

**Bearbeitung und Interpretation
hochauflösender Reflexionsseismik aus
dem deutschen Nordsee-Sektor**

Claudia Schnabel, Michael Naumann & Lutz Reinhardt

06.02.2014

Inhaltsverzeichnis

Zweck.....	3
1. Aufgabenstellung.....	3
2. Durchführung.....	3
2.1 Datengrundlage Seismik.....	3
2.1.1 Prozessing.....	5
2.2 Datengrundlage Bohrungen und Drucksondierungen	6
2.3 Interpretation	8
2.3.1 Grundlagen.....	8
2.3.2 Kartierung der Horizonte.....	12
2.3.3 Kartierung der Rinnenstrukturen	14
3. Literaturverzeichnis	15

Zweck

Mit dieser Dokumentation werden Grundlagen, Vorgehensweise und Arbeitsschritte für die Interpretation hochauflösender seismischer Daten aus dem deutschen Nordsee-Sektor beschrieben.

1. Aufgabenstellung

Die Kenntnis der geologischen Verhältnisse der ersten ca. 50 m bis 60 m unterhalb des Meeresbodens ist eine wichtige Grundlage für die fachgerechte geotechnische Erkundung und Beurteilung des Baugrundes in flachen Meeresgebieten. Speziell die Errichtung von Offshore-Bauwerken, wie derzeit z. B. Windenergieanlagen oder Plattformen für Konverter- und Umspannstationen in der Deutschen Bucht, sind von hohem geotechnischen Schwierigkeitsgrad.

Auf Grund seiner geologischen Entwicklung kann der Meeresboden in der deutschen Nordsee sowohl regional als auch lokal sehr heterogen aufgebaut sein. Die genaue Kenntnis des geologischen Schichtaufbaus, eventuell vorhandener Schmelzwasserrinnen und des Auftretens von Steinen (Findlinge) im Untergrund oder glazialtektonisch beanspruchter Bereiche liefert substantielle Hinweise für die Beschreibung und Beurteilung der Baugrundverhältnisse.

Um eine geologische Modellvorstellung über die Sedimente in wenigen Zehnermetern Tiefe unter dem Meeresboden zu entwickeln, ist die Integration aller verfügbaren Daten, wie Bohrungen, Drucksondierungen (engl.: Cone Penetration Test, CPT) und weiterer geophysikalischer Messungen wie hochauflösende seismische Daten notwendig. Die Erkundungstiefe für Baumaßnahmen ist abhängig von der Art der Gründung. Sie liegt in der deutschen ausschließlichen Wirtschaftszone (AWZ) in der Regel in einer Tiefe von ca. 40 m bis 50 m.

2. Durchführung

2.1 Datengrundlage Seismik

Oberflächennahe zweidimensionale (2D-) Reflexionsseismik ist eine geeignete geophysikalische Untersuchungsmethode zur hochauflösenden Kartierung komplexer geologischer Strukturen im flachen Untergrund. Das Verfahren ermöglicht die Unterscheidung verschiedener Faziesseinheiten in den unkonsolidierten, oberflächennahen Sedimenten. Auch Rinnensysteme, organogene Lagen (Torf) und verfestigtes Material (Steine) sind mit Hilfe hochfrequenter Seismik unterschiedlich gut zu identifizieren. Der gewonnene, qualitätsgesicherte Datensatz bietet ein verlässliches Abbild innerhalb der ersten ~100 ms Zweiwege-Laufzeit (engl.: two-way-traveltime, TWT) unterhalb des Meeresbodens – dies entspricht in etwa einer Tiefe von 80 m bis 100 m.

Um das seismische Abbild des Untergrundes verlässlich zu interpretieren, werden an ausgewählten Stellen zusätzliche Informationen aus Bohrkernen zur Interpretation der seismischen Daten hinzugezogen.

Abb. 1 zeigt den gesamten im GPDN-Projekt verfügbaren flachseismischen Datensatz. Dieser besteht aus seismischen Daten unterschiedlicher Quellsysteme. Die blauen Profillinien stellen die etwas niedrigerfrequenten Boomer- und Mini-Airgun-Profile dar (300-3000 Hz), die in grau abgebildeten Linien sind höchstauflösende Sedimentecholot- und CHIRP-Sonar Aufnahmen (500 Hz – 12 kHz).

Einige Profillinien der GPDN-Ausfahrt mit RV Celtic Explorer 2011, die in Kooperation mit der Universität Bremen durchgeführt wurde, wurden gleichzeitig mit 3 unterschiedlichen Methoden registriert:

- Quelle Boomer – Empfänger 1 Kanalstreamer,
- Quelle Boomer – Empfänger Mehrkanal Streamer,
- Quelle Mini-Airgun – Empfänger Mehrkanal Streamer.

Der Flachwasser-Streamer der Universität Bremen ist ein 50 m langer 48-Kanal Streamer. Hierbei ist jeder Kanal durch Einzelhydrophone realisiert. Dieses Experiment ermöglichte es uns, die Vergleichbarkeit zwischen den Quellen zu optimieren, das Auflösungsvermögen des Boomers deutlich zu verbessern und seismische Anomalien, wie beispielsweise Torf und oberflächennahes Gas, in allen drei Varianten zu verifizieren.

Die oben genannten verschiedenen Systeme unterscheiden sich in der Aufnahme Frequenz und somit auch im Auflösungsvermögen und in der Eindringtiefe. Je höher die Frequenz, desto höher ist zwar die Auflösung des Untergrundes, aber die Eindringung der seismischen Welle wird stark reduziert bzw. gedämpft (AVSETH et al., 2005).

Für die Charakterisierung des Untergrundes bis in etwa 60 m Tiefe können die CHIRP-Sonar Aufnahmen nicht genutzt werden, da sie nur etwa 10 m weit in das Sediment eindringen. Die Interpretation der tieferen Lagen und die daraus abgeleitete Erstellung von Baugrundschnitten stützen sich demnach hauptsächlich auf Aufzeichnungen von Boomer und Mini-Airgun

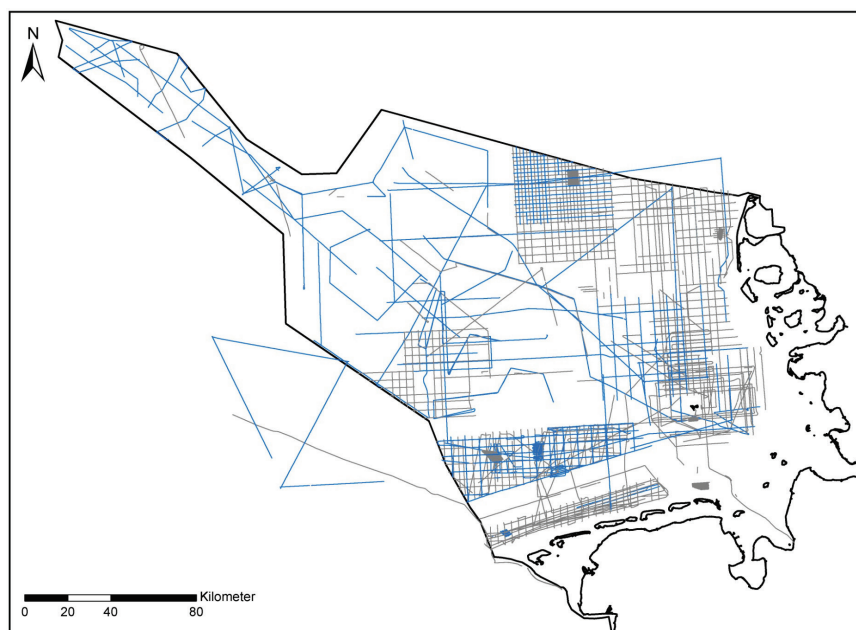


Abb. 1: Gesamter im GPDN-Projekt zur Verfügung stehender flachseismischer Datensatz (blau: Boomer- und Mini-Airgun-Profile, grau: Sedimentecholot- und CHIRP-Profile).

Lediglich in Bereichen, in denen die höherfrequenten Aufnahmen fehlen bzw. die Qualität der Profile für eine Interpretation nicht hinreichend ist, wurden Profile des CHIRP-Sonars interpretiert, um zumindest die obersten Meter charakterisieren zu können.

Da es aufgrund der geringen Wassertiefe und den oft ungünstigen Wetterbedingungen schwierig ist qualitativ hochwertige Boomer-Aufnahmen zu gewinnen, konnten einige Profile aufgrund der ungenügenden Datenqualität nicht für die Interpretation verwendet werden. Abb. 2 zeigt neben Bohrlokalationen die geophysikalische Datenbasis, die unsere Grundlage für die Beschreibung des Untergrundes der deutschen Nordsee bildete.

2.1.1 Prozessing

Das Prozessing seismischer Daten ist ein notwendiger Schritt für eine fundierte geologische Interpretation. Diese Bearbeitung der Daten ist notwendig, um die unterschiedlichen Quellsysteme miteinander vergleichbar zu machen und den gesamten Datensatz zu harmonisieren.

Allein die Datenerhebung der jeweiligen Datensätze weist signifikante Unterschiede auf. Aufgrund der unterschiedlichen Schlepptiefen der eingesetzten seismischen Quellen variieren jeweils die Laufzeiten (gemessen in Zweiweglaufzeit bzw. TWT) zum Ersteinsatz. Daher ist die Tiefenlage des Meeresbodens zum einen zu gering (bezogen auf die Wasseroberfläche) und zum anderen differiert sie zwischen den unterschiedlichen Datensätzen. Hinzu kommt, dass keine Tidenkorrektur durchgeführt werden konnte. All diese Aspekte führen dazu, dass das Bezugsniveau der Daten nicht einheitlich ist. Um die genaue Tiefenlage der seismischen Profile zu korrigieren, wurden daher sämtliche Daten mit Hilfe der im Projekt erstellten Bathymetriefläche (Normalnull–Bezugsniveau in Metern, NN in m) normiert. Die manuell identifizierte Laufzeit zum Meeresboden wurde dabei auf den erwarteten Wert (basierend auf dem mittlerem Meeresspiegel) statisch korrigiert. Ein Vorteil dieser manuellen Tiefenkorrektur ist, dass die interpretierten Horizonte nicht nur durch Mächtigkeitsangaben definiert werden können, sondern simultan auch deren Tiefe [ms] bestimmt wird.

Auf Boomer-, CHIRP- und Sedimentecholot-Daten wurden Standard-Prozessingroutinen wie z. B. Bandpassfilterung (Ormsby), Dekonvolution und Spurmischung angewendet. All diese Schritte dienen der Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses. Außerdem wurden die Amplituden im Mittel auf das gleiche Niveau angehoben.

Die oberflächennahen Reflexionen wurden so gegenüber quellinduzierten Störsignalen verstärkt. Da es sich bei diesen Datensätzen um Einkanaldaten handelt und die Entfernung zwischen Quelle und Empfänger vernachlässigbar ist, können diese Daten als Zero-Offset-Sektion betrachtet werden.

Bei den BGR-eigenen seismischen Datensätzen aus den Jahren 2007 (Franklin 07) und 2011 (CE-11007) handelt es sich um hochauflösende Mehrkanaldaten. Hierbei wird eine kabelgebundene Hydrophonauslage (Empfänger, engl. Streamer) benutzt, und jeder Schuss wird mehrfach registriert. Für die einzelnen Reflexionen im Untergrund ergibt sich so eine Mehrfachüberdeckung mit Strahlen unterschiedlicher Einfallswinkel. Die seismischen Spuren mit identischen Reflexionspunkten werden zu einem CDP (*common depth point*) zusammengefasst. Aufgrund der längeren Laufzeiten der Wellenstrahlen der schussfernen Kanäle desselben Tiefenpunktes nehmen die Laufzeiten mit der Entfernung im Messkabel (*offset*) hyperbelförmig zu. Die Reflexionszeiten werden so korrigiert, dass die Primärreflexionen phasengleich erscheinen. Diese dynamische Laufzeitkorrektur nennt man Normal Move Out Korrektur (NMO). Im Anschluss an die NMO-Korrektur werden die

sortierten Daten gestapelt. Hierbei werden die Primärreflexionen aufsummiert und heben sich daher vom stetigem Rauschen deutlicher ab. Zusätzlich soll das Stapeln auch zur Unterdrückung der Mehrfachreflexionen dienen (YILMAZ, 1987), wobei diese jedoch nicht vollständig entfernt werden konnten.

Im Falle einer nicht horizontal orientierten Schichtabfolge werden Tiefen und Neigungen verzerrt abgebildet, topografische Änderungen eines Reflektors, wie beispielsweise größere Steine, Blöcke und Pipelines, erzeugen auf einem seismischen Profil Diffraktionshyperbeln. In Kenntnis der Geschwindigkeitsverteilung des Untergrundes wird das seismische Wellenfeld transformiert, um die Reflexionen in die exakte laterale Position bzw. an die richtige Laufzeit zu verschieben.

Nachdem die Poststack-Zeitmigration alle Reflektoren lagerichtig im Zeitprofil darstellt, besteht ein weiteres Problem darin, aus der Zwei-Wege-Laufzeit [ms] die Tiefe in Metern zum Reflektor zu erhalten. Die Umwandlung der Zwei-Wege-Laufzeit [ms] in Tiefe hängt dabei stark von den seismischen Geschwindigkeiten ab. Somit kann nicht unmittelbar auf die tatsächliche Reflektorposition im Untergrund geschlossen werden. Die Ermittlung der einzelnen Intervallgeschwindigkeiten für den flachen Untergrund gestaltet sich in den meisten Fällen als sehr schwierig, da keinerlei Geschwindigkeitsmessungen aus Sonic-Logs oder anderer Messungen der Schalllaufzeit im Sediment vorliegen. Außerdem ist die Datenauflösung der oberen Meter oft nicht hinreichend, um die Geschwindigkeiten aus der dynamischen Korrektur zu verwenden. Da jedoch drei hochauflösende Datensätze vorliegen, war es möglich verlässliche seismische Geschwindigkeiten zu ermitteln und stratigrafische Marker aus Bohrungen in die Seismik einzuhängen. So ist es nun auch möglich, die korrekte Tiefe der kartierten Horizonte zu berechnen.

Für die Bearbeitung der seismischen Daten wurden die Programmpakete ProMaxTM und SeismicUnix benutzt.

2.2 Datengrundlage Bohrungen und Drucksondierungen

Seismische Daten liefern Informationen über den Impedanzkontrast an Schichtgrenzen (unter der Impedanz versteht man das Produkt aus seismischer Geschwindigkeit und der Dichte des Materials). Um diese Impedanzkontraste geologisch richtig zu interpretieren, werden für die Schichtbeschreibungen Bohrdaten verwendet.

Für die Untersuchung des Untergrundes bis etwa 50 m Tiefe standen im Projekt insgesamt 708 Bohrungen zur Verfügung, die eine Endteufe von mehr als 6 m aufweisen, um auch die etwas tieferen Schichten sedimentologisch beschreiben zu können. Diese Bohrungen enthalten vorwiegend lithologische Informationen zu den einzelnen Schichtpaketen. In einigen Fällen ist darüber hinaus auch eine stratigrafische Einteilung erfolgt. Abb. 2 zeigt die geografische Verteilung der verfügbaren Bohrungen, die eine Endteufe von mindestens 7 m aufweisen.

In der deutschen Nordsee wurden zusätzlich zahlreiche Tiefbohrungen durch die Erdöl- und Erdgas-Industrie abgeteuft (Fachinformationssystem Kohlenwasserstoffe (FIS KW) und Bohrdatenbank des LBEG). Da diese Bohrungen jedoch deutlich tiefere Teufenbereiche zum Ziel hatten, liegen daraus lithologische und geophysikalische Informationen für die hier betrachteten flacheren Teufenbereiche durchweg nicht vor. Auch existiert für die oberflächennahen Bereiche dieser Bohrungen keine Bohrlochgeophysik.

Weiterhin standen im GPDN-Projekt Daten aus Drucksondierungen aus Windparkgenehmigungsverfahren zur Auswertung zur Verfügung. Hierbei wird ein Sondiergestänge mit kegelförmiger Spitze bei exakt festgelegter bzw. konstanter

Geschwindigkeit in den Boden gedrückt. Gemessen werden im Allgemeinen der Spitzendruck, die Mantelreibung und der Porenwasserdruck. Diese Penetrationsversuche eignen sich gut für die Untersuchung der Setzungsempfindlichkeit von Böden (KNÖDEL et al. , 2005).

Die Messungen aus den Drucksondierungen wurden ebenfalls in das seismische Interpretationssystem (s. u.) geladen und mit Hilfe der seismischen Geschwindigkeiten in Zeit umgerechnet. So lassen sich auch diese Informationen auf die jeweiligen seismischen Profile projizieren.

Auf Grundlage dieser Datenbasis erfolgte die Charakterisierung des Sedimentaufbaus bis etwa 60 m unter Meeresbodenniveau.

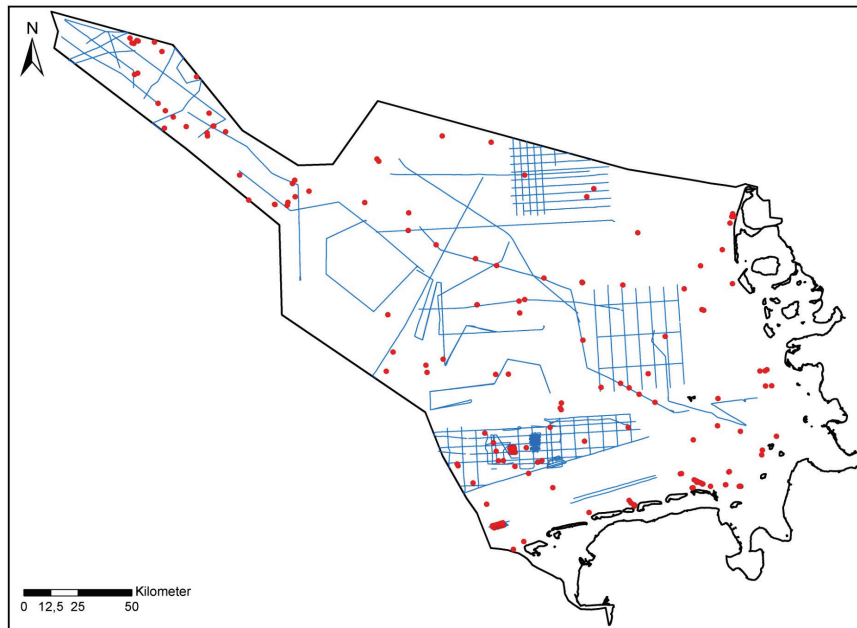


Abb. 2: Verwendeter Datensatz für die Beschreibung des Aufbaus der oberen, etwa 60 m unter dem Meeresboden. Die roten Punkte stellen die Bohrlokationen dar. Die blauen Linien markieren die seismischen Boomer- und Mini-Airgun-Profile.

2.3 Interpretation

2.3.1 Grundlagen

Die prozessierten seismischen Profile wurden mit dem Programmpaket GeoFrame™ interpretiert.

Mit Hilfe des Programmmodules IESX lassen sich die reflexionsseismischen Profile georeferenziert darstellen und interpretieren. Dieses Modul ermöglicht geologische Strukturen und stratigraphische Schichten in der Seismik als Störungen oder Horizonte zu markieren. Diskordanzen, Horizonte sowie geologische Strukturen wie Störungen können entweder manuell oder mit Hilfe eines automatisch verfolgenden Algorithmus in die Profile eingezeichnet werden.

Das Verschneiden individuell gewählter seismischer Linien oder Bereiche der Profile ist möglich, um die Lage eines eingezeichneten Horizonts, der in zwei sich kreuzenden seismischen Sektionen auftritt, zu überprüfen oder das Reflexionsmuster seismischer Sequenzen lateral besser miteinander vergleichen zu können. Bohrungsdaten zur stratigraphischen Korrelation und Einordnung von Horizonten können innerhalb eines Profils durch das georeferenzierte Einladen von Bohrungen abgebildet werden.

Die Darstellung der seismischen Profile kann in zahlreichen Varianten erfolgen. Die Amplitude kann unter anderem in verschiedenen Farbskalen angezeigt werden. Bei geeigneter Wahl der Verstärkung können extreme Amplituden hervorgehoben werden, während die schwächeren Reflexionen im Graubereich immer noch sichtbar bleiben. Die Interpretation der Seismik wird simultan in der sogenannten *basemap* abgebildet. Die *basemap* ist eine Karte des Untersuchungsgebietes, die interaktiv mit der aufgezeigten Seismik korreliert ist und die dortige Position des Mauszeigers gleichzeitig anzeigt. In dieser Karte lassen sich neben den Interpretationen auch die genauen geographischen Lokationen der seismischen Profile darstellen. Zusätzliche Informationen, wie zum Beispiel Salzstöcke und Lage von Bohrungen, können zusätzlich abgebildet werden.

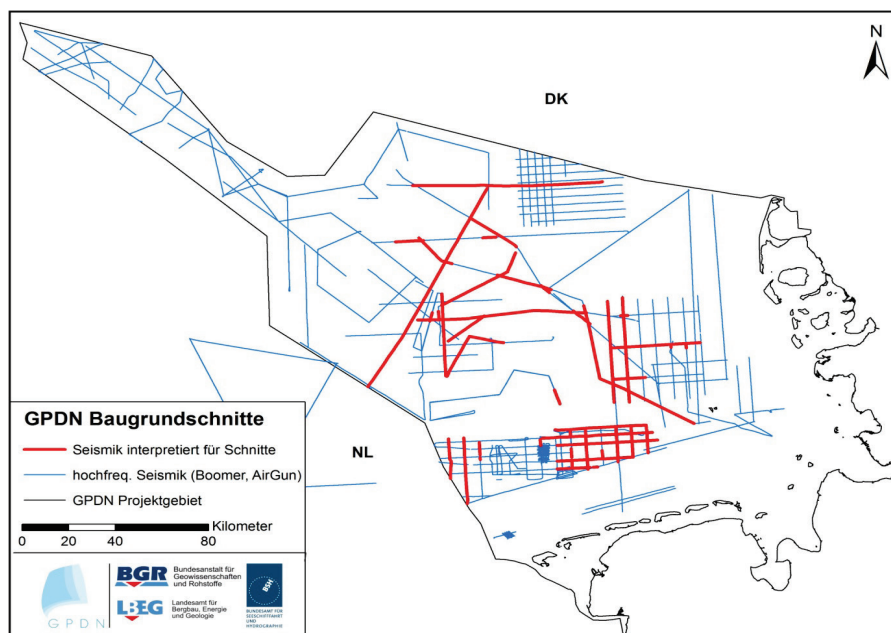


Abb. 3: Lage der hochfrequenten Seismik-Daten (Boomer, Mini-Airgun) die im Rahmen des GPDN-Projekts prozessiert und qualitätsgesichert wurden. In roter Liniensignatur markierte Profile wurden für die Erstellung von Baugrundschnitten ausgewertet.

Um den flachen Untergrund für ingenieurgeologische Zwecke zu charakterisieren, wurde ein seismostratigrafischer Ansatz gewählt, da die auftretenden Reflektoren oft sehr diskontinuierlich und unterschiedlich ausgebildet sind. Durch eine seismostratigrafische Analyse wird versucht, ehemalige Ablagerungsbedingungen der sedimentären Einheiten direkt aus reflexionsseismischen Daten abzuleiten. Mit Hilfe von seismischen Faziesparametern (z. B. Reflexionsanordnung, Kontinuität, Amplitude, Frequenz, Intervallgeschwindigkeit) werden genetisch verwandte Bereiche zusammengefasst, um lithologische Eigenschaften und das Ablagerungsmilieu zu rekonstruieren. Dabei sind die Bohrungsdaten eine wichtige Zusatzinformation zur geologischen Interpretation der seismischen Daten.

Anhand von Bohrproben können zusätzliche Aussagen über die Art der erbohrten Sedimente und deren Ablagerungsmilieu in Raum und Zeit gemacht werden. Die durch Bohrungen erfassten geologischen Marker werden mit seismischen Reflektoren korreliert, um kartierbare Horizonte zu definieren und wichtige Leithorizonte innerhalb der seismischen Sektion weiterverfolgen zu können.

Wenn Bohrungen nicht direkt auf einem seismischen Profil liegen, muss die Lage dieser Horizonte in der Bohrung nicht der Lage derselben Leithorizonte in dem Profil entsprechen. Da die quartären Sedimente des flachen Untergrundes eine große Variabilität zeigen, werden Bohrungen, welche sich in Entfernungen größer 200 m vom Profil befinden, nicht mehr auf die Sektion projiziert. Auch sind die stratigraphischen Abfolgen in einer Bohrung nicht immer eindeutig, sodass Bohrdaten lediglich Hinweise, jedoch keine absolut sicheren Belege für das Alter und die Entwicklung der untersuchten geologischen Strukturen darstellen. Zwei der weiträumig kontinuierlichen Schichtgrenzen wurden (flächendeckend) kartiert und dargestellt.

Reflexionsamplitude - Reflexionskoeffizient

Der Reflexionskoeffizient gibt an, wie stark die Amplitude einer reflektierten Welle, relativ zur Amplitude der einfallenden Welle, ist. Die Amplitude ist die maximale Auslenkung der von den Empfängern aufgezeichneten Größe des Signals (zum Beispiel einer erwarteten Reflexion), bei Hydrophonen ist dies der Schalldruck. Ihr Quadrat ist proportional zum reflektierten Energieanteil. Um einen von Null verschiedenen Reflexionskoeffizienten zu erhalten, sind zwei aneinander angrenzende Gesteinsschichten mit unterschiedlichen seismischen Impedanzen notwendig (BORTFELD, 1960). Der Reflexionskoeffizient beschreibt den Impedanzkontrast. Ohne einen Impedanzkontrast wird keine Energie reflektiert. Je mehr Energie der Ursprungswelle an einer Grenzfläche reflektiert wurde, umso weniger Energie trifft auf den folgenden Reflektor. Die dort reflektierte Energiemenge wird relativ zur Ursprungswelle kleiner ausfallen. Der Reflexionskoeffizient nimmt bei „normalen“ lithologischen Grenzflächen mit größer werdendem Einfallswinkel in der Regel zunächst ab. Ab dem kritischen Winkel wird die gesamte einfallende Energie reflektiert und in Form einer reflektierten Welle entlang der Schichtgrenze übertragen.

Die Amplituden werden durch das Prozessing mit zunehmender Tiefe verstärkt, da sie aufgrund der sphärischen Divergenz umgekehrt proportional von dem Quellabstand abnehmen (URSIN, 1990).

Polarität

Die Polarität beschreibt die Richtung (links oder rechts) einer Amplitude in seismischen Sektionen. Nimmt die Impedanz mit der Tiefe zu, ist also die Impedanz der liegenden Schicht größer als in der Überlagernden, wird die positive Amplitude als „Peak“ dargestellt (Abb. 4).

Die Polarität ist ein gutes Hilfsmittel, um Impedanzkontraste benachbarter Gesteine abzuschätzen und so potenzielle Lithologien zu bestimmen (PATZER & PRÖHL, 1988).

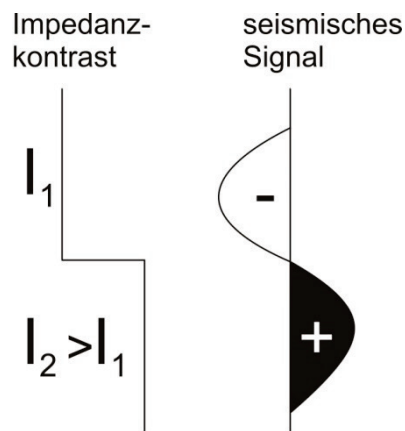


Abb. 4: Seismische Polarität. Ist die Impedanz in der liegenden Schicht (I_2) höher als in der Hangenden (I_1), resultiert daraus eine positive Amplitude, die als Wellenberg dargestellt wird.

Kontinuität

Die Kontinuität beschreibt die laterale Variabilität einer Reflexion entlang eines seismischen Profils. Eine Reflexion kann als diskontinuierlich beschrieben werden, wenn anhaltende Teile durch Lücken voneinander getrennt werden, auch wenn diese Lücken nur wenige Spuren betragen. Eine kontinuierliche Reflexion dagegen ist persistent über größere Perioden zu registrieren.

Veränderungen in der Kontinuität implizieren meist einen Lithologiewechsel. Auch lokale Änderungen der Porenfüllung, wie z. B. das Auftreten von Gas, können die Beständigkeit eines Reflektors beeinflussen (HARDAGE, 1987). Sind die Unterbrechungen von Reflektoren aufnahmebedingt, dann ist die gesamte seismische Spur und nicht nur einzelne Horizonte betroffen. Weitere Fehlinterpretationen können entstehen, wenn Reflexionen von Störsignalen, wie Multiplen oder Diffraktionshyperbeln unterbrochen werden.

Diskontinuierliche Reflexionen sind beispielsweise charakteristisch für fluviatile Ablagerungen, kontinuierliche Reflexionen dagegen sind typisch für Verhältnisse mit konstanteren Sedimentationsbedingungen, wie sie beispielsweise in größeren Wasserkörpern gegeben sind (ROKSANDIĆ, 1978).

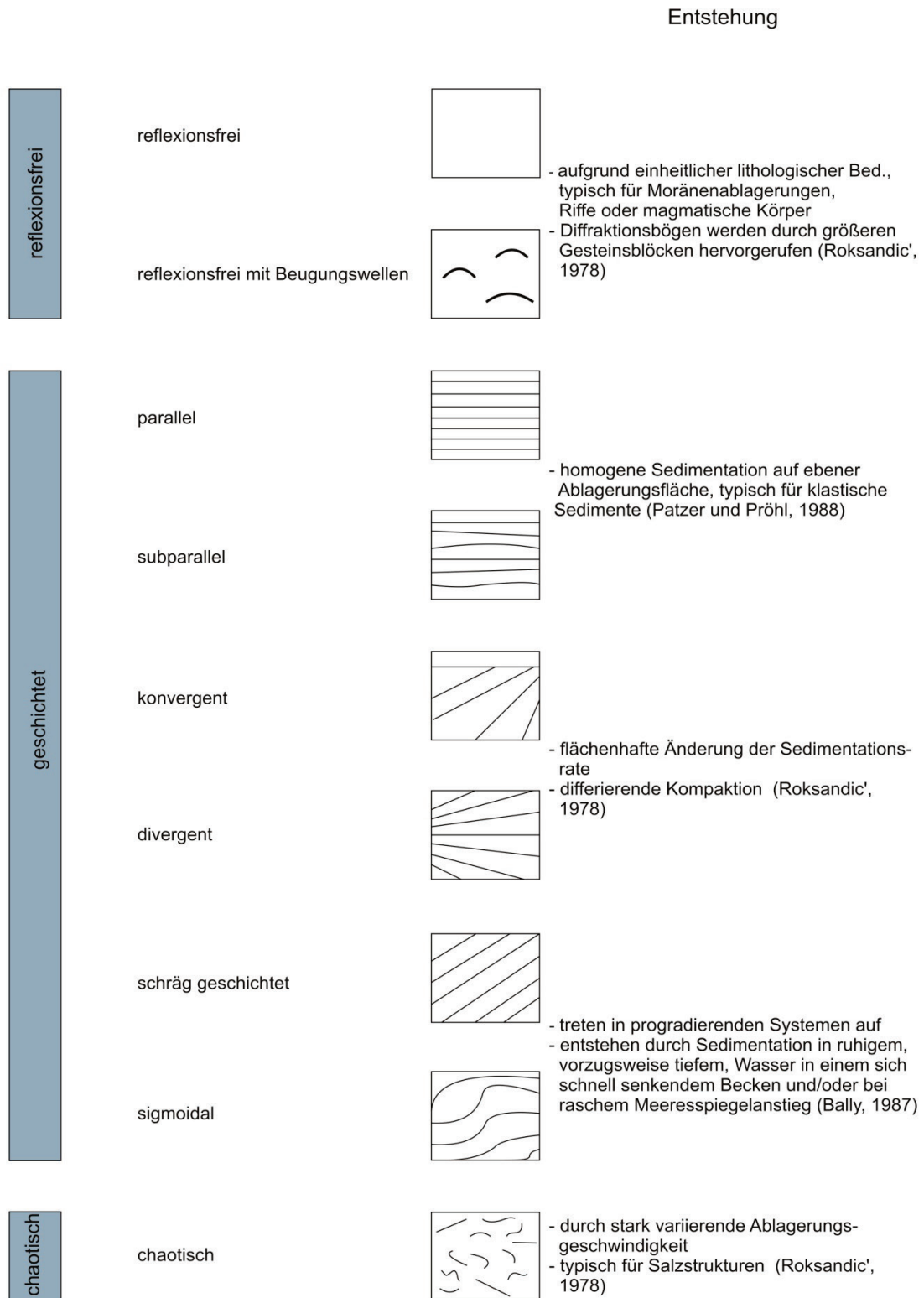


Abb. 5: Charakterisierung und Entstehung der Reflexionsmuster.
Verändert nach BALLY (1987), PATZER & PRÖHL (1988) und ROKSANDIĆ (1978).

2.3.1.1 Korrelation Bohrung – Seismik bzw. CPT - Seismik

Da die lithologische Beschreibung der Bohrungen in Metern erfolgt und die Interpretation der Seismik in Millisekunden, muss die Schichtenbeschreibung in Zwei-Wege-Laufzeit (ms) umgerechnet werden. Mit Hilfe der wenigen Geschwindigkeitsanalysen aus dem Processing der Boomer-Mehrkanaldaten wurde eine Geschwindigkeitsfunktion für den flachen Untergrund abgeleitet. Sind Torfe erbohrt wurden, sind auch diese kleinräumigen Geschwindigkeitsänderungen beim „Einhängen“ der Bohrung berücksichtigt worden. In der Regel steigt die Geschwindigkeit in den ersten 80 ms [TWT] um 200 m/s.

Da auch die Messwerte der Drucksondierungen (Cone Penetration Test, CPT) nur in Metern vorlagen, wurden auch diese mit Hilfe der Geschwindigkeitsfunktion in Tiefe ms [TWT] umgerechnet.

2.3.2 Kartierung der Horizonte

Die seismische Wellenausbreitung in der Erde wird durch die mechanischen Eigenschaften des Mediums bestimmt. Die Geschwindigkeiten der Wellen hängen in homogenen, isotropen Medien von den Lamé-Parametern und der Dichte ab (AVSETH et al., 2005; SHERIFF, 1974). Diese lassen sich, meist empirisch, mit folgenden Parametern in Beziehung setzen: Alte Gesteine sind im Allgemeinen stärker verfestigt und weisen eine geringere Porosität, größere Dichte und höhere Geschwindigkeiten auf als jüngere des gleichen Typs. In Sedimentgesteinen werden die elastischen Eigenschaften wesentlich bestimmt von Druck, Alter und der Zementation.

Aufgrund der Zunahme der Lamé'schen Parameter mit der Tiefe steigt auch die Ausbreitungsgeschwindigkeit der P-Wellen mit zunehmender Tiefe an. Diese Änderung der Impedanz wird in gestapelten seismischen Sektionen als Reflexion mit positiver Polarität abgebildet. Daher werden die Reflektoren entlang der positiven Signaleinsätzen kartiert („gepickt“).

Beim Übergang vom Meerwasser zum Sediment dringt die Welle in ein akustisch dichteres Medium ein. Somit bildet sich auch der Meeresboden als stark positiver Reflektor ab. Der erste durchgehende positive Ausschlag wird als Meeresboden definiert.

Folgende Sequenzen wurden dementsprechend kartiert – die jeweiligen Horizonte entsprechen dabei den Unterkanten der jeweiligen Sequenzen:

1. Sequenz 1 → **Horizont 1 (grün)**

Die erste zu kartierende Einheit in Zwei-Weg-Laufzeiten zwischen 4 bis 10 ms direkt unter dem Meeresboden ist durch ein transparentes Reflexionsmuster gekennzeichnet. Partiiell weist dieser Bereich auch eine parallele bis subparallele Reflexionskonfiguration auf. Dieses Reflexionsmuster ist typisch für das gesamte Untersuchungsgebiet.

Der Horizont ist durch einen gut korrelierbaren Reflektor hoher Amplitude und ein scharfes Amplitudenminimum gekennzeichnet. Durch Korrelationen mit ausgewählten Bohrungen lässt sich dieser Reflektor in vielen Bereichen als holozäne Basis ansprechen. Dieser Reflektor korreliert gleichzeitig mit einem sprunghaften Anstieg der Lagerungsdichte von sehr locker bis locker (0-5 Mpa) auf mitteldicht bis dicht (5-20 Mpa).

Innerhalb dieser Sequenz treten in der östlichen deutschen Nordsee stark reflektierende, schräg geschichtete Lagen auf. Auch das Vorkommen von Reflexionshyperbeln ist in diesem Bereich deutlich ausgeprägter.

2. Sequenz 2 → **Horizont 2 (pink)**

Die Sequenz 2 ist an der Oberkante durch Horizont 1 begrenzt. Das Reflexionsmuster innerhalb der Sequenz ist je nach Lage des Profils sehr komplex. Es treten sowohl chaotische Reflexionsmuster als auch geschichtete Konfigurationen mit geringer Kontinuität auf. Diese Sequenz ist stark durch das Vorkommen von Rinnen geprägt.

Die Basis dieser Einheit wird durch Horizont 2 begrenzt und stellt somit das Top der 3. Sequenz dar. Der Horizont ist nicht im gesamten Untersuchungsgebiet identifizierbar. Diskontinuierlich ist der 2. Reflektor durch ein scharfes Amplitudenmaximum gekennzeichnet. Ist die Lage unklar, wird eine einfache Trennlinie zwischen den unterschiedlichen Reflexionskonfigurationen der 2. und 3. Sequenz gezogen. Sind selbst die Reflexionsmuster nicht differenzierbar, wurde nicht kartiert.

Geotechnisch lässt sich dieser Reflektor als die Basis der mitteldicht bis dicht gelagerten Sedimente ansprechen.

3. Sequenz 3 → **Horizont 3 (orange)**

Das Reflexionsmuster innerhalb der Sequenz ist sehr chaotisch. Die wenigen vorhandenen Reflektoren weisen eine deutlich geringe Kontinuität auf, wobei im oberen Bereich der Sequenz partiell Reflektorabschnitte mit hoher Amplitude auftreten. Es ist ein schwach reflektierender Bereich. Auch die Amplituden des Basisreflektors sind im Vergleich zu den beiden überlagernden Horizonten deutlich geringer.

Das Auftreten des Reflektors unterliegt deutlichen regionalen Unterschieden. In der westlichen deutschen Bucht ist er gut zu verfolgen, in östlichen und südlichen Teilgebieten hingegen ist das Vorhandensein nicht ausgeprägt.

Dieser Reflektor korreliert mit dem Top der sehr dichten Lagerung > 60 – 80 MPa.

4. Sequenz 4 → **Horizont 4 (dunkelblau)**

Die Basis der 4. Sequenz ist von einem scharfen Amplitudenmaximum geprägt. Dieser stark reflektierende Horizont grenzt sich deutlich von den umlagerten Schichtpaketen ab.

Das Reflexionsmuster ist gekennzeichnet durch subparallele, diskontinuierliche Reflektoren mit hohen Impedanzen.

Sedimentologisch ist auch dieser Horizont nicht eindeutig festzulegen. Innerhalb des Schichtpaketes der sehr dichten Lagerung > 60 – 80 Mpa lässt dieser Horizont auf den Korngrößenwechsel von fein zu grob schließen. Fein- bis Mittelsande werden von Grobsanden und kiesigen Komponenten abgelöst.

5. Sequenz 5 → **Horizont 5 (lila)**

Aufgrund der geringen Eindringtiefe der hochauflösenden Quellen und das Fehlen von tiefen Bohrungen, lässt sich Horizont 5, und somit die Basis der 5. Sequenz, nicht immer festlegen, sowohl seismisch als auch sedimentologisch.

In den Mehrkanaldaten kann der Horizont besser identifiziert und verfolgt werden. Bei dieser Sequenz ist unbedingt die Meeresbodenmultiple zu beachten, die die primären Reflexionen der Gesteinseinheiten überlagern kann.

Messungen aus Drucksondierungen belegen im Baugrundschnitt 8 (Dokumentation Nr. 9) einen Lagerungsdichtesprung innerhalb der sehr dicht gelagerten Sedimente.

Aus der Korrelation der seismischen Daten mit den Bohrungen geht hervor, dass die kartierten Horizonte keine Klassifikation für einen bestimmten Sedimenttyp (Ablagerungsmilieu) darstellen. Sie werden durch Änderungen in der Lagerungsdichte hervorgerufen.

Da der flache Untergrund der deutschen Nordsee im Quartär einer hohen Dynamik und Sedimentaufarbeitung unterlag, sind die geologischen und sedimentologischen Verhältnisse regional betrachtet sehr unterschiedlich. Für die geotechnische Betrachtung des Untergrundes bis 50 m Teufe deutet sich eine Unterteilung in drei Regionen an. Diese regionalgeologischen Besonderheiten und die detailliertere Beschreibung der einzelnen Gebiete sind in der Dokumentation Nr. 9: „Erstellung von Baugrundschnitten in der deutschen Nordsee“ niedergelegt.

2.3.3 Kartierung der Rinnenstrukturen

Bei der Interpretation des flachen Untergrundes der deutschen Nordsee wurden nicht nur Horizonte charakterisiert, sondern auch die Verteilung der Rinnen berücksichtigt.

Da die Rinnen in diversen Teufen vorkommen und auch mehrere Sequenzen schneiden, wurde das in Abb. 6 dargestellte einheitliche Benennungssystem eingeführt. Rinnen, die eindeutig einem Reflektor zugehörig sind, werden an der Basis durchgezogen und können so mitunter auch stratigrafische Grenzen darstellen.

Da gleiche Horizonte lateral nicht übereinander vorkommen können, müssen die Rinnen als Störungen kartiert werden.

Je nach geografischer Verteilung der Rinnen variieren Größe und Füllung (NAUMANN et al., 2013).

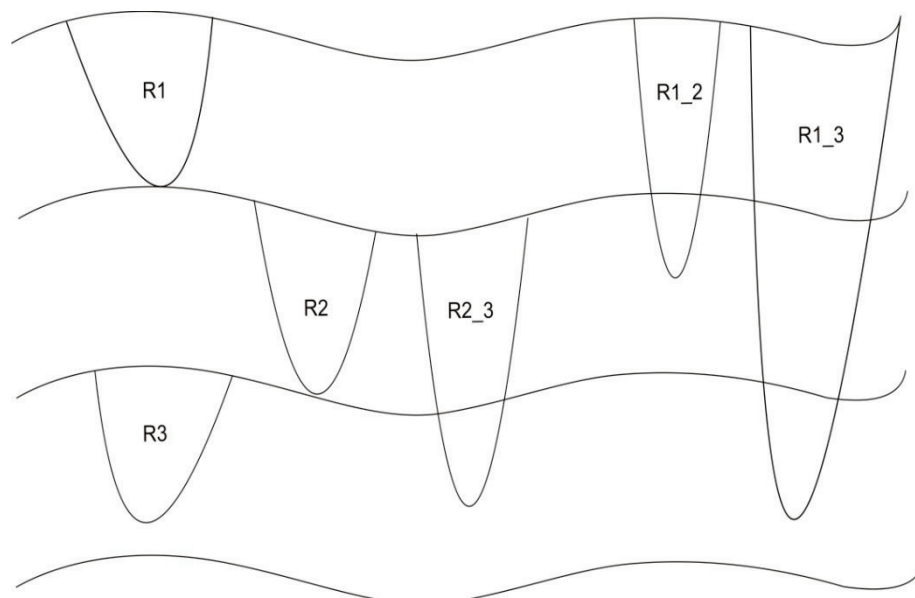


Abb. 6: Nomenklatur der kartierten Rinnen.

3. Literaturverzeichnis

AVSETH ET AL., P., MUKERJI, T. & MAVKO, G. (2005): Quantitative Seismic Interpretation. Cambridge University Press, pp. 359.

BALLY, A.W. (ED.) (1987): Atlas of seismic stratigraphy; AAPG Studies in Geology No. 27, Vol. 1, pp. 124.

BORTFELD, R. (1961): Approximations to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse waves. Geophysical Prospecting 9 (4), p. 485- 502.

BROOK, R.A., LANDRUM, R.A. & SALLAS, J.J.(1993): Report to the SEG Technical Standards. Committee regarding proposed polarity convention for vibratory source/recording systems: Society of Exploration Geophysicists, <http://www.seg.org/>.

HARDAGE, B.A. (1987): Seismic stratigraphy. Handbook of geophysical exploration, 9. Geophysical Press, Bruges, pp. 432.

KNÖDEL, K., KRUMMEL, H. & LANGE, G. (2005): Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien – Band 3: Geophysik. Springer-Verlag, pp. 1102.

LANDRUM, R.A., BROOK, R.A. & SALLAS, J.J., (1994): Polarity convention for vibratory source/recording systems. Geophysics 59 (2), p. 315-322.

NAUMANN M., SCHNABEL C., FRITZ J., & DJUREN, D. (2013): Erstellung von Baugrundschnitten in der deutschen Nordsee (GPDN-Dokumentation Nr. 9).- Hannover, pp. 22.

PATZER, U. & PRÖHL, S. (1988): Was ist seismische Stratigraphie? Teil 1: Methodische Grundlagen; Zeitschrift für angewandte Geologie Band 34/1988, Heft 11; p. 321-364.

ROKSANDIĆ, M. M.. (1978): Seismic facies analysis concepts. Geophysical Prospecting, 26 (2), p. 383-398.

SHERIFF, R.E. (1974): Factors affecting seismic amplitudes. Geophysical Prospecting 23 (1), p. 125-138.

URSIN, B. (1990): Short Note - Offset-dependent geometrical spreading in a layered medium. Geophysics 55 (4), p. 492-496.

YILMAZ, Ö. (1987): Seismic Data Processing. Society of Exploration Geophysicists, pp. 526.