ist es, den oberflächennahen Untergrund detailliert zu erfassen und auf dieser Grundlage ein prozessorientiertes Modell der geomorphologischen Entwicklung von Nehrungshaken und Barriereinseln im Bereich der Nordsee unter besonderer Berücksichtigung der *overwash*-Dynamik zu generieren. Dabei wird ein Vergleich der Entstehung des südlichen Sylter Nehrungshakens mit der Nordspitze der Insel Amrum angestellt.

Die Kombination von Georadardaten und sedimentologischen Daten ermöglicht eine hochauflösende Stratigraphie des oberflächennahen Untergrundes der Inseln. Bis zum jetzigen Zeitpunkt wurden 7 Bohrungen abgeteuft und Georadarprofile mit einer Gesamtlänge von 38 km aufgenommen. Durch die Definition von Radarfaziesmustern werden einzelne Sedimentstrukturen voneinander abgegrenzt und anhand der Methode der Radarstratigraphie in Sedimentationsräume eingeteilt, die in

Kombination mit gezielt durchgeführten Bohrungen und sedimentologischen Laboranalysen eine Interpretation und Theorie zur geologischen Entwicklung der Inseln von Sylt und Amrum erlauben. Im Folgenden werden ausschließlich Ergebnisse der Geländeuntersuchungen im Süden der Insel Sylt präsentiert.

2 Untersuchungsgebiet

Die Inseln Sylt und Amrum in der südlichen Nordsee (Deutsche Bucht) sind als westliche Außengrenzen des Wattenmeeres der Küste Schleswig-Holstein vorgelagert und gehören zu den Nordfriesischen Geestkerninseln. Sylt ist mit seiner Nord-Süd-Erstreckung von knapp 40 km und einer Fläche von 99 km² die größte deutsche Nordseeinsel (Kelletat 1992). Die südlich von Sylt gelegene und durch das Hörnum- und Vortrapp-Tief getrennte Insel Amrum ist mit 10 km Länge und 20 km² Fläche deutlich kleiner.

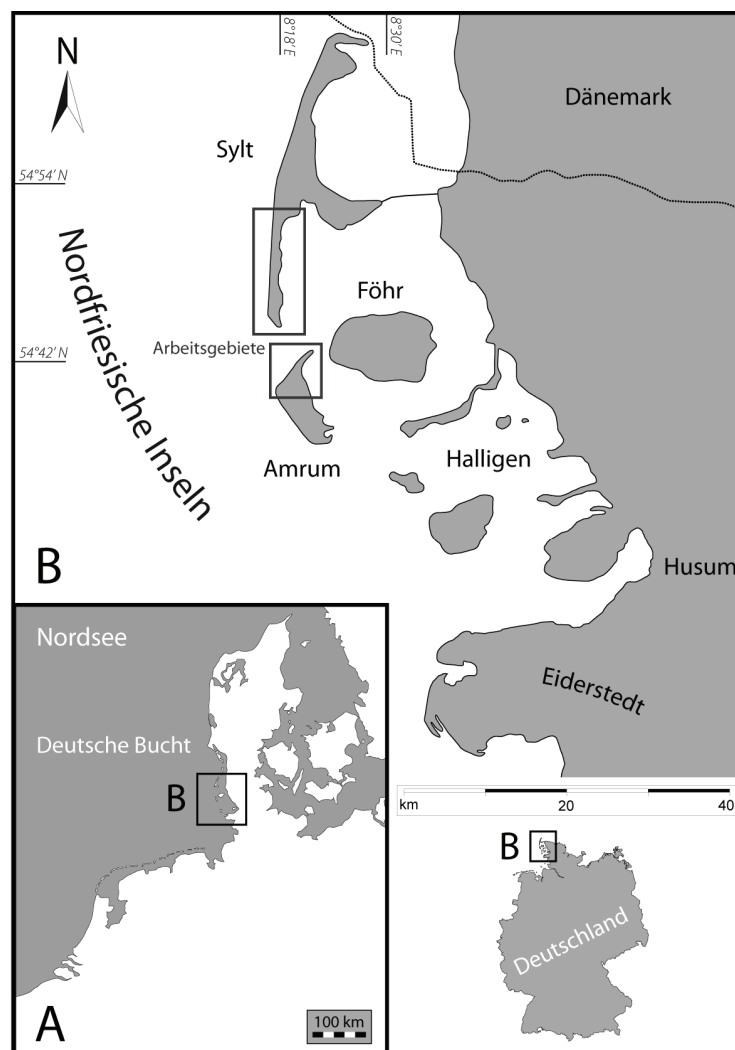


Abb. 1: Überblick über das Untersuchungsgebiet. A: Lage der Nordfriesischen Inseln innerhalb der Deutschen Bucht. B: Lage der Arbeitsgebiete auf den Inseln Sylt und Amrum.

Beide Inseln stellen definitionsgemäß nach Hayes (1997) küstenparallele Barriereinseln im niedrigen Mesotidal aus unkonsolidiertem Sediment dar, die durch rückseitige Watten und Marschen vom Festland getrennt sind (Davis 1994). 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).

Die Arbeitsgebiete beschränken sich auf den Süden der Insel Sylt und die Nordspitze von Amrum (Abb. 1) und umfassen geomorphologisch den Bereich der Nehrungshaken. An dieser Stelle werden erste Ergebnisse aus dem Untersuchungsgebiet Hörnum Odde im äußersten Süden der Insel Sylt vorgestellt. Am zentralen Westerländer Geestkern setzt bei Westerland-Süderende der ca. 19 km lange südliche Hörnumer Nehrungshaken an, dessen Entstehung im Zuge der Flandrischen Transgression ab ca. 5.000 v. Chr. (Ahrendt 2007) durch den küstennahen, nach Süden gerichteten Küstenlängstransport erfolgte. Als Sedimentlieferant dienten die erodierten und aufgearbeiteten Geestkerne Sylts sowie weitere westlich und nordwestlich gelegene saaleiszeitliche Geschiebeablagerungen der Pisa-Moräne und Amrum-Bank (Ahrendt 1994). Das Moränenmaterial der einzelnen Geestkerne und darunter lagernder tertiärer Kaolinsande, wurden zunächst im turbulenten Flachwasserbereich küstenparallel transportiert und dann als nach Osten gebogene Strandhaken nördlich und südlich vom pleistozänen Geestkern abgesetzt. Newig (1995) verweist auf die Existenz kleinerer Geestkerne bei Rantum. Die Basis des Holozäns liegt bei -20 m NN unter der Ortschaft Hörnum (Ahrendt 1992) bzw. bei -21 m NN unter der Hörnum Odde (Dietz & Heck 1952). Nach Hoffmann (1974) besteht der südliche Nehrungshaken aus einer Dreigliederung von tonigen Watt- und Marschsedimenten (Klei und Torf) im Norden Rantums, feinkörnigen Wattsanden im mittleren Bereich und grobkörnigen Hakensedimenten südlich der Ortschaft Hörnum.

3 Methoden

Ground Penetrating Radar (GPR)

Das Geo- oder Bodenradar, englisch *ground penetrating radar* (GPR), ist ein hochauflösendes (cm bis m-Bereich) elektromagnetisches Reflexionsverfahren, das in der Geophysik zur zerstörungsfreien Prospektion des oberflächennahen Untergrundes eingesetzt wird (Annan 2001). Die elektromagnetische Welle breitet sich im Untergrund aus und wird bei Änderungen elektrischer Materialeigenschaften (v. a. der elektrischen Leitfähigkeit) reflektiert, gebrochen, gestreut und zum Teil absorbiert. Das reflektierte elektrische Feld der elektromagnetischen Welle wird 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). Elektromagnetische Wellen breiten sich mit einer bestimmten Geschwindigkeit aus, die primär durch die elektromagnetischen Materialeigenschaften bestimmt wird. Die Geschwindigkeit ist demnach 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. Die Geschwindigkeit für elektromagnetische Wellen wird demzufolge in Meter pro Nanosekunde (m/ns) angegeben.

Seit Mitte der 1980er 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). Georadarmessungen im Küstenbereich und auf Barriereinseln wurden beispielsweise erfolgreich von Bristow et al. 2006, Bristow & Pucillo 2006, Buynevich et al. 2004, Costas et al. 2006, Dougherty et al. 2004, Fitzgerald & Van Heteren 1999, Fitzgerald & Buynevich 2002, Grant et al. 1998, Hodgkinson et al. 2008, Jol et al. 1996, 2002, Tamura et al. 2008, 2010, Van Heteren et al. 1996, 1998 angewendet. Georadarbasierte Untersuchungen von Hurrikan- und Tsunami- bedingten *washover*-Sedimenten wurden von Horwitz & Wang 2005 und Wang & Horwitz 2007 für die Küsten der USA von Switzer et al. 2006 für Australien und von De Lange & Moon 2007 für Neuseeland durchgeführt. An den Küsten Englands 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 et al. (2007), Anthony & MØller (2002), Clemmensen et al. (1996, 2001, 2007), Clemmensen & Nielsen (2010), Pederson & Clemmensen (2005) an den Küsten Dänemarks und durch Lindhorst et al. (2008, 2010) im Norden der Insel Sylt durchgeführt.

Die eigenen Georadarmessungen auf Sylt und Amrum wurden mit einem GSSI SIR-2000 in Kombination mit verschiedenen Antennenfrequenzen (100 MHz, 200 MHz und 400 MHz) in monostatischer Anordnung und mit *survey wheel* in einem zwei- und dreidimensionalen *survey design* durchgeführt. Bislang wurden 160 GPR-Profile von insgesamt 31 km Länge auf Sylt und 29 GPR-Profile von ca. 7 km Länge auf Amrum aufgenommen. Die Topographie der Profile wurde mit einem dGPS (Ashtech ProMark 2 und Topcon GPS G3) vermessen. Die Längen der einzelnen GPR-Profile variieren von 30 m bis 5 km.

Die Bearbeitung der GPR-Rohdaten, das so genannte Processing erfolgte mit der Software „ReflexWin“ der Firma Sandmeier Scientific Software, Karlsruhe. Ziel des Processings ist, 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. Das Processing erfolgt durch unterschiedliche Arbeitsschritte, die je nach Qualität des Datensatzes variieren. So wurden Bandpassfilter, *dewow*-Filter und der *background removal* standardmäßig angewendet. Anhand der *gain*-Funktion (*automatic gain control*, *energy decay*) konnte die mit zunehmender Tiefe stärkere werdende Signalabschwächung kompensiert werden. Unter Verwendung des Migrations-Algorithmus nach Stolt (1978) wurden die Reflexionen in ihre tatsächliche Geometrie und Lage zurückgerechnet.

Die Interpretation der GPR-Daten erfolgt auf der Basis der von Neal (2004) entwickelten Radarstratigraphie. Die Methode der Radarstratigraphie wurde erstmals 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 siliclastischen Sequenzen) aus, die in eine Hierarchie der Sedimentationseinheiten von einzelnen Laminae bis hin zu sedimentäre Beckenfüllungen unterteilt werden (Allen 1982, Campbell 1967). Durch die Definition einer Radarfazies ist es möglich, die Radargramme in ihre stratigraphischen Einheiten zu unterteilen. So sind Radareinheiten Ablagerungen gleicher Entstehung, die durch die Radarfazies beschrieben werden. Eine Radarfazies wird demnach definiert als die Summe aller charakteristischen Reflexionsmuster und -geometrien, die durch eine sedimentäre Sequenz hervorgerufen werden (Neal 2004, Van Overmeeren 1998) und die sich von angrenzenden Reflexionsmustern unterscheiden.

Die Erkundungstiefe von GPR-Messungen wird beeinflusst durch die gewählte Antennenfrequenz und die elektrische Leitfähigkeit des Ausgangsmaterials. Wegen der kürzeren Wellenlänge besitzen hochfrequente Signale ein höheres Auflösungsvermögen, werden jedoch durch Absorption und Streuung stärker beeinträchtigt, was zur Verringerung der Erkundungstiefe führt. 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. Im Küstenbereich wird die Erkundungstiefe begrenzt durch tonreiche Sedimente (z. B. Klei) im Untergrund. Im Bereich der Marsch und auf Salzwiesen sind daher nur in beschränktem Maße GPR-Messungen möglich. Der Strandbereich steht oftmals unter Einfluss von salzhaltigem Grundwasser bedingt durch Meerwasserintrusionen und weist einen erhöhten Ionengehalt auf, der zur Dämpfung des elektromagnetischen Signals und einer Abschwächung der Reflexionen führt.

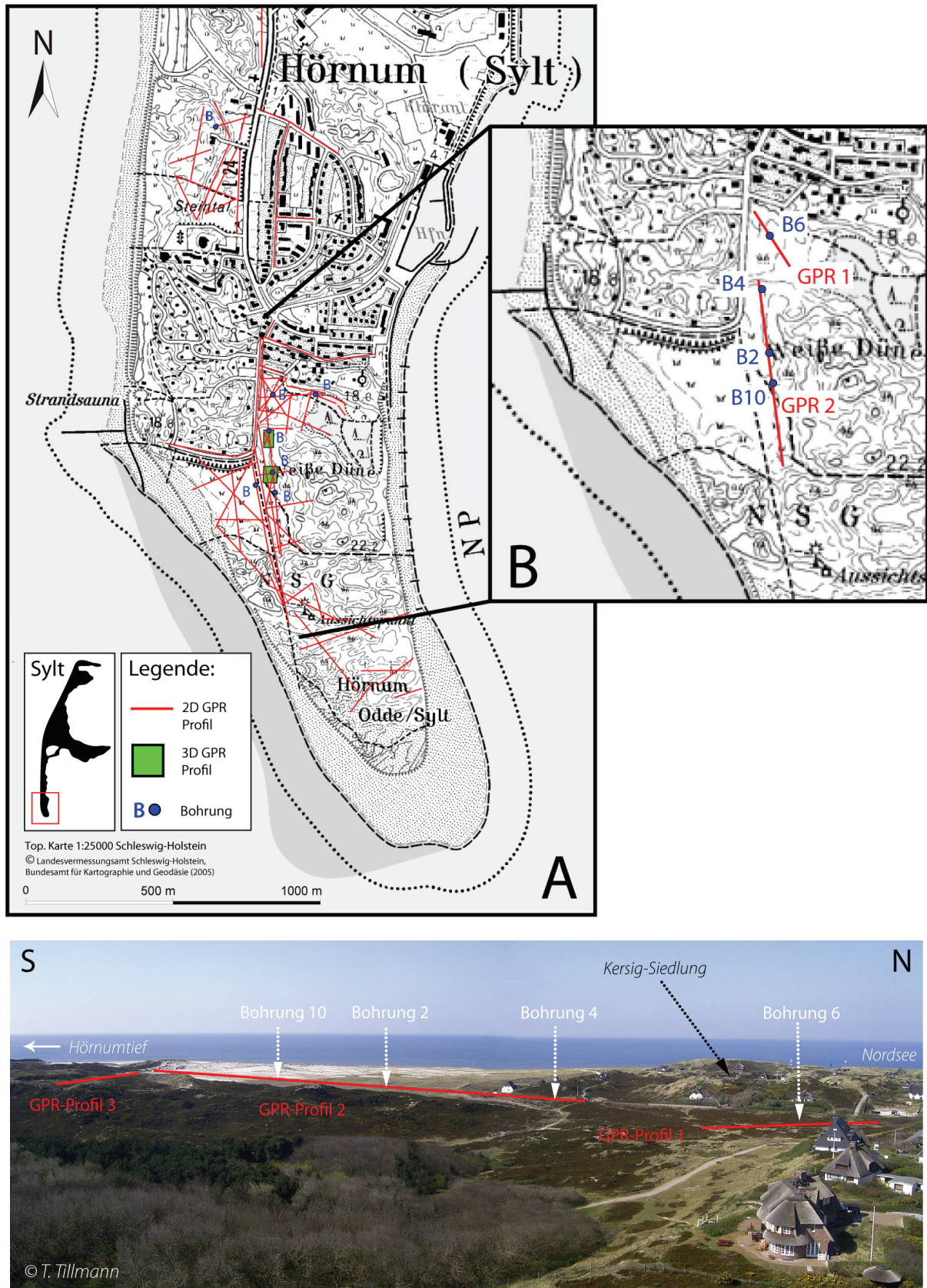


Abb. 2: Lage der Bohrungen und GPR-Profile im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde (Süd-Sylt). A: Kartenausschnitt mit Lage der Bohrungen und GPR-Profile im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde. B: Vergrößerter Kartenausschnitt mit den im Text besprochenen GPR-Profilen und Bohrungen. C: Panoramabild mit Lage der GPR-Profile und Bohrungen. Alle gezeigten GPR-Profile wurden auf natürlichem Untergrund in flachen Bereichen im Dünengelände gemessen.

Maximale Erkundungstiefen von bis zu 15 m (350 ns TWT) konnten mittels einer 100 MHz-Antenne ausschließlich im hochohmigen, sandigen Untergrund im Dünengelände der Arbeitsgebiete im Süden der Insel Sylt erreicht werden. Vor allem in Tiefen bis zu 10 m konnten mittels einer 200 MHz- und 400 MHz-Antenne eine hervorragende Auflösung erzielt und geringmächtige sedimentologische Strukturen erfasst werden. Hauptursachen für Reflexionen im Küstenbereich sind unterschiedliche elektromagnetische Materialeigenschaften bzw. die Ablagerungsstrukturen innerhalb der Sedimentkörper sowie der Luft- und Wasseranteil in der Bodenmatrix. Die Korngrößenzusammensetzung und Sortierung der Sedimente, die Art ihrer Schichtung und Lagerung erzeugt unterschiedliche Porositäten und somit ein wechselndes Luft- und Wassergehaltsverhältnis (Baker 1991).

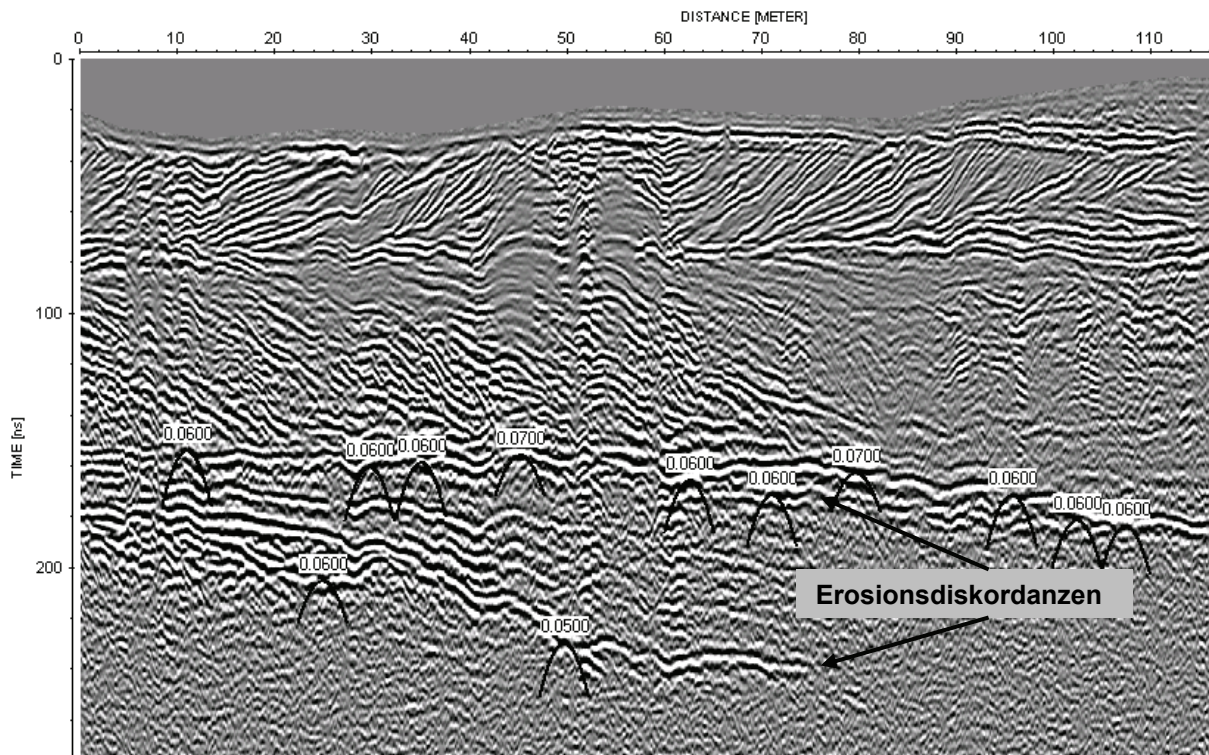


Abb. 3: Radargramm mit Diffractionshyperbeln im Bereich von Erosionsdiskordanzen aus Grobsand und Kiesen. Auf die Anwendung eines Migrations-Algorithmus wurde verzichtet, um mit Hilfe der Hyperbeln die Geschwindigkeiten in der Tiefe von 150 - 250 ns TWT zu zeigen. Position der Diffractionshyperbeln im Radargramm in Abb. 5.

Anhand der Laufzeit bzw. der Ausbreitungsgeschwindigkeit des elektromagnetischen Signals im Untergrund kann die Tiefenlage eines Reflektors berechnet werden. Da sich die Ausbreitungsgeschwindigkeit mit dem Gehalt an polarisierbaren Materialien wie z. B. Wasser oder Tonmineralen verändert, ist die Tiefenangabe lediglich als Richtwert anzusehen. Solitäre näherungsweise punkt- oder kreisförmigen Objekte im Untergrund, deren Abmessungen klein gegenüber der Wellenlänge sind, wie beispielsweise saaleiszeitliche Geschiebe oder Strandkiese, wirken für das elektromagnetische Signal als Punktstreuer und bilden sich im Radargramm als Diffractionshyperbeln ab (Abb. 3). Mit Hilfe aller in einem Radargramm enthaltenen Diffractionshyperbeln kann ein Geschwindigkeitsmodell generiert und damit auf die Ausbreitungsgeschwindigkeiten im Untergrund geschlossen werden.

Sedimentologie

Im Süden der Insel Sylt wurden sieben Rammkernsondierungen bis in eine maximale Tiefe von 8 m unter der Geländeoberfläche abgeteuft. Die Bohrpunkte sind auf Grundlage der Radarfazies gezielt ausgewählt und mittels dGPS eingemessen worden. Auf diese Weise wurden alle Radarfazies und Hauptreflektoren im Arbeitsgebiet hinsichtlich ihres Materials bestimmt. Im Bereich der Bohrungen B2 und B4 (Abb. 2) sind zusätzlich 3D-Georadarmessungen durchgeführt worden, um räumliche Informationen der durchteuften Schichten bzw. Hauptreflektoren zu erhalten. Die Feldansprache erfolgte nach den Kriterien der DIN 4022. Dabei wurden Korngröße, Sedimentfarbe, Kalkgehalt, organogener Anteil, Schalenfragmente und Wassergehalt aufgenommen und enthaltene Mollusken und Makroreste bestimmt. Die Probenentnahme richtete sich nach den Radargrammen und der Lithologie bzw. den differenzierbaren Sedimenteinheiten. Insgesamt wurden 266 Proben entnommen, so dass von jeder Radarfazies bzw. jedem Sedimenttyp 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.

4 Ergebnisse und Diskussion

Die Geschwindigkeit der elektromagnetischen Welle ist abhängig von den elektromagnetischen Materialeigenschaften des Untergrundes und nach Art des Materials unterschiedlich. Die Definition der Erkundungstiefe der GPR-Profile von Süd-Sylt erfolgte durch die Geschwindigkeitsanalyse mit Hilfe von Diffraktionshyperbeln. In einigen GPR-Profilen konnte die Lage des Grundwasserspiegels als durchgehender horizontaler Reflektor starker Amplitude in einer Tiefe von 50 – 80 ns TWT definiert und durch Bohrungen bestätigt werden. Demnach bestehen die GPR-Profile hinsichtlich ihrer Materialeigenschaften im unteren Teil aus wassergesättigten und im oberen Teil aus wasserungesättigten Sanden. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit innerhalb der wassergesättigten Sande beträgt 0,05 m/ns - 0,09 m/ns. Ungesättigte Dünen Sande oberhalb des Grundwasserspiegels weisen Geschwindigkeiten zwischen 0,09 m/ns und 0,14 m/ns auf. Die Durchschnittswerte entsprechen annähernd denen von Lindhorst et al. (2008) für den Norden der Insel Sylt und den von Girardi & Davis (2010) für Dünen an der U.S.-Atlantikküste ermittelten Ausbreitungsgeschwindigkeiten. Infolgedessen wurde für die meisten Radargramme ein zweigeteilter Maßstab berechnet (Abb. 4 – 6). Da die auf Hyperbeln basierte Geschwindigkeitsanalyse mit einem durchschnittlichen Fehler von +/- 10 % belastet ist (Cassidy 2009), wurden die im Radargramm festgelegten Tiefen mit Bohrungen korreliert.

Durch die Definition einer Radarfazies konnten einzelne Sedimentationseinheiten identifiziert und voneinander abgegrenzt werden. Die Radarstratigraphie ermöglicht eine relative chronologische Einordnung der Ablagerungseinheiten und der geomorphologischen Prozesse. Die Holozänbasis, die in Tiefen von -21 m NN unter der Hörnum Odde auftritt (Dietz & Heck 1952), wurde weder durch Bohrungen noch anhand von Georadarmessungen erreicht. Die GPR-Profile 1 und 2 (Abb. 4 und 5) lassen folgende radarstratigraphische Einheiten erkennen.

Progradations-Fazies

Die unterste aus Radargrammen und sedimentologischen Daten ersichtliche Entwicklungsphase stellt die Progradation der Barriere bzw. ein Vorbauen der südlichen Sylter Inselfspitze in Richtung heutiger Tiderinne (Hörnum- bzw. Vortrapptief) als *tidal-inlet-fill* dar. Die Progradations-Fazies kommt ab ca. 80 ns – 100 ns TWT vor und erreicht Tiefen bis ca. 350 ns TWT. Die einzelnen Reflektoren verhalten sich im Hangenden sigmoidal bis divergent, werden im Liegenden zunehmend parallel und treffen dort durch *downlap* auf eine stark reflektierende Schichtgrenze bzw. einen Hauptreflektor hoher Amplitude (Abb. 4 und 5). Dieser Hauptreflektor verläuft im oberen Bereich annähernd horizontal und zeigt nach

mehreren Zehner Metern ein südöstliches Einfallen bis in Tiefen von 8 m (Abb. 4). Aus dreidimensionalen GPR-Profilen kann ein Einfallen der Hauptreflektoren der Progradations-Fazies in Richtung Süd bis Südost belegt werden. Trotz erhöhter Dämpfung des elektromagnetischen Signals mit zunehmender Tiefe weisen diese Reflektoren durchweg hohe Amplituden auf und deuten so auf einen deutlichen Materialwechsel oder stark reflektierendes Material hin. Die Bohrungen B2, B4 und B6 bestätigen in Tiefen von 7 – 8 m unter der Geländeoberfläche marine Sedimente mit einer zum Teil gradierten Wechsellagerung von schlecht sortierten Grob- und sehr groben Sanden (500 μm – 2000 μm) mit deutlichem Anteil an gut gerundeten Kiesen und Muschelschillfragmenten. Größere Kiese, die nicht durch Bohrungen erfasst wurden, bilden sich im Radargramm als Diffraktionshyperbeln ab (Abb. 3) und lassen auf ein erhöhtes Energieniveau während der Sedimentation schließen. Demzufolge werden die starken Reflektoren innerhalb der Progradations-Fazies als Erosionsdiskordanzen interpretiert und stellen stationäre bis regressive Phasen während des Progradationsprozesses dar. Die Sedimente der Progradations-Fazies entsprechen den von Hoffmann (1974) beschriebenen grobkörnigen Hakensedimenten.

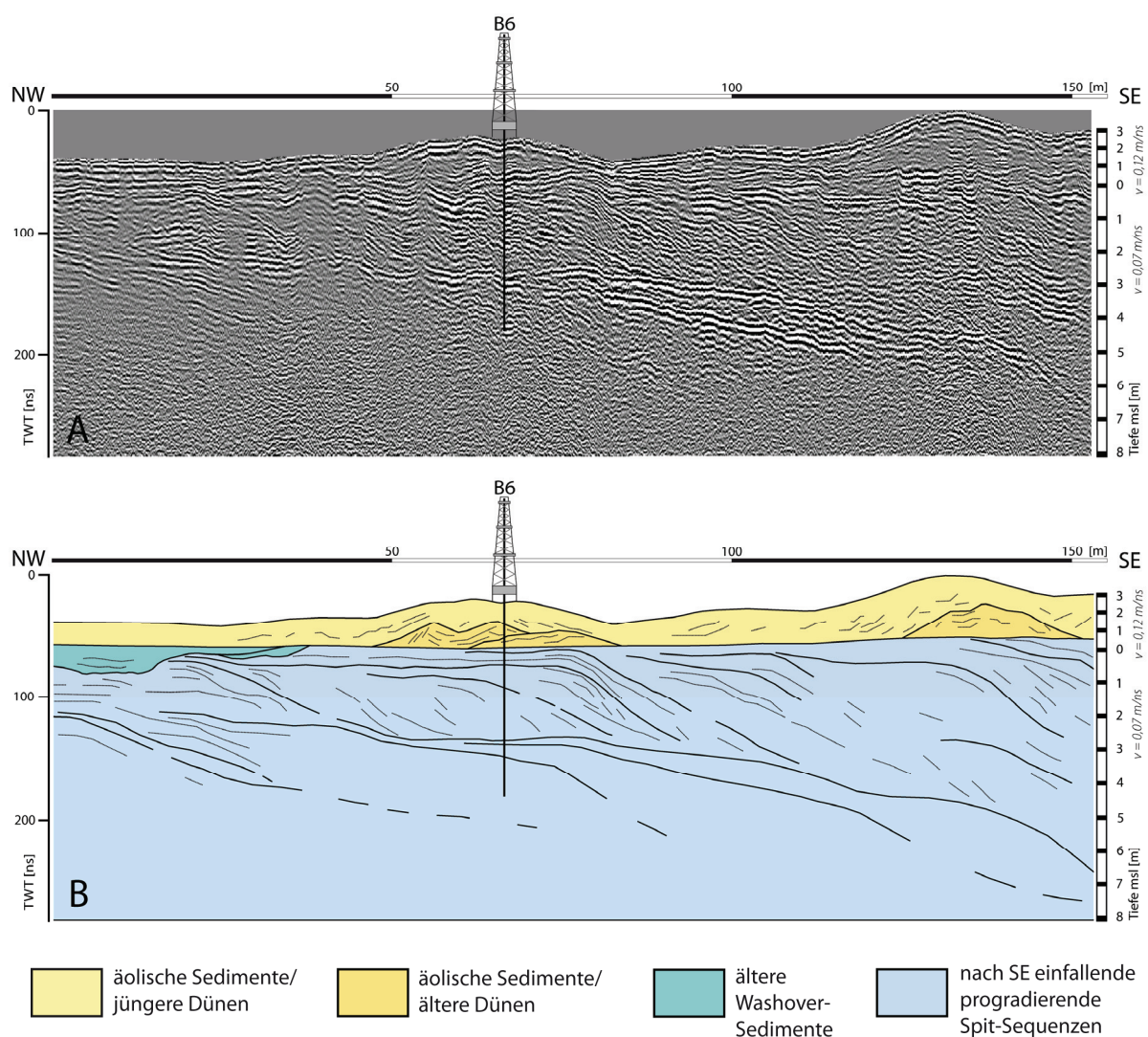


Abb. 4: GPR-Profil 1 (200 MHz) von 154 m Länge in Richtung Nordwest → Südost mit der Position von Bohrung B6. A: Radargramm nach dem Processing. GPR-Daten sind gefiltert (Offset-Korrektur, *dewow*-Filter, Bandpassfilter, *background removal*), die Amplituden wurden verstärkt (*gain*), Artefakte entfernt, und die Topographie mit Hilfe der dGPS Daten ausgeglichen. Die Migration wurde mit einer Durchschnittsgeschwindigkeit von 0,08 m/ns durchgeführt. B: Interpretation und Legende. Hauptreflektoren sind durch starke durchgezogene Linien gekennzeichnet und stellen Diskordanzen dar. Die interne Schichtung ist anhand punktierter Linien zu erkennen.

Strand-Fazies

Mit Auftauchen der Inselbarriere über das Meeresspiegelniveau folgte die Akkumulation horizontaler bis leicht in Richtung Meer einfallender Strandsedimente, die im Radargramm durch planare und parallele Reflektoren mittlerer bis schwacher Amplitude gekennzeichnet sind (Abb. 5). Im Bohrkern sind dies schillführende marine Sande der Mittel- bis Grobsandfraktion (250 μm - 1000 μm). Die Strand-Fazies befindet sich im Bereich des heutigen Grundwasserspiegels (50 ns – 80 ns TWT) und ist nicht in allen Radargrammen der Hörnum Odde gleichermaßen vorzufinden. 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 aufzuführen.

Dünen-Fazies

Auf der trocken gefallen und über dem Meeresspiegel angewachsenen Inselspitze setzte anschließend großflächige Dünenbildung ein. Die Dünen-Fazies im Radargramm ist oberhalb des Grundwasserspiegels in Bereichen zwischen 0 ns bis 50 ns TWT vorzufinden. Die kontinuierlichen Reflektoren mittlerer bis hoher Amplitude verlaufen größtenteils parallel bis subparallel und zeigen neben einem steilen Einfallswinkel die für Küstendünen typische und durch kleinräumig wechselnde Windrichtungen bedingte äolische Schräg- und Kreuzschichtung. In den GPR-Profilen im mittleren Teil der Hörnum Odde sind mindestens zwei Dünengenerationen zu verzeichnen, die im Bohrkern B6 (Abb. 4) durch eine Bodenbildung mit Wurzelhorizont gekennzeichnet sind. Dünen sand ist in den Bohrkernen von B4, B6, B10 durch eine Wechsellagerung von gut sortiertem Fein- und Mittelsand (ca. 100 μm – 300 μm) charakterisiert und enthält keine makroskopisch erkennbaren Muscheln oder Schillkomponenten.

washover-Fazies

Die *washover*-Fazies zeigt je nach Topographie und Position in Bezug zur Küstenlinie unterschiedliche morphologische Strukturen und Reflexionsgeometrien. In den GPR-Profilen 1 und 2 (Abb. 4 und 5) ist die *washover*-Fazies durch konkave, wannen- und rinnenförmige Reflexionen mittlerer Amplitude und Kontinuität gekennzeichnet, die die umgebenden Reflektoren und Schichten erosiv durchbrechen (*cut-and-fill*-Strukturen) und geomorphologisch einem *washover-channel* entsprechen. Die wannenförmigen Strukturen sind durch irreguläre bis planare Reflexionen schwacher Amplitude verfüllt, die kaum interne Schichtung aufweisen. In küstennormal streichenden GPR-Profilen ist die *washover*-Fazies weniger gut von den benachbarten Einheiten zu unterscheiden. Vereinzelt lassen sich schwache Reflexionen mit einem leichten Einfallen in Richtung Ost erkennen, die den für einen *washover-fan* typischen *delta-foresets*-Schichten (Schwartz 1975) entsprechen. Diese werden mit Nachlassen der Strömungsenergie im distalen Bereich eines *washover* fächerförmig abgelagert (Leatherman 1981, Leatherman & Zaremba 1987). In den GPR-Profilen 1 und 2 (Abb. 4 und 5) kommt die *washover*-Fazies sowohl im oberen Bereich der Progradations-Fazies als auch innerhalb rezenter Dünenkomplexe vor. Demzufolge sind im Bereich der südlichen Inselspitze während unterschiedlicher Entwicklungsstadien *washover*-Ereignisse zu verzeichnen. Dabei 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.

Heute sind *washover*-Events auf Sylt ausschließlich auf den Bereich der Vordünen und Dünen beschränkt. Das Radargramm in Abb. 5 zeigt *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.

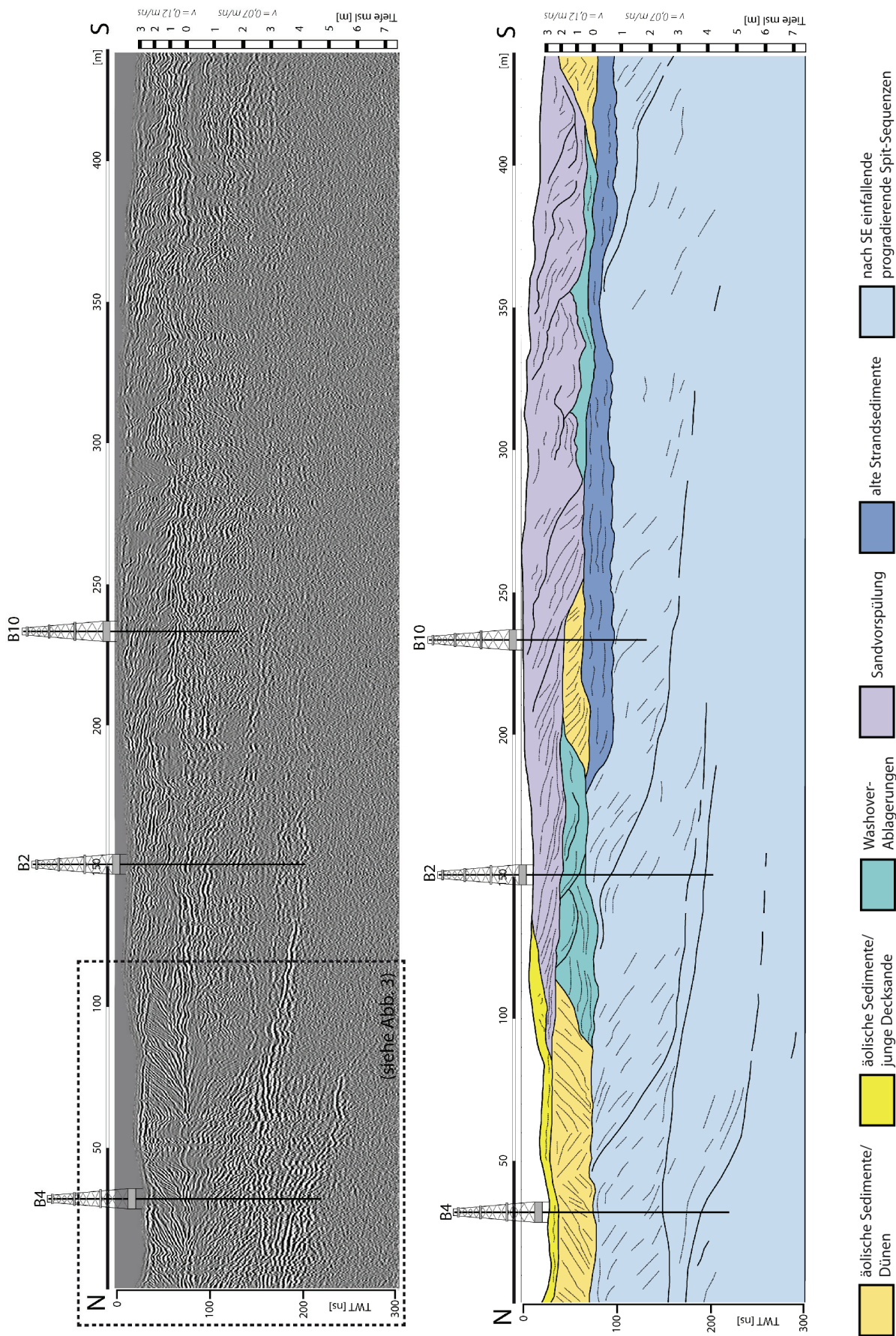


Abb. 5: GPR-Profil 2 (200 MHz) von 338 m Länge in Richtung Nord → Süd und Interpretation mit Lage der Bohrungen (B4, B2, B10) im Arbeitsgebiet Hörnum Odde (Süd-Sylt).

Die Dünen wurden entweder bis zur Basis erodiert oder im oberen Bereich gekappt. Der gekappte Dünenrest ist als solcher im Radarogramm gut erkennbar (Abb. 5, Radarogramm zwischen 200 – 250 m Länge).

Die Radarfazies der Sandvorspülung wurde durch zahlreiche Testmessungen auf bekannten Sandvorspülkörpern definiert und zeichnet sich im Radarogramm durch irreguläre, annähernd reflexionsfreie Bereiche aus, die durch wenig geschichtete Spülsande hervorgerufen werden. Im Bohrkern sind dies marine homogene Mittelsande mit vereinzelt Muscheln, Schnecken und Schillkomponenten. 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. Das GPR-Profil 2 (Abb. 5) zeigt Reste dieser Spülsande. Ältere Spülsandvorkommen gerieten nach Ablagerung unter äolischen Einfluss und wurden durch systematische Strandhaferpflanzungen festgelegt.

5 Fazit

Durch die Methodenkombination von Georadarmessungen und Bohrungen und 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. Typisch für Barriereinseln sind häufige Fazieswechsel. Diese sind jedoch anhand von Bohrungen oftmals schwer nachzuweisen. Die Daten zeigen, dass durch hochauflösende Georadarmessungen in einem zwei- und dreidimensionalen Survey Design auch kleinräumige küstenmorphologische Strukturen detailliert erfasst und mit Hilfe von gezielten Bohrungen sedimentologisch bestimmt werden können. So konnten die durch Hoffmann (1974) erbohrten grobkörnigen Hakensedimente im Süden der Insel Sylt bestätigt und eine echte Strandhakenbildung südlich der Ortschaft Hörnum nachgewiesen werden. Georadardaten erlauben erstmals Aussagen zur komplexen internen Struktur und den am Aufbau des Hakens beteiligten Prozessen. Hauptreflektoren hoher Amplitude in Kombination mit zahlreichen Diffraktionshyperbeln entsprechen sedimentologisch sturmflutbedingten Erosionsdiskordanzen, die stationäre bis regressive Phasen innerhalb des Progradationsprozesses darstellen. Ausgedehnte *washover*-Strukturen im Hangenden der Progradationsfazies sprechen ebenfalls für eine erhöhte Sturmflutaktivität während der Hakenbildung. Bodenhorizonte innerhalb der Dünen-Fazies lassen zudem auf unterschiedliche Dünengenerationen im Bereich der Hörnum Odde schließen.

Literatur

- Aagaard, T., J. Orford & A.S. Murray (2007): Environmental controls on coastal dune formation; Skallingen Spit, Denmark. In: *Geomorphology* 83: 29-47.
- Ahrendt, K. (1992): Entwicklung und Sedimenthabitus des Hörnum- und Vortrapptiefs. In: *Meyniana* 44: 53-65.
- Ahrendt, K. (1994): Geologie und Küstenschutz am Beispiel Sylt. In: *Berichte Forschungs- u. Technologiezentrum Westküste der Universität Kiel* 4, 135 S.
- Ahrendt, K. (2007): Vergangenheit und Zukunft des nordfriesischen Wattenmeeres. In: *Coastline Reports* 9: 45-57.
- Allen, J.R.L. (1982): *Sedimentary structures: their character and physical basis*. Vol. 1. *Developments in sedimentology*, Vol. 30 A, Elsevier, Amsterdam, 593 S.
- Annan, A.P. (2001): *Ground penetrating radar workshop notes*. Sensors and Software Inc., Mississauga, Canada, 192 S.
- Annan, A.P. (2009): *Electromagnetic Principles of Ground Penetrating Radar*. – In: Jol, H.M. (Hrsg.): *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. Elsevier Ltd, Amsterdam, S. 3-40.
- Anthony, D. & I. Møller, (2002): The geological architecture and development of the Holmsland Barrier and Ringkøbing Fjord area, Danish North Sea Coast. – In: *Geografisk Tidsskrift* 102 (1): 27-36.

- Baker, P.L. (1991): Response of ground-penetrating radar to bounding surfaces and lithofacies variations in sand barrier sequences. In: *Exploration Geophysics* 22: 19-22.
- Bennett, M.R., N.J. Cassidy & J. Pile (2009): Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK. In: *Geomorphology* 104: 218-229.
- Blott, S.J. & K. Pye (2001): Gradistat. A grain size distribution and statistics package for the analyses of unconsolidated sediments. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 26: 1237-1248.
- Bristow, C.S., P.N. Chroston & S.D. Bailey (2000): The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: insights from ground-penetrating radar surveys, Norfolk, UK. In: *Sedimentology* 47 (5): 923-944.
- Bristow, C.S. & H.M. Jol (2003): An introduction to ground penetrating radar (GPR) in sediments. In: Bristow, C.S., & H.M. Jol (Hrsg.): *Ground penetrating radar in sediments*. Geological Society, London, Special Publications (211): S. 1-7.
- Bristow, C.S. & K. Pucillo (2006): Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: the Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia. In: *Sedimentology*, 53 (4): 769 – 788.
- Buynevich, I.V., D.M. Fitzgerald & S. van Heteren (2004): Sedimentary records of intense storms in Holocene barrier sequences, Maine, USA. In: *Marine Geology* 210: 135-148.
- Campbell, C.V. (1967): Lamina, laminaset, bed and bedset. In: *Sedimentology* 8: 7-26.
- Cassidy, N.J. (2009): Ground Penetrating Radar Data Processing, Modelling and Analysis. In: Jol, H.M. (Hrsg.): *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. Elsevier, Amsterdam, Oxford: pp. 141-176.
- Clemmensen, L.B., F. Andreasen, S.T. Nielsen & E. Sten (1996): The late Holocene dunefield at Vejers, Denmark: characteristics, sand budget and depositional dynamics. In: *Geomorphology* 17: 76-98.
- Clemmensen, L.B., M. BjØrnsen, A. Murray & K. Pedersen (2007): Formation of aeolian dunes on Anholt, Denmark since AD 1560: A record of deforestation and increased storminess. In: *Sedimentary Geology* 199: 171-187.
- Clemmensen, L.B. & L. Nielsen (2010): Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. In: *Sedimentary Geology* 223: 281-290.
- Clemmensen, L.B., K. Pye, A. Murray & J. Heinemeier (2001): Sedimentology, stratigraphy and landscape evolution of a Holocene coastal dune system, Lodbjerg, NW Jutland, Denmark. In: *Sedimentology* 48 (1): 3-27.
- Costas, S., I. Alejo, F. Rial, H. Lorenzo & M. Nombela (2006): Cyclical Evolution of a Modern Transgressive Sand Barrier in Northwestern Spain Elucidated by GPR and Aerial Photos. In: *Journal of Sedimentary Research* 76 (9): 1077-1092.
- Davis, R.A. (1994): Barrier island systems – a geological overview. In: Davis, R.A. (Hrsg.): *Geology of holocene barrier island systems*. Springer, Heidelberg, Berlin, S. 1-46.
- De Lange, W.P. & V.G. Moon (2007): Tsunami washover deposits, Tawharanui, New Zealand. In: *Sedimentary Geology* 200: 232-247.
- Detle, H.-H. (1977): Ein Vorschlag zur Analyse eines Wellenklimas. In: *Die Küste* 31: 166-180.
- Dietz, C. & H.-L. Heck (1952): Geologische Karte von Deutschland, Erläuterungen zu den Blättern Sylt-Nord und Sylt-Süd. Landesanstalt für Angewandte Geologie, Kiel, 123 S.
- Dougherty, A.J., D.M. Fitzgerald & I.V. Buynevich (2004): Evidence for storm-dominated early progradation of Castle Neck barrier, Massachusetts, USA. In: *Marine Geology* 210: 123-134.
- Fitzgerald, D.M. & I.V. Buynevich (2002): Organic-Rich Facies in Paraglacial Barrier Lithosomes of Northern New England: Preservation and Paleoenvironmental Significance. In: *Journal of Coastal Research* 36: 109-117.
- Fitzgerald, D.M. & S. Van Heteren (1999): Classification of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA. In: *Sedimentology* 46: 1083-1108.
- Girardi, J.D. & D.M. Davis (2010): Parabolic dune reactivation and migration at Napeague, NY, USA: Insights from aerial and GPR imagery. In: *Geomorphology* 114: 530-541.
- Grant, J.A., M.J. Brooks & B.E. Taylor (1998): New constraints on the evolution of Carolina Bays from ground-penetrating radar. In: *Geomorphology* 22: 325-345.

- Hayes, M.O. (1979): Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: Leatherman, S. P. (Hrsg.): Barrier islands from Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. Academic Press, New York, pp. 1-27.
- Hodgkinson, J., M.E. Cox, S. McLoughlin & G. J. Huftile (2008): Lithological heterogeneity in a back barrier sand island: implications for modelling hydrogeological frameworks. In: *Sedimentary Geology* 203: 64-86.
- Hoffmann, D. (1974): Zum geologischen Aufbau der Hörnum Halbinsel auf Sylt. In: *Meyniana* 23: 63-68.
- Horwitz, M. & P. Wang (2005): Sedimentological characteristics and internal architecture of two Overwash fans from hurricanes Ivan and Jeanne. In: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* 55: 342-352.
- Hundt, C. (1957): Die Abbruchursachen an der Nordwestküste des Ellenbogens auf Sylt. In: *Die Küste* 6 (2): 5-37.
- Jol, H.M., D.C. Lawton & D.G. Smith (2002): Ground penetrating radar: 2-D and 3-D subsurface imaging of coastal barrier spit, Long Beach, WA, USA. In: *Geomorphology* 53: 165-181.
- Jol, H.M., D.G. Smith & R.A. Meyers (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.). In: *Journal of Coastal Research* 12 (4): 960-968.
- Kelletat, D. (1992): Coastal Erosion and Protection Measures at the German North Sea Coast. In: *Journal of Coastal Research* 8 (3): 699-711.
- Lamprecht, H.-O. (1957): Uferveränderungen und Küstenschutz auf Sylt. In: *Die Küste* 6 (2): 39-93.
- Leatherman, S.P. (1981): Overwash Processes. In: *Benchmark Papers in Geology* 58, Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, 376 S.
- Leatherman, S.P. & R.E. Zaremba (1987): Overwash and aeolian processes on a U.S. Northeast Coast Barrier. In: *Sedimentary Geology* 52: 183-206.
- Lindhorst, S., C. Betzler & H.C. Hass (2008): The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight): Swash-bar accretion and storm erosion. In: *Sedimentary Geology* 206: 1-16.
- Lindhorst, S., J. Fürstenau, H.C. Hass & C. Betzler (2010): Anatomy and sedimentary model of a hooked spit (Sylt, southern Northsea). – In: *Sedimentology*, 57: 935-955.
- Mitchum, R.M., P.R. Vail & J.B. Sangree (1977): Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C. E. (Hrsg.): *Seismic stratigraphy: applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Mem. 16: S. 117-123.
- Neal, A. (2004): Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. In: *Earth-Science Reviews* 66: 261-330.
- Neal, A., N.I. Pontee, K. Pye & J. Richards (2002a): Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar. In: *Sedimentology* 49: 789-804.
- Neal, A., J. Richards & K. Pye (2002b): Structure and development of shell cheniers in Essex, southeast England, investigated using high-frequency ground-penetrating radar. In: *Marine Geology* 185: 435-469.
- Neal, A., J. Richards & K. Pye (2003): Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, Essex, southeast England. In: *Sedimentary Geology* 162 (3-4): 167-198.
- Newig, J. (1995): Zur langfristigen Gestaltänderung der Insel Sylt. In: *Kölner Geographische Arbeiten* 66: 121-138.
- Pedersen, K. & L.B. Clemmensen (2005): Unveiling past aeolian landscapes: A ground penetrating radar survey of a Holocene coastal dunefield system, Thy, Denmark. In: *Sedimentary Geology* 177: 57-86.
- Stolt, R.H. (1978): Migration by Fourier transform. In: *Geophysics* 43: 23-48.
- Schwartz, R.K. (1975): Nature and genesis of some storm washover deposits. In: *Benchmark Papers in Geology* 58: 229-260.
- Switzer, A.D., C.S. Bristow & B.G. Jones (2006): Investigation of large-scale washover of a small barrier system on the southeast Australian coast using ground penetrating radar. In: *Sedimentary Geology* 183: 145-156.
- Tamura, T., F. Murakami, F. Nanayama, K. Watanaba & Y. Saito (2008): Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. In: *Marine Geology* 248: 11-27.
- Tamura, T., F. Murakami & K. Watanaba (2010): Holocene beach deposits for assessing coastal uplift of the northeastern Boso Peninsula, Pacific coast of Japan. In: *Quaternary Research* 74: 227-234.

- Van Heteren, S., D.M. Fitzgerald, D.C. Barber, J.T. Kelley & D.F. Belknap (1996): Volumetric analysis of a New England barrier system using ground-penetrating radar and coring techniques. In: *Journal of Geology* 104: 471-483.
- Van Heteren, S., D.M. Fitzgerald, P.A. McKinlay & I.V. Buynevich (1998): Radar facies of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA. In: *Sedimentology* 45: 181-200.
- Van Overmeeren, R.A. (1998): Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: a radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. In: *Journal of Applied Geophysics* 40: 1-18.
- Wang, P. & M.H. Horwitz (2007): Erosional and depositional characteristics of regional overwash deposits caused by multiple hurricanes. In: *Sedimentology* 54 (3): 545-564.

Danksagung

Ein besonderer Dank geht an die Deutsche Bundesstiftung Umwelt (DBU) für die finanzielle Unterstützung durch ein Promotionsstipendium. Ferner danken wir den Freunden und Förderern der Goethe-Universität, der FAZIT-Stiftung, der Hermann Willkomm Stiftung und der GEOPRAX Projektförderung für die Bereitstellung von Sach- und Reisekosten. Für die Genehmigungen für unsere Arbeiten im Gelände bedanken wir uns herzlich beim Amt für Kreisentwicklung, Bau und Umwelt/ Untere Naturschutzbehörde in Husum.

Adresse

Dipl.-Geogr. Tanja Tillmann
Goethe-Universität Frankfurt am Main
Fachbereich Geowissenschaften/Geographie
Institut für Physische Geographie
Altenhöferallee 1
60438 Frankfurt, Germany

tillmanntanja@aol.com