



DIPLOMARBEIT / DIPLOMA THESIS

Titel der Diplomarbeit / Title of the Diploma Thesis

„Freak Waves – Die Monster der tiefen Ozeane“

„Freak Waves – The monsters of the deep oceans“

verfasst von / submitted by

Christoph Steindl

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of
Magister der Naturwissenschaften (Mag. rer. nat.)

Wien, 2017 / Vienna, 2017

Studienkennzahl lt. Studienblatt /
degree programme code as it appears on
the student record sheet:

A 190 482 456

Studienrichtung lt. Studienblatt /
degree programme as it appears on
the student record sheet:

Lehramtsstudium: UF Bewegung und Sport
& UF Geographie und Wirtschaftskunde

Betreut von / Supervisor:

Univ.-Prof. Dipl.-Geogr. Dr. Thomas Glade

Erklärung

Hiermit versichere ich,

- dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubter Hilfe bedient habe,
- dass ich dieses Masterarbeitsthema bisher weder im In- noch im Ausland in irgendeiner Form als Prüfungsarbeit vorgelegt habe
- und dass diese Arbeit mit der vom Begutachter beurteilten Arbeit vollständig übereinstimmt.

Ort und Datum

Unterschrift



Danksagung

Danksagung

Ich möchte mich hier an dieser Stelle bei allen bedanken, die mir bei dem Entstehungsprozess dieser Arbeit geholfen haben und zur Seite gestanden sind.

Besonderen Dank möchte ich an Herrn Univ.-Prof. Dr. Thomas Glade richten, für die Möglichkeit dieses Thema als Diplomarbeitsthema wählen zu können, für wertvolle Ratschläge und die Unterstützung in den verschiedenen Phasen. Vielen Dank für die Zeit, Geduld und zahlreichen Tipps.

Auch der Uni Wien und besonders der Fachbereichsbibliothek Geographie und Regionalforschung möchte ich meinen Dank aussprechen, die alle Bücher, die für das Schreiben dieser Arbeit essentiell waren, angeschafft und mir bereitgestellt hat.

Danken möchte ich ebenfalls allen meinen KorrekturleserInnen, die mich auf Schwächen und Fehler hingewiesen haben.

Meiner Freundin Karin möchte ich dafür danken, dass sie mich während des gesamten Prozesses motiviert und unterstützt hat.

Zuletzt möchte ich noch meinen Eltern danken, ohne deren Unterstützung das Studium nicht möglich gewesen wäre.



Kurzzusammenfassung

In dieser Arbeit wird ein Überblick über verschiedene Aspekte von Rogue Waves in tiefen Ozeanen gegeben, welche bekannt dafür sind, aus dem Nichts aufzutauchen und nach kurzer Zeit auch wieder zu verschwinden.

Um Rogue Waves verstehen zu können, werden die Unterschiede dieser mit denen von anderen Wellenphänomenen wie Tsunamis, Tidal Bores und herkömmlichen Windwellen aufgezeigt. Durch anekdotische Beweise von Seefahrern wurden erste Erkenntnisse zu Rogue Waves gewonnen und hier dargelegt. Im Weiteren wird betrachtet, welche Methoden und Mittel zur Verfügung stehen und genutzt werden, um Rogue Waves auf dem Meer zu sichten. Diese Methoden gehen von Bojenmessungen, über in-situ-Messungen bis zu SAR Satellitenmessungen und beweisen die Existenz dieser monströsen Wellen. Eine Betrachtung der physikalischen Mechanismen des Rogue Wave Phänomens wird gegeben, wobei hier lineare und nichtlineare Mechanismen erklärt werden. Bei den Mechanismen handelt es sich um die räumlich-geometrische Fokussierung, die räumlich-zeitliche Fokussierung, das Strömungsmodell und nichtlineare Effekte, die auf der Benjamin-Feir Instabilität beruhen. Diese Mechanismen sowie Laborexperimente werden beschrieben und es wird gezeigt, dass viele dieser Theorien in Wellenkanälen nachgestellt werden können.

Auch die Möglichkeit der Vorhersage hat in den letzten Jahren Fortschritte gemacht und es werden mehrere Möglichkeiten, Rogue Waves vorherzusagen, dargestellt. Leider können diese immer noch nur mit 2-3-minütiger Vorlaufzeit und keiner hundertprozentigen Wahrscheinlichkeit vorhergesagt werden.

Abstract

In this thesis an overview of various aspects of Rogue Waves in deep oceans is given, which are well-known for developing out of nowhere and to disappear again after a short time.

To be able to understand Rogue Waves, the differences of these to those of other wave phenomena such as tsunamis, tidal bores and conventional wind driven waves are shown. Through anecdotal evidence of seafarers, first insights into Rogue Waves were gained and are presented here. In the following, we will look at the methods and resources available to measure Rogue Waves at sea. These methods range from buoy measurements, through in-situ measurements to SAR satellite measurements and give the evidence of the existence of these monstrous waves. An examination of the physical mechanisms of the rogue wave phenomenon is given by linear and non-linear mechanisms. The mechanisms are spatio-geometrical focusing, spatio-temporal focusing, wave-current Interactions, and non-linear effects based on the Benjamin-Feir instability. These mechanisms as well as laboratory experiments are described and it is shown that many of these theories can be simulated in wave tanks.

Also the possibility of prediction has shown progress in recent years and there are several ways to predict Rogue Waves. Unfortunately, these can still only be predicted with a lead time of 2-3 minute and still not with a one hundred percent probability.



Inhaltsverzeichnis

Erklärung	III
Danksagung	V
Kurzzusammenfassung.....	VII
Abstract	IX
Abbildungsverzeichnis.....	XII
Tabellenverzeichnis	XV
1 Einleitung.....	1
2 Allgemeine Einführung	4
2.1 Wind	4
2.1.1 Kleinräumige Windsysteme.....	4
2.1.2 Großräumige Windsysteme	5
2.2 Gezeiten	10
2.3 Wellenarten und ihre Entstehung.....	14
2.3.1 Windwellen.....	16
2.3.2 Tsunamis.....	22
2.3.3 Tidal Bore.....	24
2.4 Brechen von Wellen	25
3 Methodik.....	27
4 Freak Waves / Rogue Waves / Monsterwellen.....	28
4.1 Definition.....	28
4.2 Vorkommen & Häufigkeit.....	29
4.2.1 Anekdotische Beweise / Erfahrungsberichte	29
4.2.2 Messungen	31
4.2.3 Statistische Beschreibung.....	35
4.3 Entstehungstheorien.....	40
4.3.1 Linear	40
4.3.2 Nichtlinear	58
4.4 Vorhersagbarkeit.....	73
5 Conclusio	78
6 Perspektiven.....	80
7 Literaturverzeichnis.....	81

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Verschiedene Fotos von Rogue Waves von Schiffen aus (Quelle: Kharif & Pelinovsky, 2003: 606).....	2
Abbildung 2: Land- und Seewinde (Häckel, 2008: 257).	4
Abbildung 3: Zirkulationszellen und Windsysteme der Erde (Butt, 2009: 129 - Bearbeitung Steindl). ..	6
Abbildung 4: Die Entstehung des geostrophischen Windes (Häckel, 2008: 265).....	8
Abbildung 5: Kräftegleichgewicht zwischen Mond und Erde (Segar & Segar, 2012: 233)	10
Abbildung 6: Zusammenspiel zwischen Mond, Sonne und Erde in Bezug auf die Gezeiten auf der Erde (Demmler, 2011: 49).....	11
Abbildung 7: Amphidrome Punkte der semidiurnalen Gezeitenwellen der Erde (Segar & Segar, 2012: 243).....	13
Abbildung 8: Die Anatomie einer Welle (Butt, 2014: 29; eigene Darstellung).....	14
Abbildung 9: Orbitalbahnen, Strömungslinien und Bewegungsrichtung der Teilchen in einer Tiefseewelle (Dietrich, 1975: 335).....	17
Abbildung 10: Offene Orbitalbahn eines Wassermoleküls (Segar & Segar, 2012: 213).....	18
Abbildung 11: Orbitalbewegung der Wassermoleküle mit ihrem Bahndurchmesser und der Tiefe, in die sie wirken (Segar & Segar, 2012: 213).....	18
Abbildung 12: Abnahme der Wellenhöhe durch Umfangsdispersion, mit der Entfernung zu einem punktuellen Sturmzentrum (Butt, 2014: 40).....	19
Abbildung 13: Lineare Superposition des vereinfachten Falles von zwei Wellenzügen (Butt, 2014: 43).	21
Abbildung 14: Fortbewegung von Wellengruppen und Einzelwellen in ihnen (Segar & Segar, 2012: 214).....	21
Abbildung 15: Die 3 Stadien des Tsunamis (Demmler, 2011: 56).....	22
Abbildung 16: Lituya Bay in Alaska nach dem Mega Tsunami in 1958 (Olagnon & Taylor, 2017: 33). ..	23
Abbildung 17: Tidal Bore im Qintang Fluss in China (Olagnon & Taylor, 2017: 41).	24
Abbildung 18: Arten der Wellenbrechung (Segar & Segar, 2012: 220).....	25
Abbildung 19: Gemessene Rogue Wave Ereignisse (Kharif et al., 2009: 23ff).	33
Abbildung 20: Die Wellenhülle (wave envelope) eines Teils der Draupnerwelle (Shanti, 2016: 10). ..	36
Abbildung 21: Rayleigh & Gaußsche Verteilung mit Messdaten aus dem japanischen Meer. Beide Verteilungen wurden auf die mittlere quadratische Flächenerhöhung η_{rms} normiert und auf einer linearen und logarithmischen Skala (kleineres Diagramm) aufgetragen. (Hadjihosseini et al., 2014: 4).....	37

Abbildung 22: Crossing sea, die Überlagerung von zwei in unterschiedliche Richtung wandernden Wellensystemen (Shanti, 2016: 14)..... 41

Abbildung 23: Räumlich verteilte Fokussierung bei nicht zylindrischer Wellenfront (Kharif et al., 2009: 66)..... 42

Abbildung 24: Lage des Brennpunkts bei zylindrischen Wellenfronten (Kharif et al., 2009: 66)..... 42

Abbildung 25: Simulation von statistischen Verteilungen, die sich aus der Interferenz von N Wellen mit Einheitsamplitude und zufälligen Phasen ergeben. (Birkholz et al., 2016: 3)..... 44

Abbildung 26: Evolution einer Wellenbewegung in dimensionsloser Zeit (Pelinovsky et al., 2011: 129) 46

Abbildung 27: Momentaufnahmen des Wellenfeldes zu unterschiedlichen Zeitpunkten in Sekunden (Pelinovsky et al., 2011: 130)..... 47

Abbildung 28: Momentaufnahmen des Wellenfeldes in unterschiedlichen Distanzen in Metern (Pelinovsky et al., 2011: 131)..... 48

Abbildung 29: Momentaufnahmen des Wasserlevels zu unterschiedlichen Zeitpunkten in Sekunden (Pelinovsky et al., 2011: 132)..... 49

Abbildung 30: Aus dem Süden kommende Wellen treffen auf den südwärts fließenden Agulhas Strom (Segar & Segar, 2012: 211). 51

Abbildung 31: Dispersionsrelation für die unidirektionale Wellenausbreitung über einen Strom (Kharif & Pelinovsky, 2003: 23). 51

Abbildung 32: Die maximale Amplitude als Funktion von U_0/c_g (Miguel Onorato et al., 2011)..... 53

Abbildung 33: Wellenreflektion und durchlaufen durch den Blockierungspunkt in einem Wellenkanal (Chawla, 2002: 14)..... 55

Abbildung 34: Wellenausbreitung im Japanischen Seengebiet mit Meeresströmungen und unterschiedlicher Tiefe (Kharif & Pelinovsky, 2003: 18). 56

Abbildung 35: Entstehung von Kaustiken durch den Einfluss von Strömungen (White & Fornberg, 1998: 126)..... 57

Abbildung 36: Oberflächenerhebung entsprechend einer sinusförmigen Welle und einer Stokes Welle gleicher Höhe (Slunyaev et al., 2011: 43)..... 59

Abbildung 37: Grafische Darstellung der Evolution der Wellengruppen in einem Wellenkanal (Benjamin, 1967: 64). 60

Abbildung 38: Bilder der Evolution der Wellengruppen in einem Wellenkanal (Benjamin, 1967: 64).61

Abbildung 39: Seitenbaninstabilität (Slunyaev et al., 2011: 49; eigene Darstellung)..... 63

Abbildung 40: Modulationsinstabilität: von der schwachen Modulation zur spektralen-Seitenband-Instabilität (Shanti, 2016: 17; eigene Darstellung)..... 63

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 41: Auszüge aus den simulierten Oberflächen aus einer großangelegten Simulation (Socquet-Juglard et al., 2005: 188; eigene Darstellung).....	66
Abbildung 42: Wahrscheinlichkeit der Überschreitung der Wellenamplitude (Socquet-Juglard et al., 2005: 188; eigene Darstellung).	67
Abbildung 43: Simulierte Zeitfolge an unterschiedlichen Stationen einer Wellengruppe mit drei unterschiedlichen Berechnungsgrundlagen (Trulsen et al., 2000: 2435).....	67
Abbildung 44: Typische Form einer Breather Welle (Chabchoub et al., 2012: 2).	68
Abbildung 45: Raum-zeitliche Peregrine-Breather Welle(a) und der Vergleich einer skalierten Funktion mit der New Years Wave(b) und einer Welle im japanischen Meer(c) (Hoffmann & Chabchoub, 2012: 28).....	69
Abbildung 46: Im Wellenkanal erzeugte Peregrine-Breather Wellen und die theoretische Erwartung gemäß der NLS-Gleichung (Hoffmann & Chabchoub, 2012: 30).....	70
Abbildung 47: Darstellung der unterschiedlichen Arten von Solitonen/Breathern (Shanti, 2016: 50; überarbeitete Darstellung).....	70
Abbildung 48: Schematische Darstellung der Beziehung zwischen den Lösungen erster Ordnung der NLS-Gleichung (Shanti, 2016: 53; eigene Darstellung).....	71
Abbildung 49: Schiffsunglücke zwischen 1995 – 1999 verursacht durch extreme Wetterverhältnisse (Toffoli et al., 2003).	73
Abbildung 50: Vorhersagetool von Cousins & Sapsis (Cousins & Sapsis, 2016: 378).	76

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Windgeschwindigkeiten in Beaufort (Bft), Meter pro Sekunde (m/s) und Knoten (kn) und die dazugehörigen Auswirkungen auf See und an Land (Häckel, 2008: 401f - Darstellung Steindl)..... 9

1 Einleitung

Die Weltmeere sind gewaltig. Diese und ihre Nebenmeere bedecken etwa 70% der gesamten Erdoberfläche. Die Tiefen dieser Meere übertreffen die Höhen an der Landoberfläche durchschnittlich um mehr als das Fünffache. Somit leben wir auf einem Wasserplaneten, der von fünf riesigen Ozeanen beherrscht und durch sie aufgeteilt wird: der Pazifische Ozean, der atlantische Ozean, der Indische Ozean, der Arktische Ozean und das Südpolarmeer. (Demmler, 2011: 7f) Das gesamte Wasser auf der Erde wird in etwa auf 1.386 Mio. km³ geschätzt. Der Anteil des Salzwassers daran beträgt circa 96,53%, was 1.338 Mio. km³ entspricht. Würde man diese Wassermasse auf die gesamte Erde umschichten, ergäbe sich ein großes Meer mit einer mittleren Tiefe von 2.624 m. (Häckel, 2008: 61f)

Schon sehr früh sprachen Seefahrer von Wasserwänden, Löchern in der See oder auch von mehreren unmittelbar aufeinander folgenden Riesenwellen und bezogen sich dabei alle auf Wellen, welche für den vorherrschenden Seegang sehr viel größer als erwartet waren. Sie sind laut Lawton (2001: 28) schon lange Teil der Seemanns Folklore. In Abbildung 1 sieht man vier der ersten auf dem offenen Meer in Bildern festgehaltenen Rogue Waves. Erst seit den 70er Jahren glauben ForscherInnen daran und befassen sich mit der Erforschung eben dieser. Draper (1964, 1971) hat einen frühen Einblick in das Phänomen gewagt und es der Öffentlichkeit präsentiert. Mallory (1974) hat eine erste Diskussion zu Monsterwellen im Agulhasstrom geliefert und zwölf gemeldete Ereignisse zu abnormal großen Wellen mit, meist schweren Folgen, zwischen 1952 und 1973 aufgelistet. Es gibt sehr viele Erzählungen zu derartigen Wellen, welche Passagierschiffe, Containerschiffe, Öltanker, Fischerboote, sowie Off-Shore-Konstruktionen betreffen und oft verheerende Schäden hinterließen. Es wird vermutete, dass alleine 22 „Supercarrier“ zwischen 1969 und 1994 durch Rogue Waves verloren gegangen sind und 542 Menschen ums Leben kamen. (Kharif & Pelinovsky, 2003; Lawton, 2001)

Der Anreiz zur Erforschung dieser Wellen ist somit gegeben. Erst um die 2000er Jahre begann man sich intensiv mit dem Thema auseinander zu setzen und es wurden große Forschungsprogramme, Meetings und Workshops erstellt und gehalten. (Müller & Henderson, 2005; Olagnon & Iseghem, 2000; Olagnon & Prevosto, 2004; Rosenthal, 2004)



Einleitung



Abbildung 1: Verschiedene Fotos von Rogue Waves von Schiffen aus (Quelle: Kharif & Pelinovsky, 2003: 606).

Diese Arbeit setzt sich mit dem Thema der Freak Waves bzw. Rogue Waves auseinander. Im deutschsprachigen Raum werden sie auch oft als Monsterwellen bezeichnet. Dabei handelt es sich um Wellen, welche in ihrer Größe, Form und Entstehungsart einzigartig sind.

Der erste Teil der Arbeit befasst sich mit der Einführung von Begrifflichkeiten und bekannten Vorgängen bei der Entstehung von Wellen. Weiters werden wichtige Eigenschaften von Ozeanwellen besprochen, wie zum Beispiel die Gruppenbildung, die Ausbreitung und die Fortbewegung dieser. Es werden wichtige Faktoren, wie Gezeiten, Wind und unterschiedlichen Wellenarten behandelt und der Unterschied zu Rogue Waves aufgezeigt.

Im zweiten Teil wird speziell auf Rogue Waves eingegangen. Es werden Beispiele zum Auftreten solcher Wellen gegeben und über Ereignisse berichtet, um zu veranschaulichen, welche Kraft diese Wellen haben können und wie gefährlich sie sind. Ein kurzer geschichtlicher Verlauf zeigt, ab wann ForscherInnen das Auftreten dieser extremen Ereignisse ernst genommen haben, welche Messdaten heutzutage gesammelt werden können und die ForscherInnen davon überzeugt sind, dass Freak Waves wirklich existieren.

Einleitung

In dem daraus entstandenen Forschungsboom entstanden mehrere Theorien. Die Arbeit setzt sich mit diesen auseinander und die Theorien werden in einen Kontext gebracht, da unterschiedliche ForscherInnen verschiedene Theorien unterstützen und negieren.

Der letzte Teil der Arbeit beschäftigt sich damit, in Erfahrung zu bringen, in welche Richtung sich die Forschung entwickelt, welche Prognose-Modelle/Verfahren erstellt, sowie welche Maßnahmen getroffen werden bzw. geplant sind. Abschließend werden die wichtigsten Erkenntnisse zusammengefasst und ein Ausblick auf potentielle Weiterführungen des Themas gegeben.

Die zentrale Forschungsfrage dieser Arbeit ist die Folgende:

- Wie weit fortgeschritten ist die Erforschung der Entstehung von Rogue Waves und was ist der aktuelle Stand der Forschung?

Dabei wird auch auf die folgenden Teilfragen eingegangen:

- Wie unterscheiden sich Rogue Waves von anderen Wellen, sowohl in ihrer Entstehung, als auch ihrem Aufbau?

Dazu werden im allgemeinen Teil „herkömmliche“ Wellen betrachtet und kurz beschrieben. Außerdem wird auf die Art ihrer Entstehung eingegangen. Es wird einmal mehr gezeigt, warum diese Monsterwellen sich von gewöhnlichen Wellen und anderen extremen Wellen abheben.

- Welche Theorien zur Entstehung von Rogue Waves gibt es und wie plausibel sind diese? Gibt es verschiedene Arten von Rogue Waves?

Es gibt einige Theorien, welche sich über längere Zeit, bis heute gehalten haben, aber auch andere, welche nach nur wenigen Jahren wieder verworfen wurden oder von neueren Theorien ersetzt wurden. In dieser Arbeit werden besonders diese aufgezeigt, die sich bei ForscherInnen etabliert haben.

- Welche Maßnahmen wurden entwickelt oder sind gerade in Entwicklung, um die Schifffahrt und Off-Shore-Konstruktionen vor dieser Art von Welle zu schützen bzw. sie vorherzusagen?

Diese Teilfrage bildet den Abschluss der Arbeit und soll zeigen, in welche Richtung sich die Forschung entwickeln kann und welche Ansätze zur Vorhersage aufgegriffen wurden.

2 Allgemeine Einführung

In diesem Kapitel werden grundlegende Begriffe, Definitionen, Gesetzmäßigkeiten und Fachkenntnissen zum Thema Meereswellen beschrieben. Dies soll der Verständlichkeit im weiteren Verlauf dienen.

2.1 Wind

Der Wind ist die wichtigste Einheit bei der Entstehung von Wellen. Wind ist eine physikalische Größe, die durch Hochdruck- und Tiefdruckgebiete entsteht. Somit gibt es Wind immer dann, wenn an zwei Orten unterschiedlicher Luftdruck herrscht. Dieser bleibt so lange aufrecht erhalten, bis sich die Luftdruckgegensätze ausgeglichen haben.

Die Sonne, welche die Erde an unterschiedlichen Orten (zB. an den Polen und am Äquator) unterschiedlich stark erhitzt, spielt dabei eine fundamentale Rolle. (Butt, 2014: 12) Ein gutes Beispiel dafür ist der Land- und Seewind.

2.1.1 Kleinräumige Windsysteme

Der Land- und Seewind ist ein sehr gutes Erklärungsbeispiel für kleinräumige Windsysteme. In Abbildung 2: **Land- und Seewinde (Häckel, 2008: 257)** sieht man eine Küstenzone, bei welcher sich auf der linken Seite das Meer und auf der rechten Seite das Land befindet. Die blauen Linien zeigen Flächen gleichen Luftdrucks. Im Teil b sieht man, dass die Sonne gerade aufgegangen ist und das Land sowie den Ozean erwärmt. Die Landtemperatur steigt jedoch viel höher an als jene über dem Wasser und die Landluft dehnt sich aus. Die Masse wird von unten nach oben verlagert und der Luftdruck steigt in der Höhe an. In weiterer Folge ist also der Luftdruck bei B

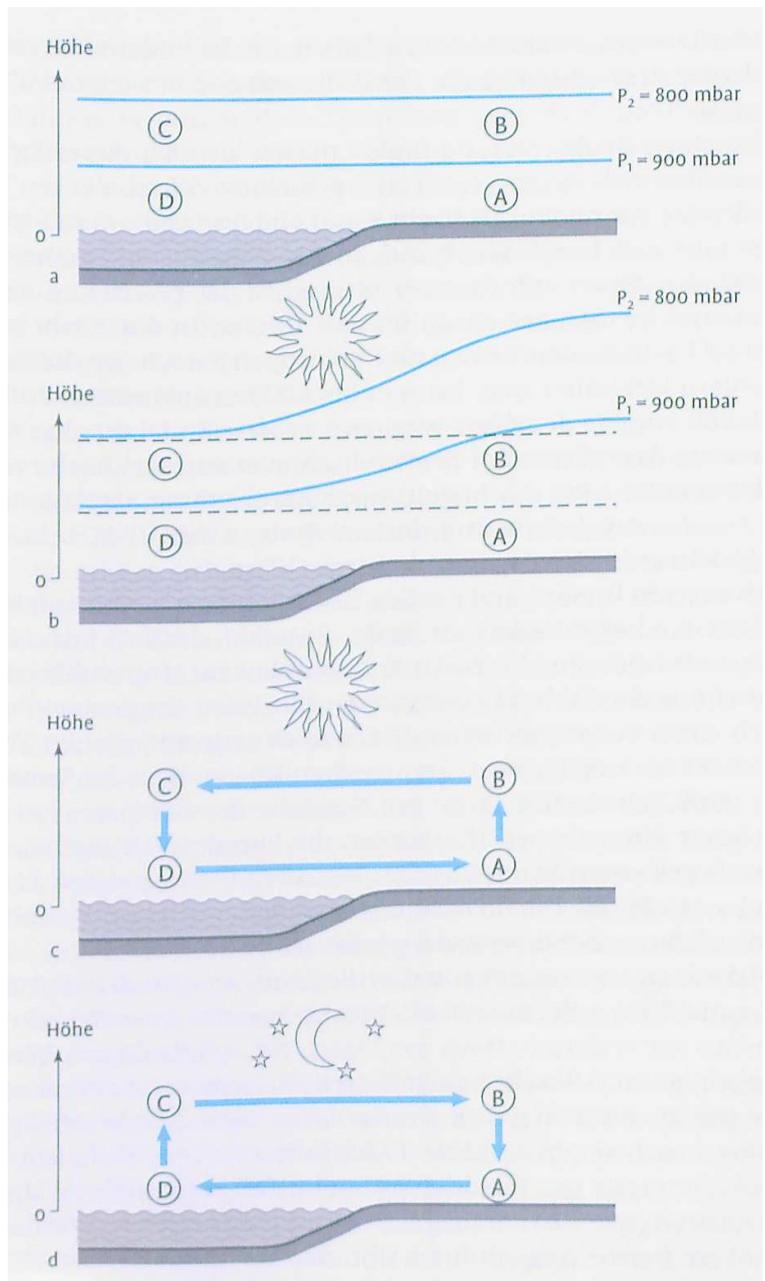


Abbildung 2: Land- und Seewinde (Häckel, 2008: 257).

höher als an der in selber Höhe liegenden Position C. Bei A und D bleibt der Luftdruck hingegen gleich und die Luft bewegt sich von B nach C. Somit wird Luft von B nach C bewegt, wie in c schön dargestellt wird. Es kommt zu einer Massenansammlung über D und somit steigt der Luftdruck. Als weitere Folge kommt es zu einer Luftdruckdifferenz zwischen D und A. Dies wird zusätzlich dadurch verstärkt, dass Luftmasse bei B abfließt. Es sammelt sich Luft bei C und A an, welche dann aufsteigt (bei A) bzw. absinkt (bei C). Es bildet sich ein geschlossener Kreislauf. Bei Nacht bildet sich genau das entgegengesetzte Bild. Das kühlere Land lässt die Luft stärker schrumpfen als der Ozean und leitet einen umgekehrten Kreislauf ein, wie in d zu sehen ist. In Bodennähe bildet sich somit tagsüber ein Wind vom Meer ausgehend aus, man spricht dabei von Seewind. Nachts bildet sich ein Landwind aus. Diese Winde können sich 10 bis 100 Kilometer weit ausbreiten. Außerdem variieren die Höhen, in der die Luft zurück strömt, sehr stark zwischen 50 bis 1000 Metern. Bei stärkeren globalen Windverhältnissen kann sich dieser See-Land-Wind nicht ausbilden oder erfolgt verzögert. (Häckel, 2008: 257f)

Es gibt noch wesentlich mehr lokale bzw. kleinräumige Windsysteme und -phänomene, wie die Hangwindzirkulation, das Berg-Tal-Wind-System uvm., welche jedoch für dieses Thema irrelevant sind. (Häckel, 2008; Malberg, 2007)

2.1.2 Großräumige Windsysteme

Wie weiter oben schon erwähnt, ist die Sonneneinstrahlung der entscheidende Faktor für die Windentstehung. Warme Luft dehnt sich aus, hat somit eine geringere Dichte und steigt durch den Konvektionsprozess auf. In weiterer Folge kann Luft auf Landhöhe nachströmen. Wäre die Erde ein reiner Wasserplanet, würde der Äquator heißer werden als die Pole, da die Sonnenstrahlen diesen viel direkter treffen. Das würde dazu führen, dass Luft am Äquator aufsteigt und an den Polen wieder absinkt. Da sich die Erde auch um ihre eigene Achse dreht, wird diese Zirkulation vom Äquator zu den Polen aber abgekürzt. Dies geschieht durch die Corioliskraft, auf die später noch etwas genauer eingegangen wird. In Abbildung 3 sieht man diese drei „Abkürzungen“ sehr gut. Es handelt sich dabei um die Hadley-Zelle, die Ferrel-Zelle und die Polare Zelle, welche auch auf der Südhalbkugel gespiegelter Form auftreten. (Butt, 2014: 11ff)

Ein weiteres wichtiges Detail, um den Wind über das Jahr verteilt zu verstehen, sind die Jahreszeiten. Diese entstehen dadurch, dass die Erde in einem Winkel zur Sonne steht. Diesen nennt man die „Schiefe der Ekliptik“ und er beträgt $23,5^\circ$. Dieser Winkel verursacht, dass in den Sommermonaten weniger Luftbewegung herrscht, als in den Wintermonaten, da im Sommer der Temperaturunterschied zwischen dem Äquator und den Polen geringer ist als im Winter.

Sieht man sich nun noch die Landmassenverteilung an, ist zu erkennen, dass auf der Südhalbkugel wesentlich weniger davon vorhanden ist. Wie bei den Land- und Seewinden schon besprochen, wärmt sich Land schneller auf und kühlt auch schneller wieder ab. Wasser hingegen hält seine Temperatur konstanter und hat eine höhere spezifische Wärmekapazität. Diese gibt die Fähigkeit eines Stoffes zur Speicherung thermischer Energie an (Boltzmann, 1877: 175). Durch die geringere Landmasse auf der Südhemisphäre sind Luftbewegungen dort einfacher zu erklären. Auf der Nordhemisphäre sind die Ost – West Druckunterschiede ausgeprägter. (Butt, 2014: 14ff)

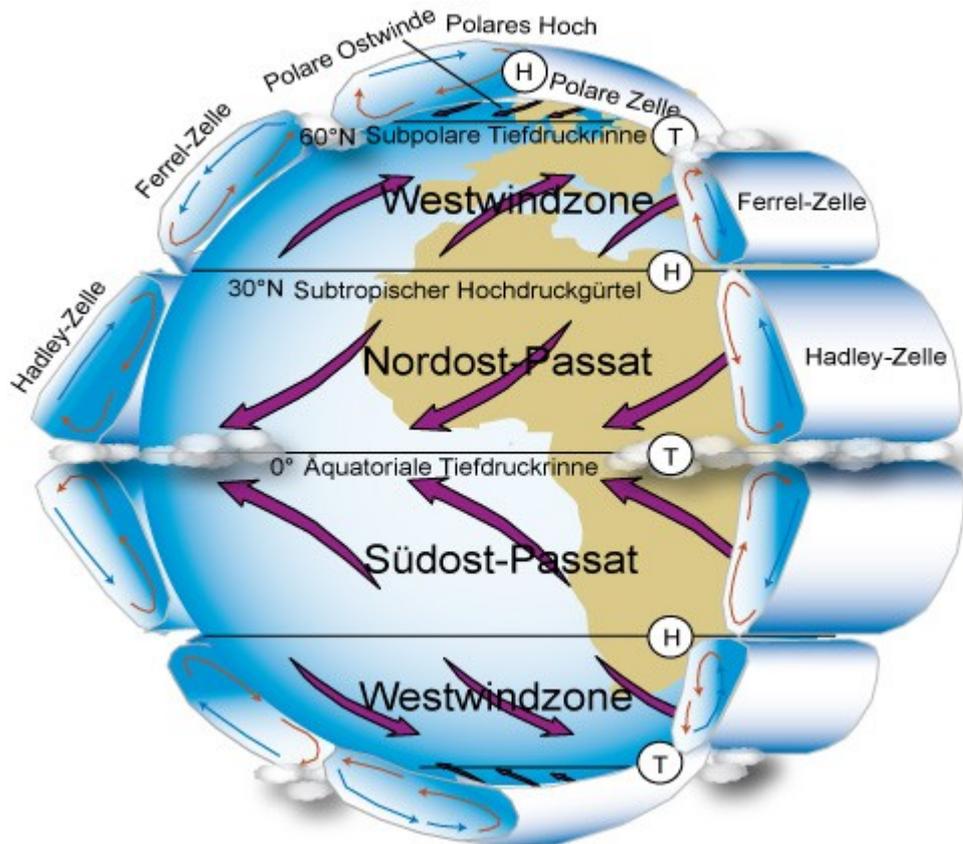


Abbildung 3: Zirkulationszellen und Windsysteme der Erde (Butt, 2009: 129 - Bearbeitung Steindl).

Kommen wir nun zur Corioliskraft, welche in weiterer Folge auch die Passatwinde und die Westwindzone, wie sie in Abbildung 3 zu sehen sind, erklären wird. Diese Kraft wurde im frühen 19. Jahrhundert von Gustave Gaspard Coriolis entdeckt und ist der Grund, warum alle großmaßstäbigen Bewegungen auf der Nordhalbkugel nach rechts abgelenkt und auf der Südhalbkugel nach links. Ebenfalls erklärt sie, warum Meeresströmungen, Tiefdruck- & Hochdruckgebiete sowie die Gezeiten in die Richtung zirkulieren, in die sie es tun. (Häckel, 2008: 262f)

Die gesamte Erklärung zur Corioliskraft ist höchst mathematisch und passt in diesem Ausmaß nicht in diese Arbeit. Deshalb wird diese Kraft nur in groben Zügen beschrieben, um Windrichtungen und

Entstehungen verstehen und deuten zu können. Eine genaue Beschreibung wird in Malberg (2007) gegeben.

Die Corioliskraft wird oft auch nur als scheinbare Kraft bzw. Scheinkraft bezeichnet, da sie die Objekte (zB. Luft in der Atmosphäre, Wasser im Ozean) nur für einen Beobachter, der sich auch auf der Oberfläche der Erde befindet, in eine bestimmte Richtung drehen lässt. Befindet man sich jedoch im Weltraum und rotiert nicht mit der Erde mit, würde sich das Objekt gerade bewegen. (Butt, 2014: 17)

Die Erde rotiert über ihre eigene Achse, welche durch die beiden Pole geht, von Westen nach Osten. Laut Schuppar (2017: 176f) braucht die Erde für eine volle Umdrehung ein paar Sekunden länger als 23 Stunden und 56 Minuten. Somit ergibt sich unser Tag, welcher durch die Drehung der Erde um die Sonne eine Dauer von ungefähr 24 Stunden hat. Dadurch, dass die Erde eine nahezu perfekte Kugel ist, bewegen sich Orte an verschiedenen Standorten unterschiedlich schnell und haben somit unterschiedliche Bahngeschwindigkeiten. Ein Ort am Äquator legt innerhalb eines Tages eine Strecke von 40.074 km zurück und hat somit eine Bahngeschwindigkeit von 1667 km/h, wohingegen die Pole gar keine haben, da die Achse durch sie hindurch verläuft. Bei 30° Breite liegt die Bahngeschwindigkeit etwa bei 1441 km/h und bei 60° Breite beträgt sie nur noch 835 km/h, da sich der Erdumfang verringert und eine kürzere Strecke im selben Zeitraum zurückgelegt wird. (Häckel, 2008: 263f)

Nimmt man nun ein Luftpaket, das sich vom Äquator weg in Richtung Norden bewegt, wird dieses wegen seiner Massenträgheit seine Geschwindigkeit nach Osten beibehalten. Nun hat das Luftpaket die Bahngeschwindigkeit des Äquators, welche es durch den Impulserhaltungssatz - : „Wenn die Summe aller äußeren Kräfte auf ein System null ist, dann bleibt der Gesamtimpuls des Systems konstant (Tipler & Mosca, 2015: 145)“ - , auch nicht aufgibt. Somit bewegt es sich schneller Richtung Osten als die sich langsamer bewegenden Orte in nördlicheren Breiten. Bewegt sich nun ein Luftpaket von 60° nördlicher Breite Richtung Äquator, startet dieses mit einer geringeren Bahngeschwindigkeit und bewegt sich Richtung Süden. Dadurch, dass die Bahngeschwindigkeit beibehalten wird, bewegen sich nun die Orte schneller als das Luftpaket und es wird weiter westlich ankommen. Es wird somit auf der Nordhalbkugel nach rechts abgelenkt. Sieht man sich dasselbe auf der Südhalbkugel an, wird man eine Ablenkung nach links feststellen. In Abbildung 4 Abbildung 4: **Die Entstehung des geostrophischen Windes (Häckel, 2008: 265)**wird gezeigt, wie genau sich die Corioliskraft auf den Wind auswirkt. P1 und P2 stellen zwei Isobaren auf der Nordhalbkugel der Erde dar, wobei bei P1 ein höherer Luftdruck als bei P2 herrscht. L stellt das Luftpaket dar, welches genauer betrachtet wird. Es setzt sich in Richtung des Druckgefälles in Bewegung (Gradientkraft) und wird

dann sofort von der Corioliskraft erfasst, welche im rechten Winkel zur Bewegungsrichtung ansetzt. Es entsteht die resultierende Richtung in Form des dicken Pfeils. Am Punkt zwei angelangt stellt sich ein neues Kräfteparallelogramm ein, bei dem die Gradientkraft unverändert bleibt, die Corioliskraft sich aber an die neue Richtung im rechten Winkel anpasst und eine neue resultierende Richtung wird eingeschlagen. Dasselbe geschieht bei den Punkten 3 und 4. Die Strömungsrichtung nähert sich immer mehr den Isobaren an und verläuft bei Punkt 5 genau parallel dazu, da sich die Gradientkraft und die Corioliskraft hier die Waage halten und sich gegenseitig aufheben. Dieser so entstandene Wind wird geostrophischer Wind genannt und mit diesem lassen sich auch die Passatwinde und die Westwindzonen beschreiben. (Häckel, 2008: 265ff)

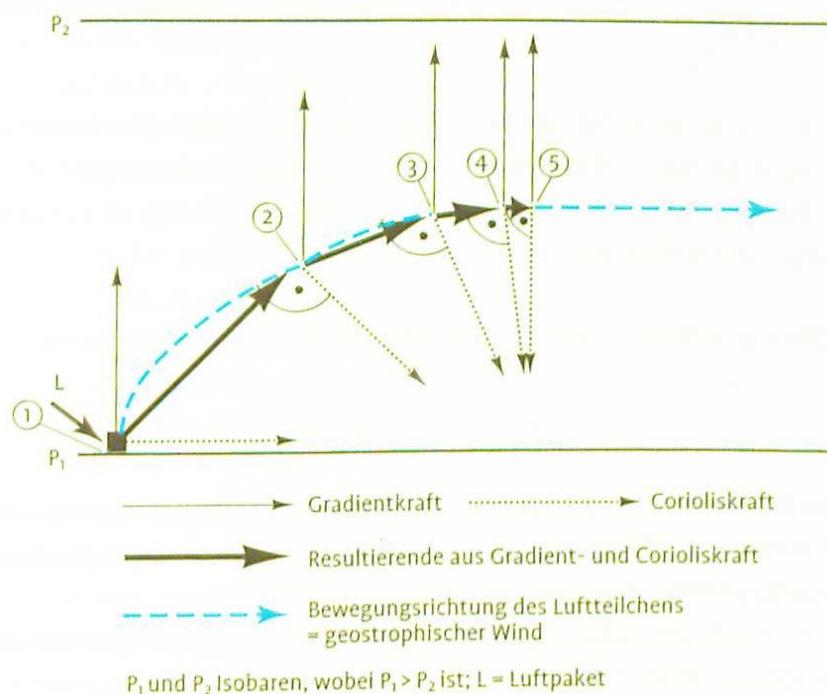


Abbildung 4: Die Entstehung des geostrophischen Windes (Häckel, 2008: 265).

In Tabelle 1: **Windgeschwindigkeiten in Beaufort (Bft), Meter pro Sekunde (m/s) und Knoten (kn) und die dazugehörigen Auswirkungen auf See und an Land (Häckel, 2008: 401f - Darstellung Steindl)** sind zur besseren Veranschaulichung noch die Windgeschwindigkeiten aufgelistet. Sie sind in der von Sir Francis Beaufort erstellten Beaufortskala mit ihren Auswirkungen auf See und am Festland dargestellt, sowie der dazugehörigen Windgeschwindigkeit in Knoten und Metern pro Sekunde. (Grunau, 2012: 188f)

Allgemeine Einführung

Tabelle 1: Windgeschwindigkeiten in Beaufort (Bft), Meter pro Sekunde (m/s) und Knoten (kn) und die dazugehörigen Auswirkungen auf See und an Land (Häckel, 2008: 401f - Darstellung Steindl).

Windgeschwindigkeiten					
Allgemein		Auswirkungen des Windes		Windgeschwindigkeit	
Bft	Bezeichnung	Am Land	Auf See	m/s	Knoten
0	still	Windstille, Rauch steigt gerade empor	Spiegelglatt	0-0,02	1
1	leiser Zug	Nur durch Rauchverwehungen erkennbar	Kleine schuppenförmig aussehende Kräuselwellen ohne Schaumkronen	0,3-1,5	1-3
2	leichte Brise	Wind im Gesicht fühlbar; Windfahne bewegt sich	Kleine Wellen, Kämmen sehen glasig aus und brechen sich nicht	1,6-3,3	4-6
3	schwache Brise	Blätter bewegen sich; Wind streckt einen Wimpel	Kämme beginnen sich zu brechen, vereinzelt treten weiße Schaumkronen auf	3,4-5,4	7-10
4	mäßige Brise	Hebt Staub und loses Papier, bewegt Zweige und dünnere Äste	Wellen bleiben klein, werden aber länger; Schaumkronen treten schon ziemlich verbreitet auf	5,5-7,9	11-15
5	frische Brise	Kleine Laubbäume beginnen zu schwanken	Mäßige Wellen, die eine ausgeprägte lange Form annehmen; vereinzelt kann Gischt vorkommen; überall weiße Schaumkronen	8,0-10,7	16-21
6	starker Wind	Starke Äste sind in Bewegung; Pfeifen in Telegraphen-Leitungen	Bildung großer Wellen beginnt; Kämmen brechen sich und hinterlassen größere weiße Schaumflächen	10,8-13,8	22-27
7	steifer Wind	Ganze Bäume in Bewegung; fühlbare Hemmung beim Gehen gegen den Wind	See türmt sich; Der beim Brechen entstehende weiße Schaum beginnt sich in Streifen gegen die Windrichtung zu legen	13,9-17,1	28-33
8	stürmischer Wind	Bricht Zweige von den Bäumen; erschwert das Gehen im Freien erheblich	Mäßig hohe Wellenberge mit Kämmen von beträchtlicher Länge; Gischt weht von den Kämmen; Schaum legt sich in gut ausgeprägten Streifen in die Windrichtung	17,2-20,7	34-40
9	Sturm	Kleinere Schäden an Häusern; Dachziegel werden abgeworfen	Hohe Wellenberge; dichte Schaumstreifen in die Windrichtung; Gischt kann die Sicht beeinträchtigen	20,8-24,4	41-47
10	schwerer Sturm	Entwurzelt Bäume; bedeutende Schäden an Häusern	Sehr hohe Wellenberge mit langen überbrechenden Kämmen; See ist weiß durch den Schaum;	24,5-28,4	48-55
11	orkanartiger Sturm	Verbreitete Sturmschäden	Außergewöhnlich hohe Wellenberge	28,5-32,6	56-63
12	Orkan	Schwerste Verwüstungen	Luft mit Schaum und Gischt angefüllt; See ist vollständig weiß	32,7-36,9	64-71

2.2 Gezeiten

Die Gezeiten werden auch oft als Gezeitenwellen oder Tidal Waves gesehen, da sie neben den höchsten Wellen, auch die längsten sind, mit einer Wellenlänge von etwa 10.000 km. Sie werden durch die Fernwirkung anderer Himmelskörper erzeugt (Sonne & Mond) und durch Reflexion, die Corioliskraft und Reibung umgeformt. Somit entstehen Ebbe und Flut an den unterschiedlichen Orten der Erde. (Demmler, 2011: 47)

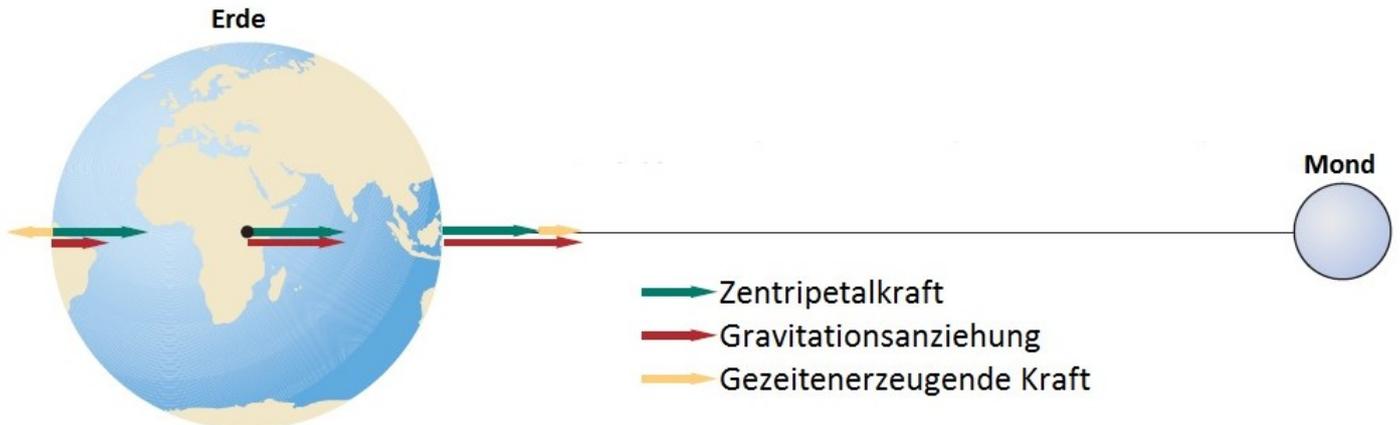


Abbildung 5: Kräftegleichgewicht zwischen Mond und Erde (Segar & Segar, 2012: 233)

Die wichtigsten Größen bei der Entstehung der Gezeiten sind der Mond, die Sonne und die Erde. Laut dem Gravitationsgesetz von Newton ziehen sich Massen gegenseitig an.

$$F = G \frac{M_1 M_2}{D^2} \quad (1)$$

F = Anziehungskraft [N]

G = Gravitationskonstante [-]

M_1 & M_2 = Massen[kg]

D = Distanz [km]

(Segar & Segar, 2012: 232)

Hierbei drehen sich die beiden Massen Mond und Erde zusätzlich noch um einen Massenmittelpunkt, welcher sich durch die viel größere Masse der Erde etwa 4700 Kilometer vom Erdmittelpunkt entfernt noch in der Erde befindet. In Abbildung 5 sieht man das Kräftegleichgewicht zwischen Mond und Erde. Dadurch, dass die Anziehungskraft des Mondes quadratisch von der Distanz abhängig ist, ist die dem Mond abgewandte Seite weniger stark betroffen. Die Zentripetalkraft ist an jedem Punkt der Erde gleichgroß und es bildet sich auf beiden Seiten ein nach außen gerichteter Tidenhub aus, da die Summe aller Kräfte Null ergeben muss, um die Orbitalbahnen der beiden Körper stabil zu halten. Dies geschieht auch dadurch, dass, im Gegensatz zu festen Objekten, das Meer sich in Bezug auf das

Ungleichgewicht der Gravitationskraft und der Zentripetalkraft bewegen kann. (Segar & Segar, 2012: 232f)

Nun verhält sich die Erde zur Sonne genauso wie der Mond zur Erde, nur dass diese beiden Himmelskörper eine geringere Kraft aufeinander auswirken. Dadurch, dass es zwei Himmelskörper gibt, welche für den Tidehub verantwortlich sind und sie sich in unterschiedlichen Zeitabständen um einander auf elliptischen Bahnen bewegen, fallen die Tidenhube unterschiedlich groß aus.

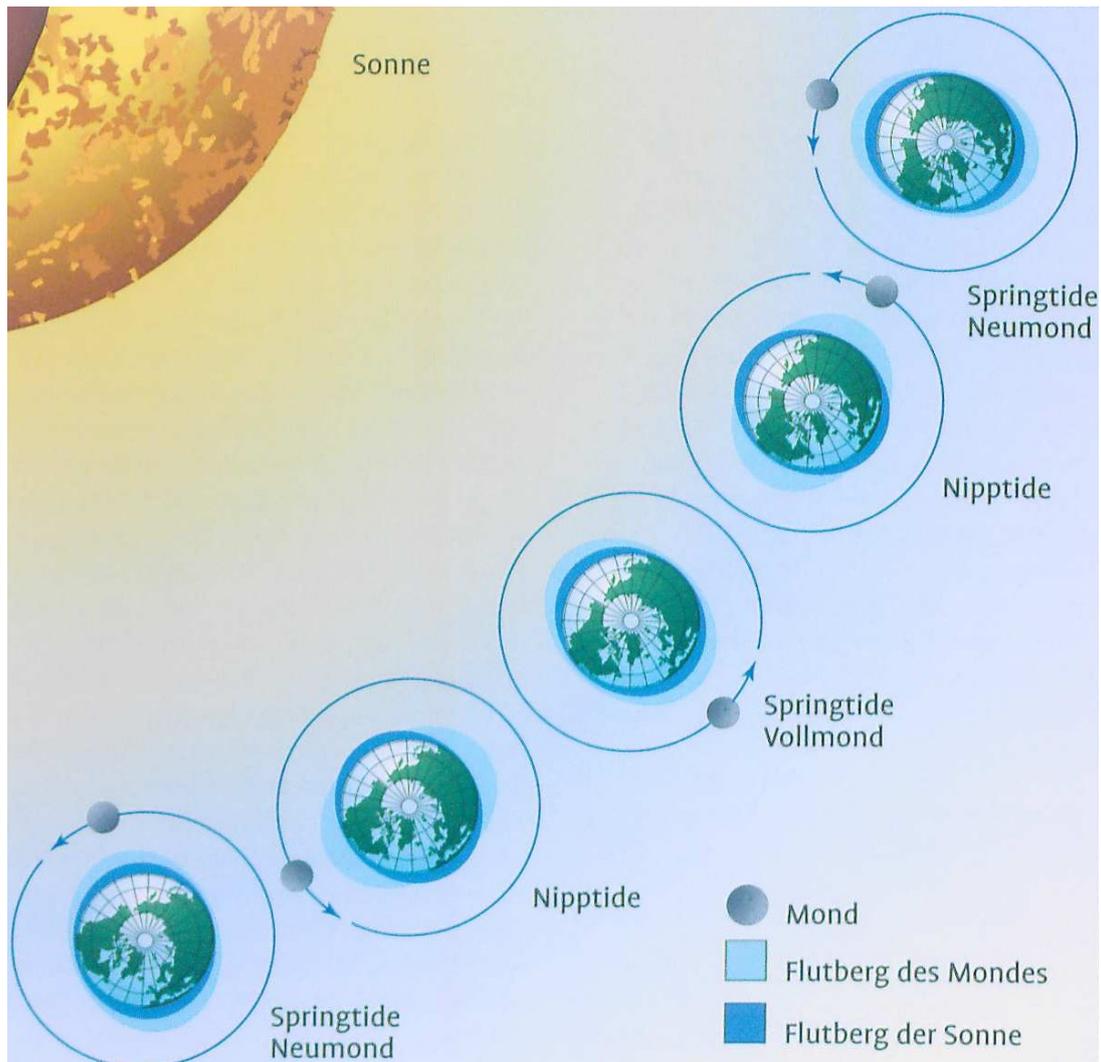


Abbildung 6: Zusammenspiel zwischen Mond, Sonne und Erde in Bezug auf die Gezeiten auf der Erde (Demmler, 2011: 49).

In Abbildung 6 ist dargestellt, wie sich diese Kräfte addieren können. In dieser vereinfacht dargestellten Grafik, welche nur die Extrema aufzeigt, sieht man, dass bei Voll- und Neumond die Flutberge von Sonne und Mond sich addieren und es zu einem größeren Tidenhub kommt als bei einer anderen relativen Position der Himmelskörper zueinander. Die Position, bei der sich Sonne

Allgemeine Einführung

Mond und Erde in einer Linie oder in Verbindung miteinander befinden, wird auch Springtide genannt. Der geringste Tidenhub findet statt, wenn die Himmelskörper in einem rechten Winkel zueinander stehen. Sie stehen also in einer Quadratur und die Gezeitenerhebung wird Nipptide genannt. Eine weitere Sonderform wäre, wenn sich die Himmelskörper in Verbindung miteinander befinden, und dies auch noch mit dem Frühlings- oder Herbstbeginn zusammenfällt. In diesem Zeitraum steht der Mond der Erde am nächsten und die Kräfte, die aufeinander wirken, sind dementsprechend größer und somit auch der Tidenhub. Dies wird als Kingtide bezeichnet.

Im Grunde kommt es auf der Erde dadurch zu Diurnalen (täglich), Semidiurnalen (zweimal täglich) oder gemischten Gezeiten. Warum dies so ist, wird hier nicht genauer beschrieben, kann aber in Butt (2014) oder Segar & Segar(2012) nachgelesen werden. Dies hängt mit den Umlaufbahnen, der Verteilung und dem Abstand der Kontinente auf der Erde und der Meerestiefe zusammen.

Bereits 1687 wurden von Newton in seiner Equilibrium Tidal Theory die Gezeiten so erklärt. Diese Erklärung greift jedoch etwas zu kurz und lässt verschiedene Größen außer Acht. In der Dynamischen Tidal Theorie, welche zwischen 1799 und 1825 von Pierre-Simon Laplace entwickelt wurde, werden die fehlenden Kräfte berücksichtigt.

Die Gezeitenwellen mit ihren enormen Wellenlängen und der endlichen Tiefe des Meeresbodens werden als Wellen in seichten Gewässern betrachtet. So werden Wellen bezeichnet, deren Wellenlänge größer ist als der 20-fache Abstand zum Meeresboden. Die Wellen werden somit durch die Reibung verlangsamt und können nicht dieselbe Geschwindigkeit wie die Umlaufbahn des Mondes haben. Daher können sich diese Gezeitenwellen in seichteren Gewässern, durch die Reibung weiter verlangsamen und zu höheren Wellen aufstauen. Dies erklärt die unterschiedlichen Tidenhube an verschiedenen Küsten der Erde. Weiters prallen die Wellen von Küsten ab, werden zurück geworfen und wandern in die entgegengesetzte Richtung, bis sie wieder auf ein Hindernis treffen und abprallen. Dies wird Resonanz genannt. Durch die Reibung verliert die Gezeitenwelle jedoch an Energie und würde ohne einen weiteren Anstoß verschwinden. Auf der Erde ist es so, dass dieser Rückprall von einer nach Westen ausgerichteten Küste sehr oft mit dem Mond zusammenspielt und diese dem System neue Energie zuführt. Dadurch entstehen die Semidiurnalen Gezeiten. Nun kommt noch die Corioliskraft hinzu. Weiter oben wurde erwähnt, dass diese keinen Effekt auf Wellen hat, da sich nur Energie und keine Teilchen bewegen. In dem Fall der Gezeitenwelle handelt es sich aber um eine großflächige Wasserteilchen Bewegung und somit sind Gezeitenwellen die einzigen Wellen, welche von der Corioliskraft beeinflusst werden. Es bilden sich sogenannte amphidrome Punkte in den Ozeanen, welche die Wassermassen nicht nur von Westen nach Osten und wieder zurück

bewegen, sondern auch eine Art Strudel beschreiben. Es entsteht eine stehende Welle. Auf der Nordhalbkugel werden die westwärts fließenden Wassermassen durch die Corioliskraft nach Norden abgelenkt. Dadurch erhöht sich die Meeresoberfläche im Norden und die Wellenhöhe im Süden verringert sich hinter dem Wellenberg. Wasser fließt nun mit dem Nord-Süd-Druck-Gradienten, der durch die Meeresoberflächenhöhe auf der Nordseite des Beckens erzeugt wird, nach Süden. Wenn das Wasser nach Süden fließt, wird es nach Westen abgelenkt und es entsteht ein sich gegen den Uhrzeigersinn drehender Strudel, welcher weiter nach Osten wandert und dort von der nächsten Gezeitenwelle durch den Mond wieder verstärkt wird. Die Oszillation wird als abgestimmt betrachtet. (Butt, 2014: 83ff; Demmler, 2011: 46ff; Segar & Segar, 2012: 232ff)

Die Gezeiten sind ein sehr komplexes System und es wird in dieser Arbeit nicht detaillierter darauf eingegangen. Es kann in der oben genannten Literatur nachgelesen werden. Abschließend sieht man in Abbildung 7 eine Weltkarte mit den amphidromen Punkten der Erde und ihren co-tidal-Linien, welche das Wandern der Gezeitenwelle aufzeigen. Zwischen zwei benachbarten Linien braucht die Gezeitenwelle eine Stunde. Die Beugung der Linien kommt durch die unterschiedlichen Meerestiefen und der dementsprechenden Verlangsamung der Gezeitenwellen zustande. Es gibt noch mehr amphidrome Punkte auf der Erde, dies sind jedoch die markantesten.

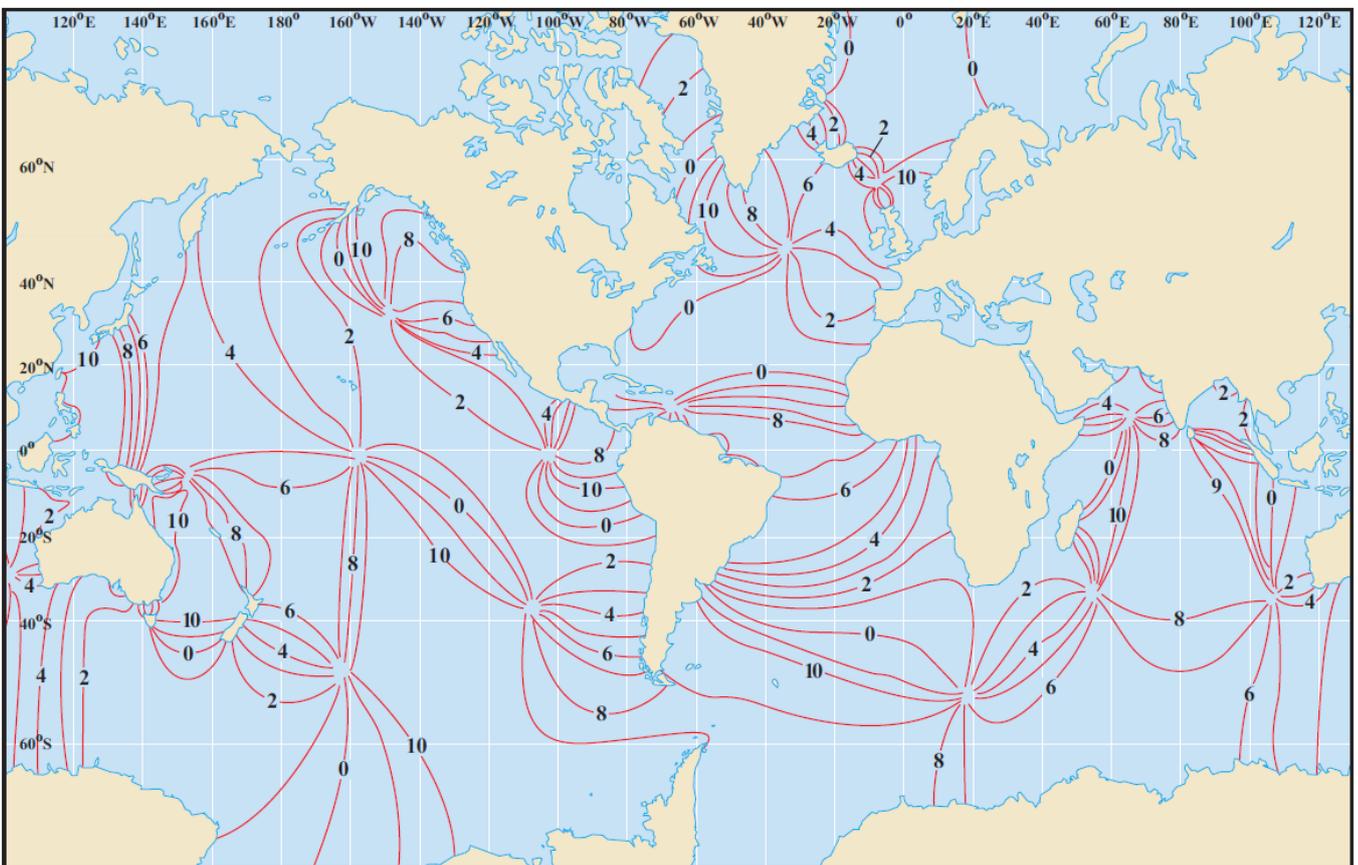


Abbildung 7: Amphidrome Punkte der semidiurnalen Gezeitenwellen der Erde (Segar & Segar, 2012: 243).

2.3 Wellenarten und ihre Entstehung

Im folgenden Abschnitt wird zuerst die Anatomie der Welle und in weiterer Folge die Entstehung eben dieser erläutert. Dazu gehört auch die Bildung von Wellengruppen und die Art, wie sie sich fortbewegen und über sehr weite Strecken ausbreiten können. Außerdem wird die Abgrenzung zu Rogue Waves anhand anderer extremer Wellenformen genauer erfasst.

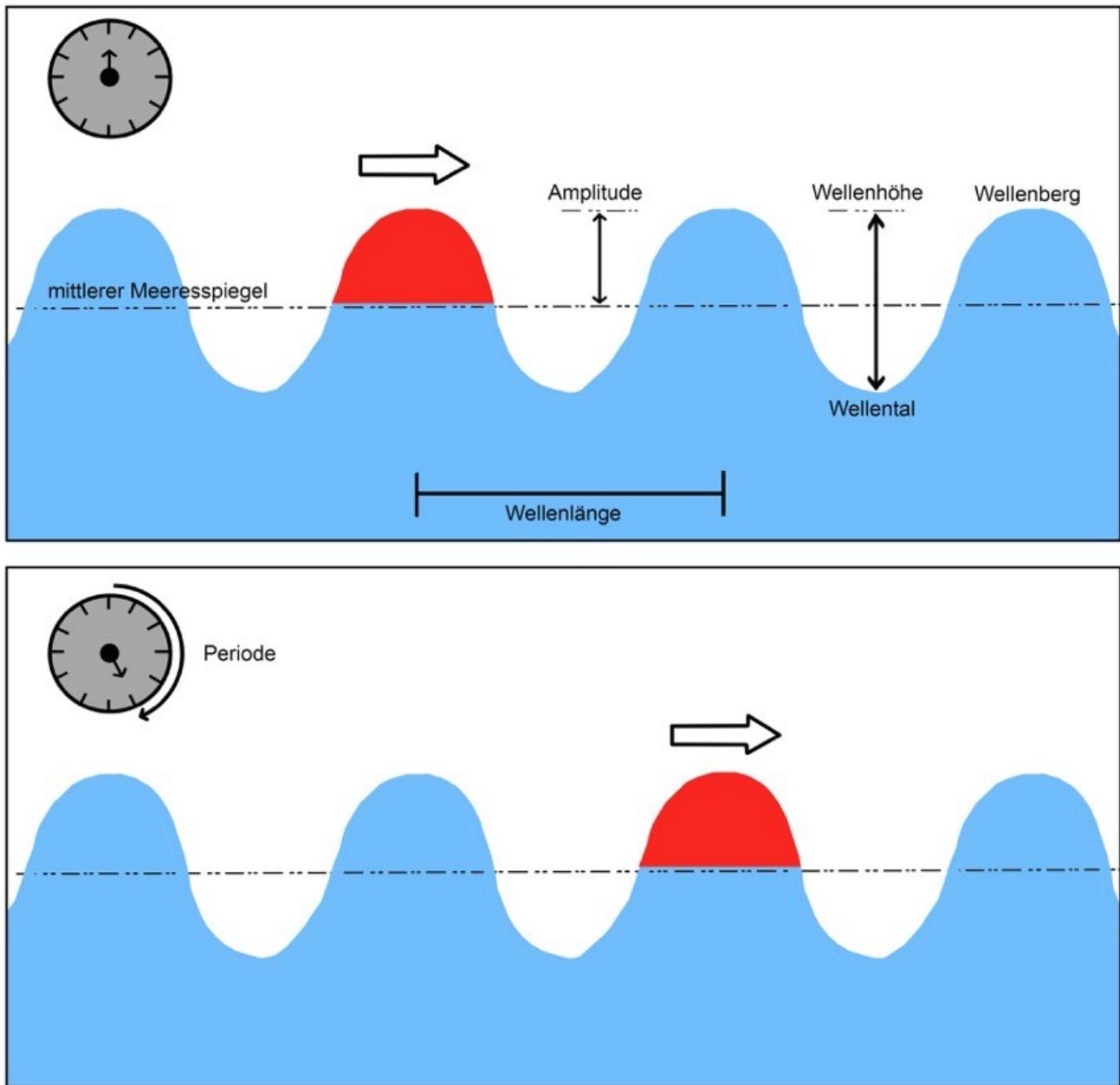


Abbildung 8: Die Anatomie einer Welle (Butt, 2014: 29; eigene Darstellung).

Wie in Abbildung 8 ersichtlich gibt es unterschiedliche Begriffe, die eine Welle beschreiben.

- Der **Wellenberg** ist der höchste Punkt der Welle. Er wird auch oft als Wellenkamm bezeichnet.
- Das **Wellental** beschreibt den tiefsten Punkt einer Welle.
- Der **Mittler Meeresspiegel** ist der Wasserstand, bei dem das Wasser bei völliger Ruhe stehen würde.
- Die **Amplitude a bzw. H/2 [m]** ist der Abstand zwischen dem mittleren Meeresspiegel und dem Wellenberg.
- Die **Wellenhöhe H [m]** wird vom Wellental bis zum Wellenberg gemessen und ist bei einer harmonischen Welle die doppelte Amplitude.
- Die **Wellenlänge L bzw. λ [m]** beschreibt die Strecke zwischen den gleichen Teilen (zB Wellenberg) zweier Wellen.
- Die **Periode T [s]** beschreibt die Zeit zwischen den gleichen Teilen zweier Wellen.

$$T = 1/f \quad (2)$$

- Die **Frequenz f [-]** ist das Entgegengesetzte zur Periode und beschreibt die Anzahl der Wellen, die pro Sekunde einen fixen Punkt passieren.

$$f = 1/T \quad (3)$$

- Ein **Wellenset/Set, Wellenpaket, Wellengruppe oder Wellenzug** ist eine Gruppe von Wellen, bei der sich davor und danach kaum oder signifikant kleinere Wellen befinden.
- Die **Signifikante Wellenhöhe H_s [m]** gibt die durchschnittliche Wellenhöhe an. Zur Berechnung werden die Höchsten Wellen herangezogen und der Durchschnitt des oberen Drittels genommen. Diese Definition exkludiert besonders kleine Wellen, bei denen der Wellenberg oder das Wellental sich nur schwach vom mittleren Meeresspiegel abheben. Betrachtet man alle Wellen, würde nur jede zehnte Welle die signifikante Wellenhöhe erreichen.
- Die **Wellenzahl k [m^{-1}]** ist der Kehrwert der Wellenlänge und wird oft in unterschiedlichsten Berechnungen verwendet. Sie gibt die Anzahl der Wellen pro Meter an.

$$k = 1/\lambda \quad (4)$$

(Butt, 2014: 28f; Demmler, 2011: 35f; Olagnon & Taylor: 21, 2017; Segar & Segar, 2012: 206)

2.3.1 Windwellen

Laut Slunyaev, Didenkulova, & Pelinovsky (2011: 8) sind Windwellen mit einer Länge von 10 cm bis etwa 500 m normal und treten tagtäglich auf der Erde auf. Die durch bewegte Luft erzeugten Windwellen gehören zu den Oberflächengravitationswellen. Der Wind reibt an der glatten Wasseroberfläche und erzeugt kleine Wellen, welche Rippeln genannt werden. Sie sind nur ein paar Millimeter hoch. Diese Kapillarwellen benötigen konstanten Wind, um bestehen bleiben zu können. Herrscht somit nach einem kurzen Windstoß wieder Windstille, wird das Meer durch die Oberflächenspannung sofort wieder geglättet. Bei länger anhaltenden Winden oder Stürmen kann die Oberflächenspannung die Wellen nicht glätten und sie wachsen stetig weiter. Anfangs wachsen sie noch linear, in weiterer Folge bieten aber die entstandenen kleinen Wellen mehr Angriffsfläche für den Wind und das Wellenwachstum steigt somit exponentiell. Der Wind weht somit über die Welle hinweg, welche sich langsamer als der Wind bewegt, und drückt gegen den hinteren Teil der Welle und zieht an dem vorderen. Das passiert durch die Druckunterschiede. Hinter der Windwelle entsteht ein höherer Druck und vor der Welle ein niedrigerer Druck. Somit wächst die Welle stetig stärker an, da sich diese Druckunterschiede mit der Größe der Welle erhöhen und mehr Energie durch die sich bewegende Luft übertragen werden kann. Natürlich können diese Wellen nicht unendlich wachsen und werden durch verschiedenste Gegebenheiten limitiert. Diese sind jedoch noch nicht komplett erforscht. Der derzeit wichtigste limitierende Faktor ist neben der Schwerkraft, welche durchgehend wirkt, der Windchop. Dieser bläst ab einer bestimmten Höhe den obersten Teil der Welle weg und lässt die Welle eine Schaumkrone tragen. Dieser begrenzende Effekt hält sich mit dem Energieinput die Waage und die Welle hält ihre für diese Windgeschwindigkeit spezifische Höhe und wird als voll entwickelte See bezeichnet. Ab einer Windgeschwindigkeit von 11 Bft gibt es laut Demmler (2011: 36) kein weiteres Wellenwachstum mehr und das Wachstum kann nur noch durch Wellenüberlagerung entstehen. Die bis jetzt größte gemessene Windwelle ist laut einem Artikel der Austria Presse Agentur (2016) 19 Meter groß. (Butt, 2014: 26ff)

Im Sturmzentrum wird das Meer durchgehend mit Energie durch sich bewegende Luft versorgt und es lassen sich Wellen in unterschiedlichen Größen, Formen, Längen und Richtungen aufzeigen. Man nennt diese Form „Windsee“. Hat die Windsee die größtmögliche Amplitude für die vorherrschende Windstärke erreicht, handelt es sich um eine „ausgereifte Windsee“. (Demmler, 2011: 36f) Sobald die durch den Wind entstandenen Wellen jedoch ihren Entstehungsort (das Sturmzentrum) verlassen, werden sie nicht mehr vom Wind beeinflusst und bewegen sich als Swell, oder auch Dünung genannt, fort. Bei der Fortbewegung von Wellen in tiefen Gewässern werden keine Wassermoleküle mitgeführt. Meeresströmungen hingegen können Wasser von beispielsweise der Antarktis bis in den Atlantik transportieren. Wellen hingegen sind lediglich Botschafter, welche die Energie weitergeben.

Deshalb werden Sie auch nicht von der Corioliskraft beeinflusst und weder nach links, noch nach rechts abgelenkt. Die Wellen verändern sich jedoch trotzdem noch, während sie wandern. Sie streuen auf ein immer größeres Areal, was circumferential Dispersion oder Umfangsdispersion genannt wird. Außerdem strecken sie sich in die Richtung der Fortbewegung, dies wird Radialdispersion genannt. Weiters sortieren sich die Wellen zu Sets beziehungsweise Gruppen zusammen und können so mehrere 1000 Kilometer wandern. (Butt, 2014: 36ff)

Im Folgenden werden die einzelnen für diese Arbeit relevanten Aspekte von Wellen etwas genauer erklärt. Begonnen wird mit der Fortbewegung von Wellen und Swell. Wie oben schon erwähnt, ist die Wellenbewegung eine Weitergabe von Energie. Dies geschieht durch die Orbitalbewegung der Wassermoleküle. Es wird also kein oder nur sehr wenig Wasser durch Wellen oder Swell bewegt. Die individuellen Wassermoleküle in Tiefwasserwellen bewegen sich in vertikal zirkulierenden Kreisen, auch Orbitalbewegung genannt. Sie orientieren sich immer in die Richtung, in die sich auch die Welle bewegt. In Abbildung 9 ist dies gut zu erkennen. Strichliert werden dabei zusätzlich die Strömungslinien dargestellt.

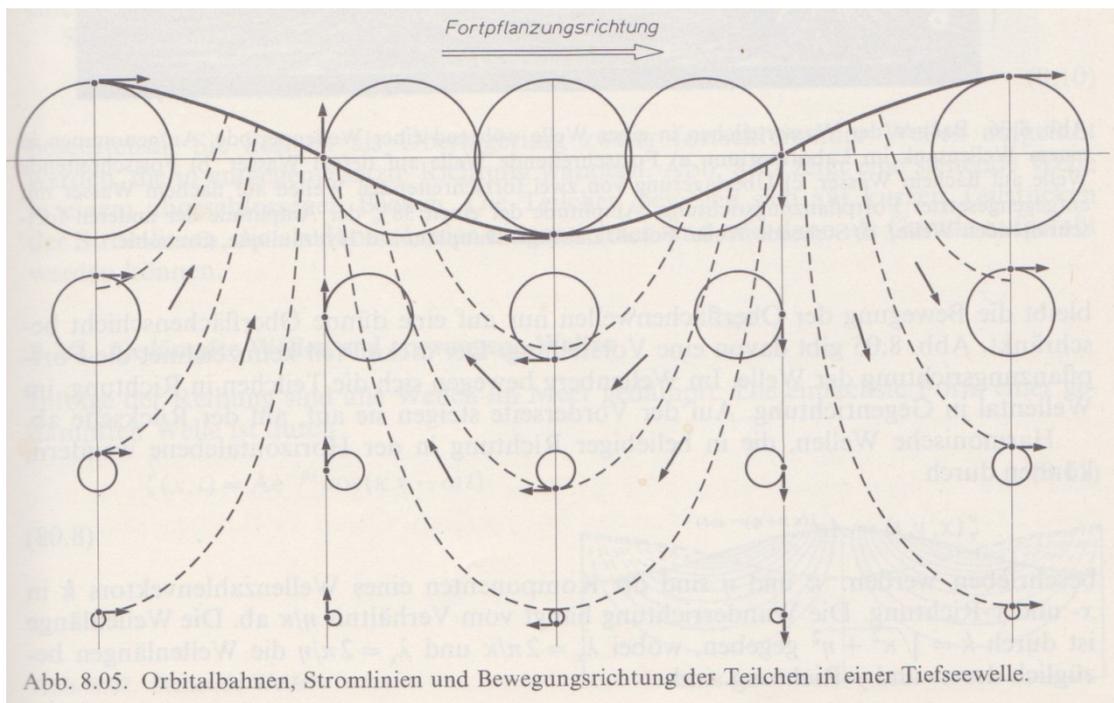


Abbildung 9: Orbitalbahnen, Strömungslinien und Bewegungsrichtung der Teilchen in einer Tiefseewelle (Dietrich, 1975: 335).

Diese Bewegung der Wassermoleküle pflanzt sich bis in eine Tiefe von der halben Wellenlänge fort. In Abbildung 11 ist weiters gut zu sehen, dass der Bahndurchmesser dieser Orbitalbewegungen in die Tiefe exponentiell abnimmt, bis sie aufhören, was bei etwa der Tiefe einer halben Wellenlänge

erreicht wird. Ab hier sind die Wassermoleküle wieder in Ruhe. Der Durchmesser der obersten Wasserteilchen entspricht exakt der Wellenhöhe und nimmt wie schon beschrieben, mit zunehmender Tiefe ab. Bis jetzt wurden die Orbitalbahnen immer als geschlossene Kreise dargestellt. In der Realität jedoch bewegt sich das Wasser etwas nach vorne in die Fortbewegungsrichtung der Welle. Dies geschieht dadurch, dass die Vorwärtsbewegung am oberen Teil des Kreises minimal größer ist als jene im unteren Bereich des Kreises. In Abbildung 10 ist dies zur besseren Veranschaulichung etwas übertrieben, dargestellt. (Segar & Segar, 2012: 213f)

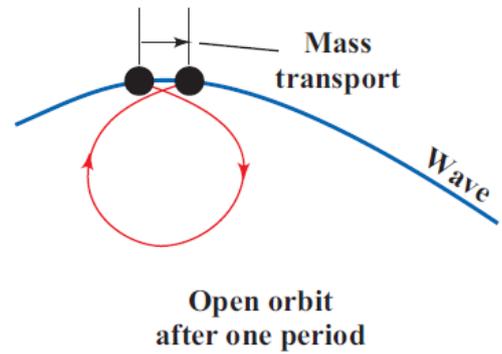


Abbildung 10: Offene Orbitalbahn eines Wassermoleküls (Segar & Segar, 2012: 213).

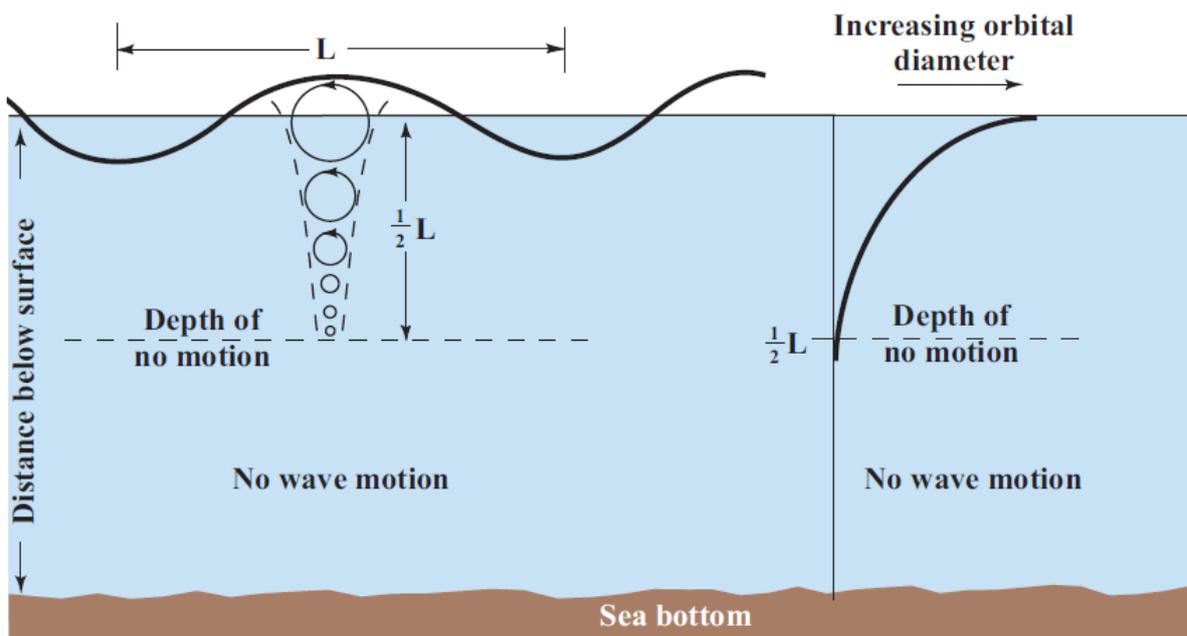


Abbildung 11: Orbitalbewegung der Wassermoleküle mit ihrem Bahndurchmesser und der Tiefe, in die sie wirken (Segar & Segar, 2012: 213).

Treffen Wellen nun als Swell auf seichteres Gewässer ($<L/2$), kommt es zu einer Stauchung dieser Orbitalbewegungen und die Wassermoleküle bewegen sich in elliptischen Bahnen. Durch die Reibung kommt es zu einer Verlangsamung der Welle, einer Ausdehnung über der Wasseroberfläche und in späterer Folge zum Brechen eben dieser. Auf dies wird jedoch an dieser Stelle nicht mehr genauer eingegangen. (Segar & Segar, 2012: 217)

Da nun erklärt wurde, wie sich Wellen fortbewegen, wird im Weiteren die Umfangsdispersion dargelegt, welche die Ausdehnung über ein progressiv wachsendes Areal beschreibt. So wie sich die Dünung ausbreitet, geben auch die zirkulierenden Wassermoleküle ihre Bewegung an benachbarte Wassermoleküle weiter. Somit werden die Wellenfronten immer breiter und die Energie verteilt sich auf ein breiteres Areal. Das Ausbreiten der Energie führt nun dazu, dass sich die Wellenhöhe sich verringert, je weiter sie vom Sturmzentrum entfernt ist. Dies geschieht solange keine weitere Energie zugeführt wird. Somit würden Wellenfronten die von einem Punkt ausgehen, sich in etwa so weit ausdehnen, wie sie gewandert sind. Dies bedeutet, dass eine Wellenfront, welche doppelt so weit gewandert ist, sich auch doppelt so weit ausdehnt und die Energie nur halb so konzentriert ist. In Bezug auf die Wellenhöhe würde das bedeuten, dass eine Energiehalbierung einen Höhenverlust von etwa 30 Prozent nach sich zieht.

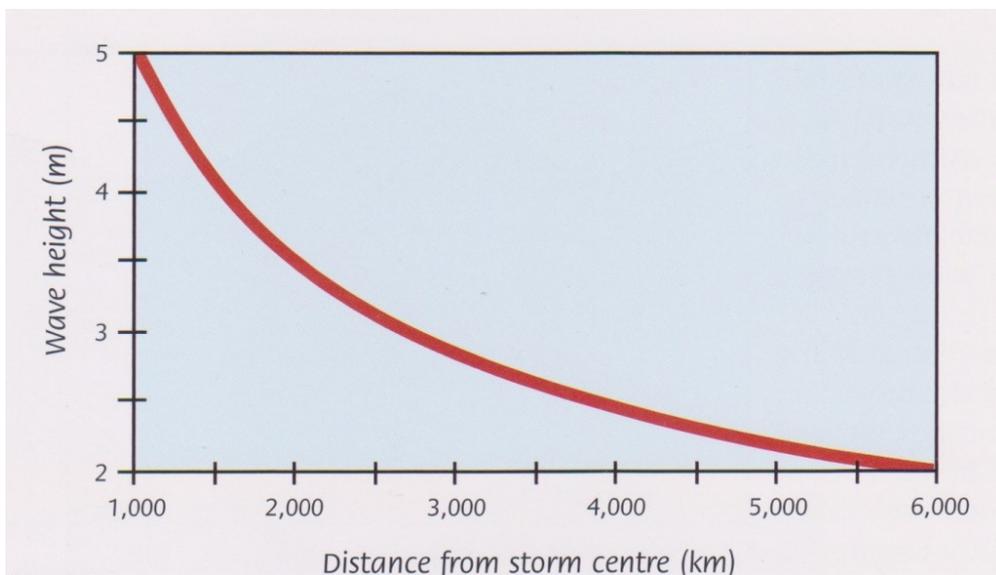


Abbildung 12: Abnahme der Wellenhöhe durch Umfangsdispersion, mit der Entfernung zu einem punktuellen Sturmzentrum (Butt, 2014: 40).

In Abbildung 12 sieht man, wie die Wellenhöhe mit der Entfernung zu einem punktuellen Sturmzentrum abnimmt. Da in der Realität Stürme nicht nur von einem Punkt, sondern von Zonen, sogenannten Fetchzonen, welche sehr groß sein können, über dem Ozean ausgehen, resultiert daraus, dass die Umfangsdispersion einen geringeren Effekt auf die Energiereduktion hat. Somit ist die Höhenreduktion der Wellen für jede Verdopplung der Strecke abhängig von der Größe der Fetchzone und beträgt in etwa 15 bis 20 Prozent. Im Pazifischen und Indischen Ozean sind die Sturmzonen noch viel größer als im Atlantik und die dementsprechende Wellenhöhenreduktion kann noch geringer ausfallen. (Butt, 2014: 39f)

Ein Faktor, der Wasserwellen sehr kompliziert macht, ist die Geschwindigkeit, mit der sie wandern

Allgemeine Einführung

und die Tatsache, dass die unterschiedlichen Wellen nicht mit derselben Geschwindigkeit wandern. Sie wird durch die Periode beschrieben. Je länger die Periode, desto schneller bewegen sie sich fort. Die Geschwindigkeit, mit der sie sich in m/s fortbewegen, beträgt laut Butt (2014: 45) etwa das 1,56-fache der Periode in Sekunden. Dies gilt jedoch nur für Wellen in tiefen Gewässern. Bei Wellen in seichten Gewässern ist es noch etwas komplexer, für diese Arbeit jedoch irrelevant. Laut Segar & Segar (2012: 213) kann man mit folgender Formel die Geschwindigkeit näherungsweise berechnen.

$$C = \sqrt{gL/2\pi} \quad (5)$$

C = Wellengeschwindigkeit [m/s]

g = Erdanziehungskraft / Gravitation [m/s]

L = Wellenlänge [m]

g beschreibt die Beschleunigung durch die Erdanziehungskraft und ist eine Konstante. π ist ebenfalls konstant. Somit können diese beiden vernachlässigt werden und es ergibt sich folgende Gleichung.

$$C = 1,25\sqrt{L} \quad (6)$$

Nun ist klar, dass die Geschwindigkeit positiv von der Wellenlänge abhängt. Setzt man nun die Formel für die Geschwindigkeit ein und löst die Gleichung auf, kommt man zu demselben Ergebnis wie Butt (2014).

$$C = \frac{L}{T} = 1,25 \quad (7)$$

$$C^2 = 1,25^2 TC \rightarrow C = 1,5625T$$

Durch die unterschiedlichen Geschwindigkeiten kommt es zur Radialdispersion. Sie besagt, dass längere Wellen kürzere Wellen überholen und diese sich über den radialen Ausbreitungsweg sichtlich voneinander separieren. Im Sturmzentrum existieren Wellen unterschiedlicher Größe, Form, Wellenlänge und Wellenrichtung nebeneinander. Beginnt ein Swell sich fortzubewegen, entsteht eine radiale Aufteilung und der Swell streckt sich. Demzufolge erreichen die längeren Wellen zuerst ihren Bestimmungsort. Während die Wellen sich fortbewegen, organisieren sie sich außerdem in Sets bzw. Gruppen von zwei oder mehreren Wellen mit sehr viel kleineren oder gar keinen Wellen dazwischen. Auch hier gilt wieder, je weiter man von der Fetchzone entfernt ist, desto größer ist die Wahrscheinlichkeit, dass sich die einzelnen Wellen zu Gruppen formieren. Dies lässt sich mit der Interferenz mehrerer Wellen beschreiben und wird lineare Superposition genannt. Abbildung 13 zeigt die vereinfachte Darstellung von nur zwei Wellenzügen mit leicht unterschiedlichen Wellenlängen und stellt eine Momentaufnahme dar. An Stellen, an denen beide eine positive oder negative Ausdehnung aufweisen, kommt es zu konstruktiver Interferenz und die jeweilige

Ausdehnung bildet sich weiter aus. An Stellen, an denen eine positive und eine negative Ausdehnung aufeinander treffen, kommt es zu destruktiver Interferenz.

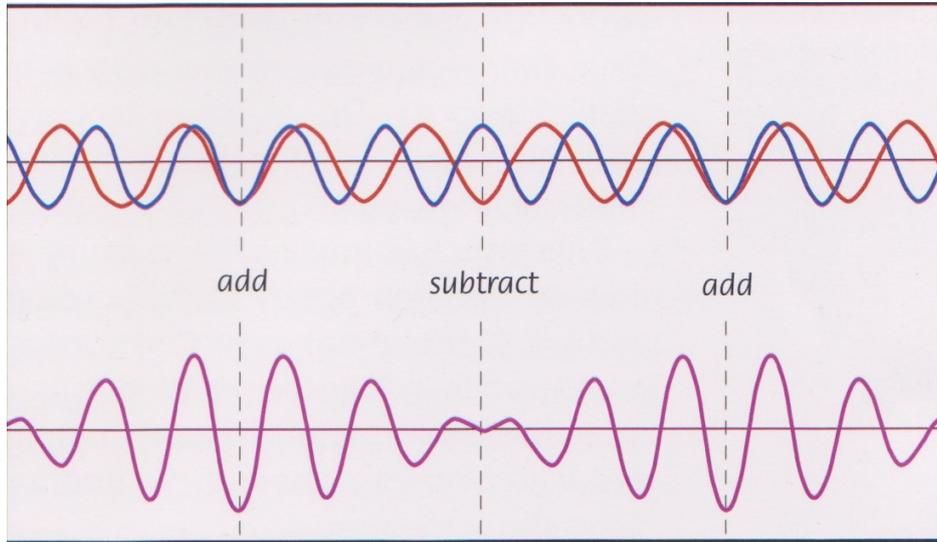
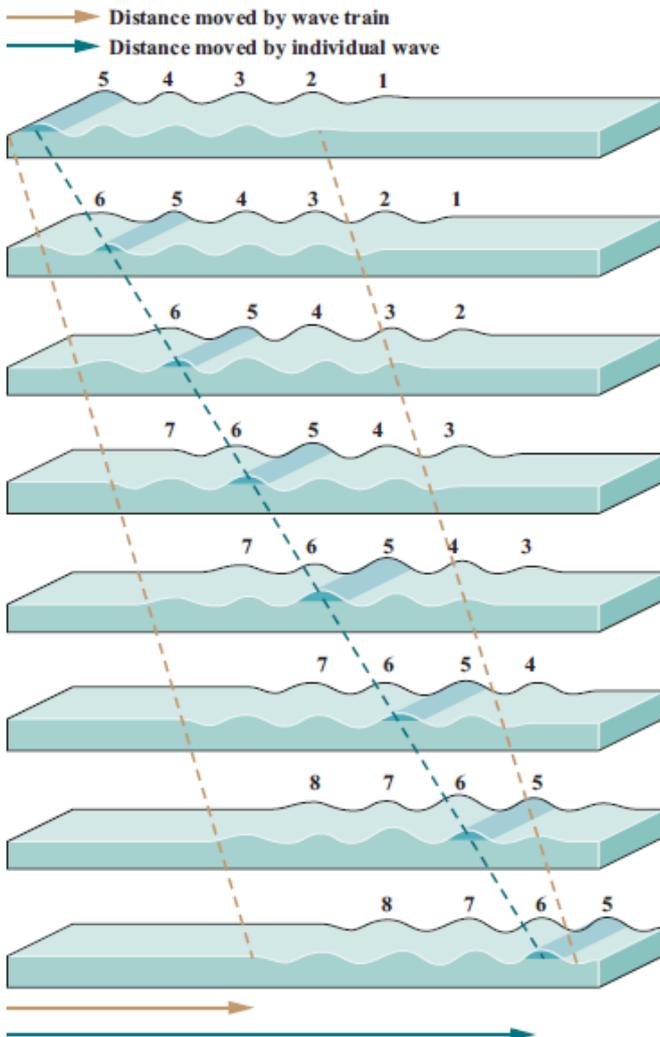


Abbildung 13: Lineare Superposition des vereinfachten Falles von zwei Wellenzügen (Butt, 2014: 43).



In der Realität bewegen sich aber nicht nur zwei Wellenzüge in dieselbe Richtung. Auch hier kommt es wieder zum Zusammentreffen von Wellen unterschiedlicher Größe, Länge und Richtung und in weiterer Folge durch die Radialdispersion auch zu unterschiedlichen Geschwindigkeiten. (Butt, 2014: 41ff; Dietrich, 1975: 333f; Wright et al., 1999: 87)

Interessant ist nun, dass sich eine einzelne Welle im tiefen Ozean alleine nicht sehr weit fortbewegen kann. Das Wellenset transportiert die Energie weiter. Hierfür muss man wissen, dass sich die Wellengruppe nur mit der halben Geschwindigkeit der Individualwelle fortbewegt. Die Gruppengeschwindigkeit beträgt somit das 0,78-fache der Phase.

Abbildung 14: Fortbewegung von Wellengruppen und Einzelwellen in ihnen (Segar & Segar, 2012: 214).

Die Wellengeschwindigkeit, welche weiter oben in Formel (7) ausgerechnet wurde, ist somit die Geschwindigkeit der Individualwelle, auch als Phasengeschwindigkeit bekannt. In Abbildung 14 wird ein Wellenzug oder eine Wellengruppe gezeigt. In der Darstellung kann man sehen, dass die individuelle Welle sich doppelt so schnell fortbewegt, als die Wellengruppe. Die vorderste Welle der Gruppe gibt etwas ihrer Energie an die ungestörten Wassermoleküle nach vorne hin ab und initiiert somit die Orbitalbewegung dieser. Die andere Hälfte der Energie wird nach hinten an die zweite Welle der Gruppe abgegeben. Auch die dritte Welle der Gruppe gibt die Hälfte ihrer Energie nach vorne und die andere nach hinten ab. Demzufolge verliert die erste Welle an Energie und wird kleiner, bis sie verschwindet. Die Energie wird so immer weiter nach hinten abgegeben und bildet am Ende der Wellengruppe eine neue Welle. Aus diesem Grund bewegen sich Wellen im Swell nur mit ihrer halben Geschwindigkeit fort. (Segar & Segar, 2012: 214f)

2.3.2 Tsunamis

Das Wort Tsunami stammt aus dem Japanischen und wird zusammengesetzt von den Wörtern „tsu“, welches Hafen bedeutet und dem japanischen Wort für Welle, „nami“, da solche Wellen meist küstennah schwere Schäden anrichten. Tsunamis entstehen durch eine abrupte Hebung oder Senkung des Meeresbodens oder plötzlich auftretende, riesige Wasserverdrängungen, wie beispielsweise einem Meteoreinschlag oder dem Abbrechen einer Eisscholle. Auch unter dem Meeresspiegel stattfindende Erdbeben oder Vulkanausbrüche können einen Tsunami verursachen. In etwa 90 Prozent der Fälle werden sie jedoch von Erdbeben ausgelöst. So geschah es auch bei dem verheerenden Tsunami 2004 auf Sumatra. (Demmler, 2011: 56)

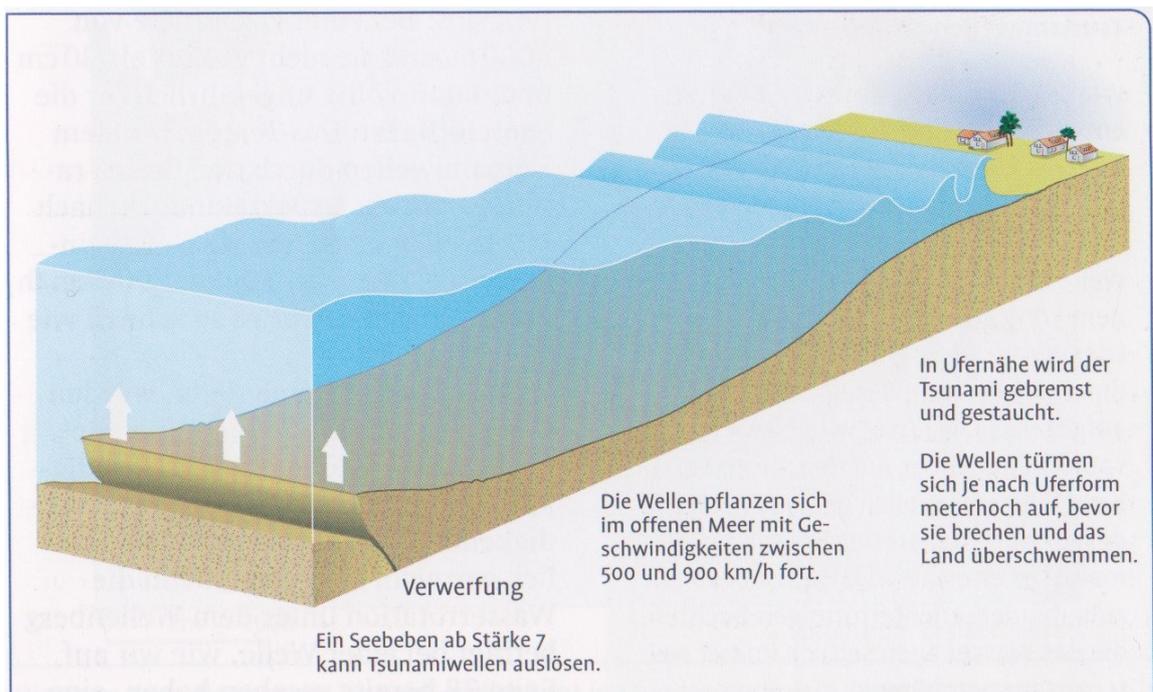


Abbildung 15: Die 3 Stadien des Tsunamis (Demmler, 2011: 56).

In Abbildung 15 sind die drei Stadien des Tsunamis zu erkennen: die Entstehung, die Fortpflanzung und das Brechen in Küstennähe. In dieser Abbildung entsteht er durch ein Seebeben, wie es meistens der Fall ist. Durch die plötzliche unterirdische Verschiebung wird ein enormes Wasservolumen verdrängt und diese Wassermassen breiten sich in Form von konzentrischen Wellen im Ozean aus. In tiefen Gewässern kann sich der Tsunami mit Geschwindigkeiten von bis zu 900 km/h fortbewegen, bis er seichteres Gewässer trifft, dadurch verlangsamt wird und sich noch etwa 10 km/h schnell fortbewegt und auftürmt. Am offenen Meer ist diese Welle kaum wahrnehmbar, da sie nur wenige Zentimeter bis Meter hoch ist. Erst am Land zeigt sie ihre verheerende Wirkung. (Demmler, 2011: 57f)



Abbildung 16: Lituya Bay in Alaska nach dem Mega Tsunami in 1958 (Olagnon & Taylor, 2017: 33).

Die bis heute größte gesichtete Welle wurde durch einen Tsunami erzeugt. Dabei spielten mehrere Faktoren zusammen und es entstand eine 524 Meter hohe Welle. Dies geschah am 9. Juli 1958 im Lituya Bay oder auch Port-des-Francais in Alaska. Dieser Mega-Tsunami entstand durch einen Erdbeben, bei dem 30 Millionen Kubikmeter des angrenzenden Berges ins Meer stürzten. Kurz darauf verstärkte ein Erdbeben der Stärke 7,9 auf der Richterskala den Tsunami. Diese Höhe konnte dadurch erreicht werden, dass es sich um eine außergewöhnliche Bucht handelt wie in Abbildung 16

zu sehen ist. Mit einer Tiefe von etwa 220 Metern, jedoch nur einer schmalen Passage von 15 Metern Breite und nur 10 Metern Tiefe, welche die Bucht mit dem offenen Meer verbindet, bietet es der Welle keinen Ausweg aus der Bucht und die Wassermassen müssen in die Höhe ausweichen. Nichtsdestotrotz verließ eine etwa 90 Meter hohe Welle die Bucht zum offenen Meer und hatte, als sie auf Cenotaph Island traf, noch immer eine Höhe von 22 Metern. (Olagnon & Taylor, 2017: 31f)

Es gibt viele Merkmale, die Tsunamis von Rogue Waves unterscheiden. So ist die Entstehungsweise eine völlig andere. Bei Rogue Waves stehen vor allem Oberflächenfaktoren, wie der Wind, Strömungen und die Wechselwirkung zwischen den Wellen im Vordergrund. Bei Tsunamis hingegen erfolgt eine Wasserverdrängung. Weiters sind Monsterwellen überall am Ozean anzutreffen und nicht erst in Küstennähe gefährlich. Die Energie der Tsunamis befindet sich hauptsächlich in der Tiefe und deshalb nennt man diese auch oft Tiefenwellen. Ein weiterer Unterschied ist ihre Existenzdauer. Während Rogue Waves nur für wenige Minuten existieren, bevor sie wieder verschwinden, legen Tsunamis mehrere hunderte Kilometer zurück.

2.3.3 Tidal Bore

Diese Art der Welle entsteht aus der Tidal Wave, also dem Tidenhub und tritt immer während der Flut und niemals während der Ebbe auf. Es handelt sich dabei um eine sehr besondere Art der Welle, welche nur an sehr wenigen Orten der Erde auftritt, wie beispielsweise im Qiantang Fluss in China, in welchem die größte Bore mit bis zu 9 Metern entsteht. Diese Welle entsteht durch einen hydraulischen Rückprall, also ist es eine Welle, welche turbulent wird, da sie sich nicht mehr mit ihrer natürlichen Geschwindigkeit

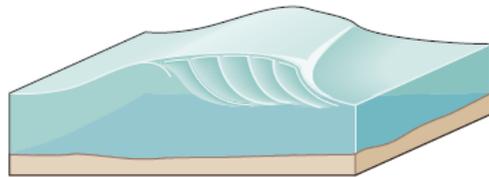


Abbildung 17: Tidal Bore im Qiantang Fluss in China (Olagnon & Taylor, 2017: 41).

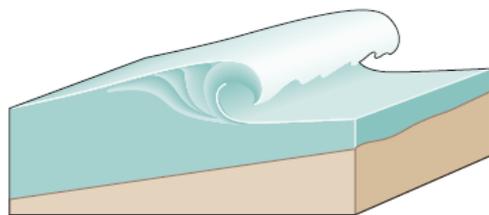
fortpflanzen kann. Dies geschieht, wenn die Gezeitenwelle auf eine Strömung trifft. Dabei wird die Gezeitenwelle in einer Flussmündung gebündelt und durch die entgegengesetzte Strömung des Flusses so stark gebremst, dass sie sich auftürmt. Diese Welle ist wie keine andere und hat ihren Ursprung, wie schon der Name sagt, in den Gezeiten und der Anziehungskraft des Mondes. (Olagnon & Taylor, 2017: 39f)

2.4 Brechen von Wellen

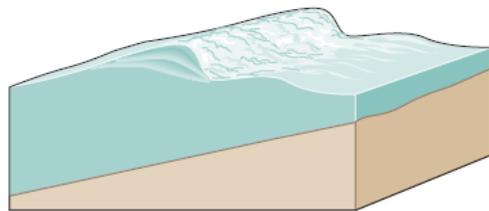
Wellen brechen nur aus dem Grund, dass sie zu steil werden, und in tiefen Gewässern ist der wichtigste Parameter der, der den Grad der Nichtlinearität beschreibt, die Wellensteilheit des Meereszustandes. Aus diesem Grund wird dies hier noch etwas genauer beschrieben. Meistens



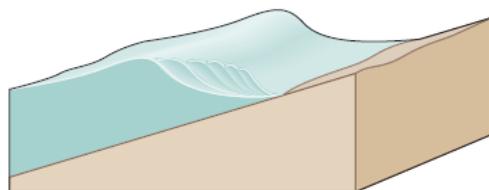
(a) Spilling breaker



(b) Plunging breaker



(c) Collapsing breaker



(d) Surging breaker

Abbildung 18: Arten der Wellenbrechung (Segar & Segar, 2012: 220).

brechen Wellen, weil sie durch immer geringere Wassertiefen aufgestaut werden. Die Orbitalbahnen werden dabei zu elliptischen Bahnen und wollen sich wieder ausbreiten. Dies geschieht nach oben über die Wasseroberfläche. Dabei werden die Wellen verlangsamt und die Wellenlänge kürzer, was zu einer steileren Welle führt. Wellen können in unterschiedlichen Formen brechen, abhängig von Wellenperiode, Wellenhöhe und in seichten Gewässern der Steigung des Meeresuntergrunds. Diese Faktoren bestimmen, wie schnell die Welle zu steil wird. In Abbildung 18 sind die Arten der Wellenbrechung dargestellt.

Spilling Breaker oder Schwallbrecher (a) treten auf, wenn die Welle langsam ihre kritische Steilheit erreicht. Die Welle wird an der Spitze instabil und die überschüssige Höhe wird durch Brechen in Form von Weißwasser verloren, das dann an der Vorderseite der Welle hinabfließen kann.

Plunging Breaker oder Sturzbrecher (b) treten auf, wenn die Welle schnell zerbricht. Der Berg kräuselt sich über die Vorderseite, stürzt nach vorn und fällt in die Basis der Welle, die eine größere Menge an Luft beim Brechen einschließt. Der Großteil der Wellenenergie wird durch dieses kurze Ereignis zerstreut.

Collapsing Breaker oder Partielle Sturzbrecher, sowie surging Breaker oder Reflexionsbrecher (d) treten auf, wenn der Wellenberg ungebrochen bleibt und die Wellenbasis einen steilen Strand hinaufführt. Diese beiden Formen sind für das offene Meer zu vernachlässigen. (Segar & Segar, 2012: 219f)

In Wirklichkeit erreichen Wellen auch am offenen Meer keine unendlichen Amplituden, sondern brechen, wenn sie eine gewisse kritische Steilheit ka erreichen, die durch das Produkt der Wellenzahl k und der Amplitude a gegeben ist. Dieser Wert wird von Longuet-Higgins (1969) als $ka = 0,5$ angegeben. Manche ForscherInnen nehmen statt der Amplitude die Wellenhöhe als Referenz. (Baschek, 2005: 133ff)

$$s = ka \quad s = kH/2 \quad (8)$$

Wenn ka zunimmt, wird eine Welle nichtlinear, und ihre Geometrie wird, aufgrund des Wellenberg-Steepening und Wellental-Flattening, horizontal asymmetrisch. Wenn ka darüber hinaus weiter zunimmt, zeigt die Welle auch eine Vorwärtsasymmetrie aufgrund des Wellen-Vorderseiten-Steepening. Wenn ka auf 0,443 steigt, wird eine limitierende Bedingung erreicht und ein Wellenbruch tritt auf. (Perlin et al., 2013: 140)

Man kann auch hier wieder sehen, dass verschiedene Autoren die kritische Steilheit unterschiedlich berechnen und zu unterschiedlichen Ergebnissen kommen. Genaueres zu der Wellenbrechung wird in den spezifischen Teilen besprochen.

3 Methodik

Es handelt sich hier um eine hermeneutische Arbeit, mit dem Ziel, Monsterwellen / Rogue Waves zu verstehen beziehungsweise den aktuellen Forschungsstand aufzuzeigen. Bei der Recherche wurden besonders Keywords wie „Freak wave“, „Rogue wave“, „Monster wave“ und „Monsterwelle“ verwendet. Nach weiterer Suche kamen zusätzliche Begriffe wie „Non-linear wave“, „Breather“, „Non-linear Schrödinger equation waves“ und „Extrem ocean waves“ hinzu. Ich wurde in unterschiedlichsten Suchmaschinen, wie Google Scholar, ResearchGate, Scopus und das Universitätsbibliotheksverzeichnis fündig. Nach anfänglichen Schwierigkeiten, gute Literatur zu finden, stellte sich heraus, dass besonders in den letzten 10 – 15 Jahren sehr viel in diese Richtung geforscht wurde. Neben wenigen Büchern zu diesem Thema, gibt es sehr viele Zeitschriftenartikel, sowie Journal- und Konferenz-Paper, die sich mit Rogue Waves befassen. Diese sind fast ausschließlich in englischer Sprache verfasst.

Aufgrund der noch relativ jungen Forschung zu diesem Thema gibt es noch sehr viele unterschiedliche Theorien, welche weder konkret bestätigt noch widerlegt wurden. Dysthe, Kharif, Krogstad, Osborne, Pelinovsky, Shelkovnikov und Slunyaev, um nur einige WissenschaftlerInnen zu nennen, sind intensiv mit der Erforschung dieses Phänomens beschäftigt. Viele der eben genannten Autoren sind auch Herausgeber neuer Theorien im Bezug auf die Entstehung dieser extremen Ozeanwellen. (Dysthe et al., 2008; Kharif et al., 2009; Krogstad et al., 2004; Osborne et al., 2000; Pelinovskiĭ & Kharif, 2008; Shelkovnikov, 2016; Slunyaev et al., 2011)

Nach einiger Recherche wurde mir klar, dass dieses Thema sehr umfangreich ist und ich mich deshalb nur mit Rogue Waves in tiefen Gewässern befassen werde. Diese Arbeit wird sich daher auf diese besondere Art von Wellen in über 50 Meter tiefen Gewässern auf der offenen See befassen. Ein weiterer und genauerer Eingrenzungspunkt ist die dimensionslose Tiefe kd . Wobei k die Wellenzahl ist und d die Wassertiefe. Als tiefe Gewässer werden solche ab einer $kd > \pi/4$ bezeichnet. Es gibt nur einen kurzen Exkurs zu Rogue Waves in seichten Gewässern und küstennahen Rogue Waves.

4 Freak Waves / Rogue Waves / Monsterwellen

4.1 Definition

Freak Wave, Rogue Wave und Monsterwelle sind Synonyme, die für das selbe Phänomen stehen (Adcock & Taylor, 2014: 3). Der Begriff Freak Wave wurde erstmals von Draper (1964) in einem wissenschaftlichen Kontext verwendet. Seine Schlüsselaussage war, dass große Wellen in Meereszuständen aufkommen, in denen die Höhe sehr groß ist, Freak Waves hingegen sind Wellen, welche viel größer sind als die sie umgebenden. Es wurde die Definition aufgestellt, dass eine solche Welle ein bestimmtes Kriterium basierend auf dem Meereszustand (signifikanten Wellenhöhe) erfüllen muss:

$$AI > 2 \quad AI = \frac{H_{fr}}{H_s} \quad (9)$$

AI = Abnormalitäts-Index [-]

H_{fr} = Wellenhöhe der Freak Wave [m]

H_s = Signifikante Wellenhöhe [m]

(Kharif et al., 2009)

In unterschiedlichen Artikeln werden andere Zahlen als 2, also das Doppelte, verwendet, wie etwa das 2,2 oder 2,5 fache (Hadjihosseini et al., 2014: 1).

In mancher Hinsicht, ist diese Definition jedoch nicht zufriedenstellend. So haben etwa Haver & Andersen (2000) nur solche als wissenschaftlich relevante Rogue Waves gesehen, wenn mehr Wellen als angenommen bzw. vorhergesagt, die oben genannte Definition erfüllen. Eine weitere verbreitete wörtliche Definition nach Bruce (2016) für Freak Waves ist, dass diese definiert als Wellen einer Höhe, die öfter auftritt, als man es von der Hintergrund-Wahrscheinlichkeitsverteilung erwarten würde. Dies bezieht sich auf den Vergleich mit anderen großen Amplitudenwellen, die eine typische statistische Verteilung der Wellenhöhen darstellen. In der Regel wird eine Rayleigh-Verteilung herangezogen. Mehr dazu weiter unten. Der Begriff Rogue Wave wird auch oft verwendet, wenn man sich auf klassische Extremereignisse bezieht (Haver, 2004b: 5)

Wichtig ist jedoch vor Allen, dass es sich dabei nicht um einen Tsunami handelt, welcher durch unterirdische Erdbeben oder dergleichen entstanden ist (Pelinovskiĭ & Kharif, 2008).

In dieser Arbeit wird die in Formel (9) beschriebene Definition verwendet.

4.2 Vorkommen & Häufigkeit

Es gibt eine Vielzahl an Augenzeugenberichten von unerwartet großen Wellen in der Literatur. Einige werden in späterer Folge hier beschrieben. Außerdem gibt es, wie weiter oben in Abbildung 1 zu sehen, im Internet verbreitete dilettantische Fotos von Rogue Waves. Eine weitaus präzisere Methode ist die Messung mittels verschiedener Hilfsmittel. So wird beispielsweise die Oberflächenerhebung mittels Bojen gemessen. Die meisten Daten kommen von eben diesen Bojen und werden über lange Zeitspannen aufgezeichnet und ausgewertet. Eine weitere genauere Möglichkeit dieser „In situ“ Messungen ist die Lasermessung. Hierbei zeigt ein Laser nach unten auf die Wasseroberfläche und misst den Abstand durchgehend. Dafür wird jedoch eine Befestigungsmöglichkeit benötigt, wie beispielsweise eine Bohrinne. (Adcock & Taylor, 2014: 4ff; Kharif et al., 2009: 11)

Es können auch dreidimensionale Daten von Oberflächenwellen erstellt werden. Dies geschieht meist mittels Weltraum- bzw. Luftaufnahmen. Sogenannte Satellite synthetic-aperture radar Aufnahmen (SAR) bieten Daten mit den meisten Informationen. Die Daten sind jedoch zurzeit noch zu ungenau. Die Technik wird sich in Zukunft verbessern und diese Satellitengestützten Daten könnten zu einer Revolution im Verständnis von Rogue Waves führen. (Janssen & Alpers, 2006: 17)

Weiters wird die Wahrscheinlichkeit, eine Monsterwelle anzutreffen genauer betrachtet. Dies wird auch zeigen, wie ForscherInnen darauf gekommen sind, dass die Entstehung von Rogue Waves über die linearen Entstehungstheorien hinaus gehen muss. (Shanti, 2016: 8)

4.2.1 Anekdotische Beweise / Erfahrungsberichte

Durch Menschen wurde die Geschichte der Freak Waves erst ins Leben gerufen. Nur durch die Erzählungen und die damit verbundenen Tragödien wurden diese Ereignisse genauer erforscht und blieben nicht als Seemannsgarn abgestempelt. Liu (2016) hat eine sehr lange, jedoch teilweise unvollständige Liste der Rogue Wave Ereignisse erstellt, welche in der Zeit von Christopher Kolumbus startet. Weitere Ereignisse sind in anderen Werken veröffentlicht (Cavaleri et al., 2012; Didenkulova et al., 2006; Dysthe et al., 2008; Haver & Andersen, 2000; Kharif & Pelinovsky, 2003; Lawton, 2001; Mallory, 1974; Nikolkina & Didenkulova, 2011; Olagnon & Prevosto, 2004; Olagnon & Athanassoulis, 2001) und auch in deren Referenzen.

In Augenzeugenberichten werden Rogue Waves sehr unterschiedlich beschrieben. Drei Beschreibungen finden sich jedoch immer wieder in Erzählungen von verschiedenen Seefahrern wieder. „Wall of Water“ oder auch weiße Wand wurde etwa die Welle, welche das Kreuzfahrtschiff

Queen Elizabeth II im Jahr 1995 traf, vom Kapitän beschrieben. Er konnte die Welle einige Minuten beobachten, bevor sie das Schiff traf. Dieselbe Beschreibung wurde von einem Mitarbeiter der schwimmenden Bohrinself Veslefrikk B genannt. Sie wurde im selben Jahr von einer Rogue Wave getroffen und wurde schwer beschädigt. Auch der erste Maat des Öl Tankers Esso Languedoc beschrieb die Welle sehr ähnlich. (Haver & Andersen, 2000: 4; Lawton, 2001: 6f)

Rogue Waves treten auch als Wellengruppen bestehend aus unterschiedlicher Anzahl an Wellen auf. Sie werden in der Literatur oft als „three sisters“ (Drei Schwestern) bezeichnet. So wurde Erzählungen zufolge das Kreuzfahrtschiff Queen Elizabeth im Jahr 1943 von zwei unmittelbar aufeinanderfolgenden Rogue Waves getroffen. Der Trawler Kotuku und das Fischerboot Starrigavan wurden in den Jahren 2006 und 2007 von jeweils drei Rogue Waves getroffen und versenkt. (Kharif et al., 2009: 16f; Liu, 2016)

Der letzte sehr häufig verwendete Begriff ist: „hole in the sea“ (Loch im Meer). Beschrieben werden die Wellen so, dass sie nicht wirken, als würden sie 5 Meter übersteigen, kam man ihnen jedoch näher, sah man ein tiefes Wellental gefolgt von einem steilen, hohen Wellenberg. Diese Wellen werden in der Seefahrt als sehr gefährlich angesehen, da sie nur sehr kurz vor dem Eintreffen erkennbar sind und man nicht mehr auf den bevorstehenden Aufprall reagieren kann. Das Schiff Birmingham wurde im Jahr 1944 von so einer Welle erfasst und auch der sowjetische Kühltanker Taganrogsky Zaliv hat ein solches Ereignis im Jahr 1985 miterlebt. Viele weitere Schiffe wurden laut der Literatur von Wellen dieser Art erfasst. (Haver & Andersen, 2000: 4f; Lavrenov, 2003: 86)

Außerdem gibt es noch pyramidale Wellen, bei welchen es sich um spitz zusammenlaufende Wellen mit einer eher geringeren Ausbreitung handelt. Diese werden nur wenig erwähnt. Sie bringen jedoch noch ein weiteres Unterscheidungsmerkmal hervor. Somit gibt es anhand dieser Erfahrungsberichte folgende Unterschiede in der Wellenform (Steilheit, Wellenbergform), dem Verhältnis zwischen Wellentaltiefe und Wellenberghöhe und der Anzahl der unmittelbar aufeinanderfolgenden Rogue Waves in einem Set. (Kharif et al., 2009: 18f)

Man sieht also, dass viele Verluste von Schiffen durch Rogue Waves verursacht werden. Wobei es Seemännern oft sehr entgegen kommt und es einfach ist, ein Schiffsunglück auf eine Monsterwelle zu schieben als es auf mangelhafte Wartung oder schlechte Seemannskunst zurück zu führen. (Adcock & Taylor, 2014: 4)

4.2.2 Messungen

Die ersten Messungen erfolgten, wie schon weiter oben erwähnt, mittels Bojen, 1806 in Frankreich. Sie wurden zur Messung der Gezeiten verwendet und waren zur Messung von Rogue Wave Ereignissen ungeeignet, da sie nur kurze Messungen vornahmen. Seit den 50er Jahren werden solche Bojen auch zum Messen von Rogue Waves verwendet. Da Rogue Waves ein seltenes Ereignis darstellen, sind Messungen von stationären Plattformen und Bojen von sehr großem Wert. Viele messen durchgehend und es wurden schon mehrere tausend Freak Waves gemessen. Da sich die Periode bei Freak Waves nicht, oder nur sehr wenig von der gewöhnlicher Wellen auf See (durchschnittlich 10 Sekunden) unterscheidet, ist eine Frequenz von mindestens 5 Hz bei der Messung erforderlich, um ausreichend genaue Daten zur Wellenform zu erhalten. Für Gezeiten- und Tsunamiwellen sind viel geringere Frequenzen notwendig, deshalb wurden die Messgeräte auch erst relativ spät aufgewertet. (Kharif et al., 2009: 20f)

Es werden unterschiedliche Methoden zur Messung der Oberflächenerhebung verwendet. Mittels Bojen ist die wohl am häufigsten angewendete Methode. Sie werden am offenen Meer ausgesetzt und mittels eines Ankers locker an einer Position fixiert und übermitteln die Daten ihrer Bewegung, die aus Beschleunigung, Neigung und Wanderrichtung bestehen. Diese lassen jedoch nur eine geringe Frequenz zu und die Kalibrierung gestaltet sich für die Messung von Rogue Waves oft sehr schwer. Außerdem sind sie fehleranfällig in solchen Wellen, da sie ruckartig zurückgezogen, kippen oder unter Wasser gedrückt werden können. Somit sind die Daten oft für weitere Forschungen unzuverlässig und nur in Verbindung mit anderen Messungen nutzbar. Diese Fehlmessungen wurden nachgewiesen und auf Gerätefehler, Interferenzen und elektronisches Rauschen zurückgeführt. Da niemand weiß, wie groß der AI werden kann, ist es schwer herauszufinden, welche Daten als Fehler gewertet werden können. Außerdem können Bojen, da sie keinem fixen Punkt zugeordnet sind und beispielsweise bei steilen Wellentälern hinunterfallen können, die Form der Welle nur teilweise wiedergeben. (Forristall, 2005)

Die Messung mittels fixierter Geräte, die mit akustischen Signalen oder optischen Strahlen von Off-shore Gas- oder Öl-Plattformen nach unten gerichtet sind, können sehr hohe Frequenzen erreichen und funktionieren grundsätzlich sehr gut. Sie haben jedoch das Problem, dass die Strahlen bzw. Signale nicht direkt auf der Luft-See-Grenzfläche auftreffen, wegen des Auftretens von Schaum und Luftblasen, was sehr typisch für die vorherrschenden Konditionen ist. Es werden oft auch elektrische Kabel vertikal ins Meer gespannt, um diesem Problem aus dem Weg zu gehen. Aber auch diese Methode scheitert oft an Schaum an der Meeresoberfläche. Da es sich hierbei aber um Messungen von fixen Standorten handelt, können die Daten viel einfacher bereinigt werden, als solche von Bojen

und außerdem können die Daten die Wellenform viel eindeutiger beschreiben. (Kharif et al., 2009: 21)

Im Folgenden werden ein paar Messwerte genauer betrachtet und anhand von Diagrammen erläutert. Dies soll zeigen, dass die Erfahrungsberichte der Seefahrer keineswegs nur Seemannsgarn sind.

Alle in Abbildung 19 gemessenen Wellen wurden mit hochauflösenden Messgeräten gemessen und sind exakt. Abbildung 19 (a) zeigt eine Rogue Wave in der Nordsee, die von einer Plattform aus gemessen wurde. Der AI betrug 3,19 und die Rogue Wave misst eine Höhe von 18,04 Metern. (Kharif et al., 2009: 22)

In (b) derselben Abbildung wird die bekannte „New Year Wave“ oder auch „Draupner Wave“ dargestellt. Sie wurde am 1. Januar 1995 gemessen und bewies endgültig die Existenz von Rogue Waves, da sie die erste mit präzisen Messgeräten festgehaltene Welle ihrer Art ist. Der AI betrug 2,24 und war somit moderater als in (a). Die Welle selber jedoch hatte eine Amplitude von 18,5 m und H_{fr} betrug 25,6m bei einer H_s von 11,8. (Dysthe et al., 2008; Haver, 2004a; Kharif et al., 2009)

Ein Loch im Meer wird in (c) dargestellt. Die Welle ist vermeintlich klein, hat aber durch ihr tiefes Wellental eine beachtliche Höhe von 9,3m und der AI betrug 2,46. Diese großen Wellen mit extremen Wellentälern scheinen eher selten zu sein. Es werden hauptsächlich Freak Wave Ereignisse mit einer großen Welle aufgezeichnet, bei der sich die gesamte Energie auf diese eine Welle konzentrieren kann. Dennoch gibt es auch Rogue-Gruppen. Ein Beispiel ist in Abbildung 19 (d) zu sehen. Jede Welle der Rogue Gruppe hat einen AI von über 2 und erfüllt somit das Kriterium, als Rogue Wave zu gelten. Diese Wellen könnten unterschiedliche Dynamiken im Vergleich zu individuellen Rogue Waves haben und somit auch einen möglichen unterschiedlichen Entstehungsmechanismus. In den letzten beiden Diagrammen (e) wird der bis heute höchste AI gemessen. Er beträgt 3,91 und dabei handelt es sich um eine 10,32 m hohe Welle im Schwarzen Meer. (Kharif et al., 2009: 22f)

Diese Diagramme bestätigen die unterschiedlichen Wellentäler und -berge. Auch die Wellengruppen werden bestätigt. Die Daten geben aber keine Auskunft darüber, ob es sich dabei um eine pyramidale Welle oder eine Wasserwand handelt.

Freak Waves / Rogue Waves / Monsterwellen – Vorkommen & Häufigkeit

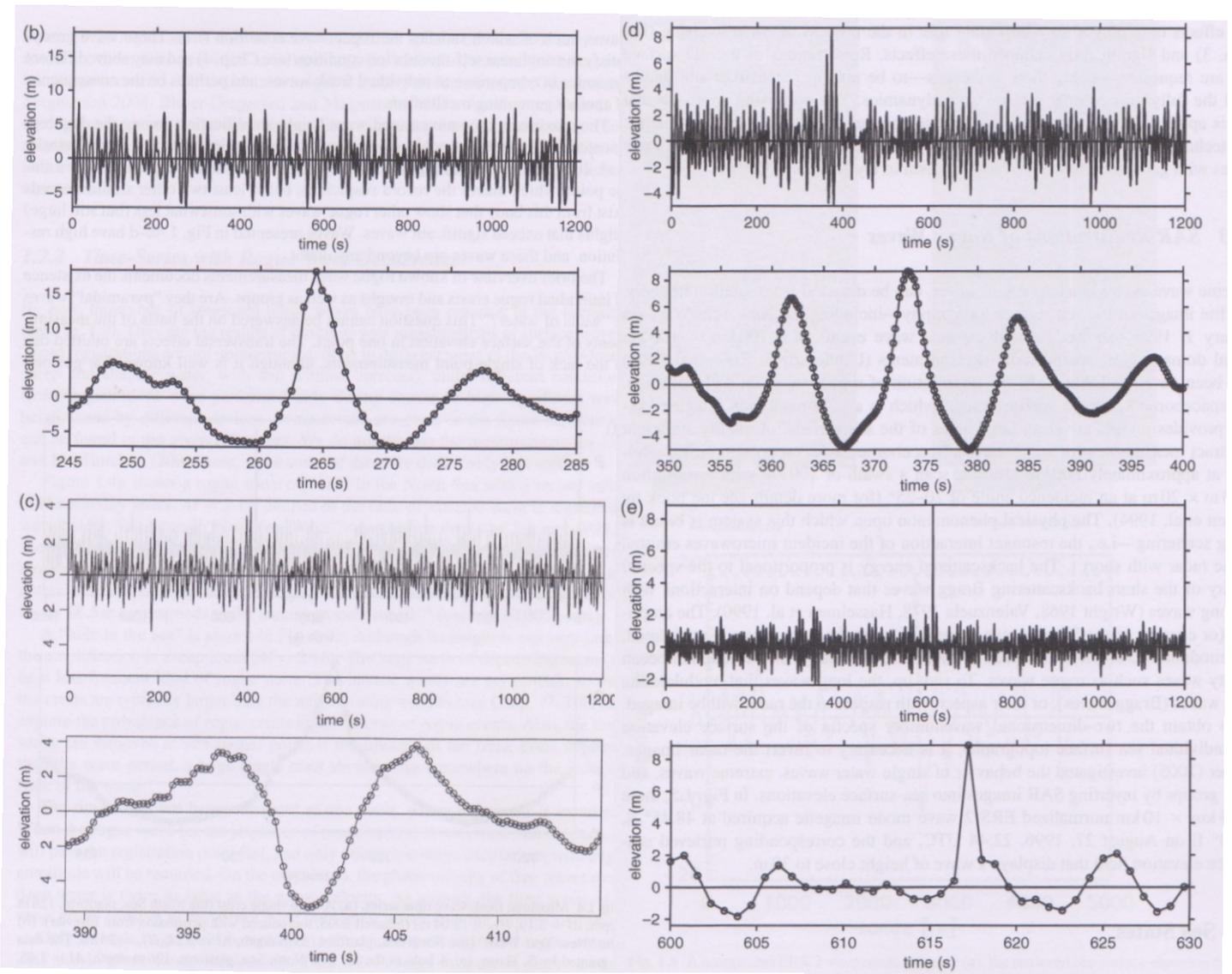
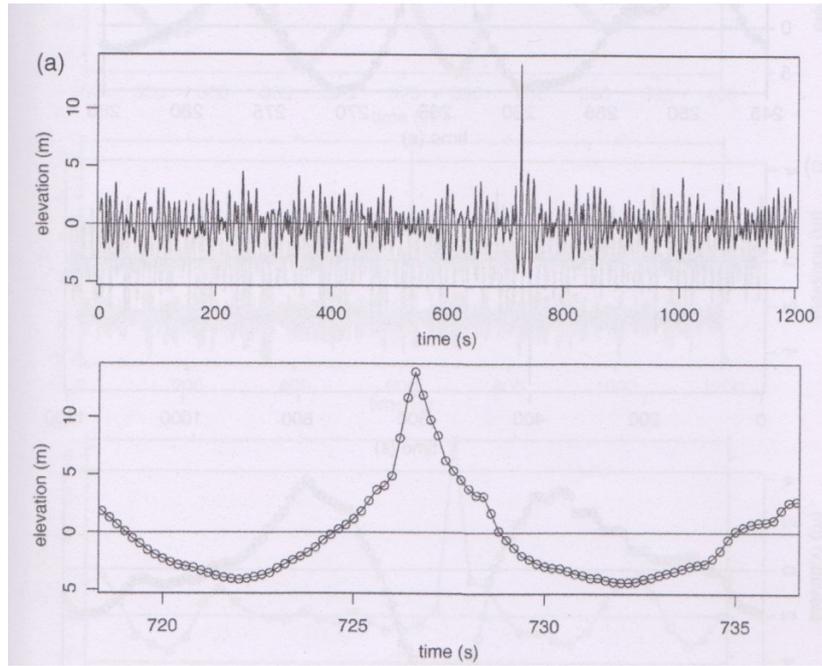


Abbildung 19: Gemessene Rogue Wave Ereignisse (Kharif et al., 2009: 23ff).

Wie anfangs schon erwähnt, gibt es auch die Möglichkeit, dreidimensionale Bilder mittels Erdbeobachtungssatelliten aufzunehmen. Mit diesen kann man Oberflächenwellen-Dynamiken wiederherstellen. Die Satelliten arbeiten aus einer Höhe von etwa 800 Kilometern und sind mit einem Altimeter, zur Messung der Wellenhöhen, einem Scatterometer, zum Erkennen der Oberflächen-Wind-Aktivität, einem Mikrowellen Radar, zur Messung der Oberflächentemperatur und einem Synthetic Aperture Radar (SAR), zur Aufnahme von Wellenfeldern, ausgerüstet. Das Prinzip des SAR besteht darin, dass Mikrowellen mit kurzer Wellenlänge auf die Erde gesendet werden und man erhält je nachdem, wie die Wellen auftreffen, eine unterschiedlich starke Rückstrahlung, welche von der Antenne erfasst wird. Dies geschieht für einen einzelnen Punkt mehrmals aus verschiedenen Winkeln. Man erhält dabei sogenannte Bragg Waves, welche in weiterer Folge invertiert und berechnet werden müssen, um ein Bild zu erhalten. Für Landschaften stellt dies keine Probleme dar. Jedoch für eine Konfiguration, die sich ändert, und Wellen ändern sich sehr deutlich in kurzer Zeit, wodurch Ungewissheiten entstehen. Die Daten wurden auch im MAXWAVE und seinem Folgeprojekt, dem WaveAtlas von Lehner (2005) und Rosenthal (2005) verwendet, um Hotspots für Rogue Waves ausfindig zu machen. Es wurden auch schon einige identifiziert, wie die Südwestküste von Grönland, der Nordpazifik im Winter, die Südwestküste von Australien und einige weitere. Die Analysen werden derzeit noch immer fortgesetzt. Diese Daten sind verwertbar, benötigen aber noch Verbesserungen, um sie tatsächlich für die Erforschung der Entstehung von Rogue Waves verwenden zu können. (Olagnon & Taylor, 2017: 75ff)

Die Verbesserung der Messtechniken für die Rogue Wave Erfassung ist daher ein kontinuierlicher Prozess. Insbesondere können zuverlässige Messdaten bislang nur durch in-situ Messtechniken erhalten werden. Um die Erforschung der Monsterwellenbildung voranzutreiben sind großflächige Raum-Zeit-Messdaten der Meeresoberfläche nötig. Satellitenbasierte Radare, die große räumliche Skalen abdecken, werden derzeit schon verwendet. Jedoch haben sich die Daten als nicht ausreichend zuverlässig erwiesen. Obwohl nur ein kleiner Bereich des Ozeans abgedeckt ist, wurde in jüngster Zeit ein neuer Ansatz als wirksame Technik zur Raumzeitmessung gezeigt, nämlich die Verwendung von Stereo-Video Bildgebung und Variationsrekonstruktionstechniken, von wo aus Raum-Zeit-Wellenstatistiken abgeleitet werden können. Diese Ergebnisse liefern auch den ersten experimentellen Beweis, dass ein Raum-Zeit-Extremum im Allgemeinen größer ist als das, das aus einer Zeitreihenmessung beobachtet wird. Auch diese Messmethode steht noch an ihren Anfängen und wird in naher Zukunft hoffentlich entscheidende Daten liefern. (Benetazzo et al., 2012; Fedele, 2012; Fedele et al., 2013)

Die ForscherInnen sind in nur wenigen Punkten einer Meinung, einer davon ist jedoch, dass die Zukunft und bessere Messmethoden und somit genauere Messdaten den entscheidenden Anstoß zur

genauen Erforschung des Phänomens geben werden. (Dysthe et al., 2008; P. Janssen & Alpers, 2006; Zirker, 2013)

4.2.3 Statistische Beschreibung

Die Ausbreitung von Wellen kann grundsätzlich durch deterministische physikalische Modelle beschrieben werden, was impliziert, dass die Entwicklung vorhersehbar ist, solange man den Ausgangszustand kennt. Wellen, die sich durch ein komplexes System bewegen, sind jedoch bekannt für ihre Zufälligkeit, Irregularität, das Auftreten von extrem großen Wellen und das in sehr kurzen Zeitperioden. Im Falle der Ozeanwelle ist diese Unberechenbarkeit der Wellendynamik auf die Komplexität des Systems und die unvollständigen Informationen über den Ausgangszustand des Systems zurückzuführen. Wird nun noch die Nichtlinearität hinzugenommen, kann es zu einer sensiblen Abhängigkeit des Anfangsverhaltens führen, welches auch als Chaos bekannt ist, und die Zufälligkeit der Wellendynamik weiter erhöhen. (Kharif et al., 2009: 43f)

Der statistische Ansatz ist daher ein wichtiger Aspekt bei der Untersuchung von Rogue Waves. Auch wenn die Evolution der zufälligen Welle nicht vorhergesagt werden kann, können ihre statistischen Eigenschaften genutzt werden, um die Dynamik der Realisierung zu beschreiben. Diese können in weiterer Folge verwendet werden, um die Wahrscheinlichkeit einer bestimmten Wellenbedingung abzuschätzen. Die statistischen Eigenschaften der Wellendynamik können aus einer direkten Messung, stochastischen Simulationen oder einer direkten Berechnung der statistischen Wellenparameter eines bestimmten Modells gewonnen werden. Die Erforschung von Monsterwellen, äußerst seltene und markante Ereignisse, kann daher nicht von ihren statistischen Eigenschaften getrennt werden. (Bitner-Gregersen & Toffoli, 2012: 751f)

In diesem Abschnitt werden die statistischen Kriterien, die üblicherweise bei der Definition von Rogue Waves verwendet werden, diskutiert. Es werden im Allgemeinen zwei Kriterien, entweder unabhängig oder gleichzeitig, in der Untersuchung verwendet. Das Erste ist die Abweichung der Wahrscheinlichkeitsverteilung von jenen Wellen, die von den Standardmodellen vorhergesagt werden. Sie wird oft mit der Gaußschen Verteilung verbunden. Das Zweite Kriterium ist die Überschreitung der Wellen über einer bestimmten definierten Hörschwelle. Eine kurze Zusammenfassung der Kriterien, die in der Monsterwellenforschung verwendet werden beschreibt Shanti. (Shanti, 2016: 9)

Statistische Eigenschaften von Ozeanwellen, die auf dem einfachsten linearen Modell basieren, wurden 1952 von Longuet-Higgins entwickelt (M. Longuet-Higgins, 1952). In dieser Arbeit besteht die Ozeanwelle aus der Überlagerung einer großen Anzahl von Wellenkomponenten mit

unterschiedlichen Frequenzen und Richtungen. Unter der Annahme, dass die Frequenzdispersion der Welle nicht zu groß ist und somit das Wellenspektrum ein schmales Band ist, leitet er eine große Anzahl statistischer Eigenschaften solcher zufälliger Wellenüberlagerungen ab. Insbesondere zeigte er, dass unter dieser Hypothese die Wellenkomponenten nicht korrelieren und die resultierende Oberflächenerhöhung η (=Amplitude) durch eine Gaußsche Verteilung beschrieben wird, während die Wellenhülle A durch eine Rayleigh-Verteilung beschrieben wird. (Shanti, 2016: 9)

Die Wellenhülle (Im Englischen: wave envelope) beschreibt in der Physik die Hülle eines oszillierenden Signals oder einer Welle und bildet eine glatte Kurve, die ihre Extreme ummantelt. Die Hülle hat eine positive und eine negative Seite wie in Abbildung 20 die gestrichelte Linie zeigt. Oft werden sie auch als modulierte Wellen bezeichnet. (Johnson et al., 2011: 416f) In der Grafik wird η wie oben beschrieben, als die Höhe des Wassers über oder unter dem mittleren Meeresspiegel angegeben. η_c beschreibt hier die Höhe des Wellenberges am Punkt der maximalen Ausdehnung und H beschreibt die gesamte Wellenhöhe, wobei H_- die Distanz von Wellental zu Wellenberg misst und H_+ die Distanz von Wellenberg zu Wellental. T ist die durchschnittliche Wellenperiode und h die Wassertiefe, welche jedoch zu vernachlässigen ist.

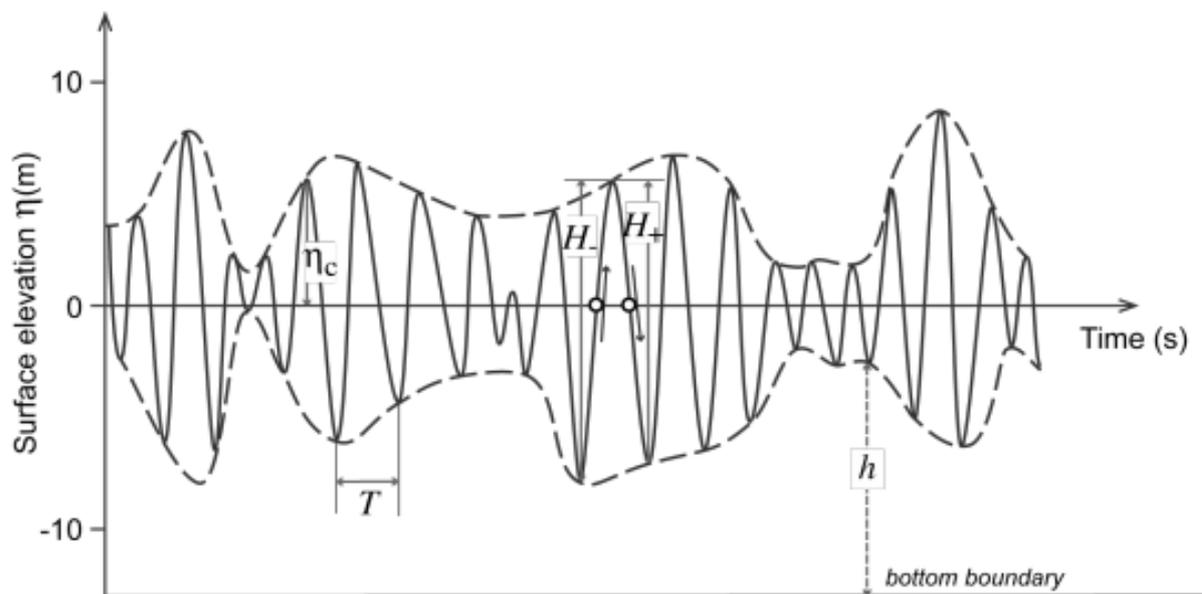


Abbildung 20: Die Wellenhülle (wave envelope) eines Teils der Draupnerwelle (Shanti, 2016: 10).

In dieser Definition werden Wellen in Form einer zugrundeliegenden Reihe von einzelnen sinusförmigen Wellenzyklen beschrieben, die langsam durch die Hülle moduliert werden. Die Wellenhülle $A(t)$ an einer bestimmten Stelle bezieht sich auf die Oberflächenerhebung $\eta(t)$ und die Frequenz f . Die Oberflächenerhöhung zu einem bestimmten Zeitpunkt wird somit aus dem Produkt der Wellenhülle zu einem bestimmten Zeitpunkt und der Kosinusfunktion der Frequenz zu einem

bestimmten Zeitpunkt berechnet. Die Kosinusfunktion bietet in der Wellenlehre neben der Sinusfunktion eine Möglichkeit, Schwingungen zu berechnen.

$$\eta(t) = A(t) \cos(ft) \quad (10)$$

Trotz der gut definierten mathematischen Größe der Wellenhülle wird die physikalische Größe der Wellenhöhe $H(t)$ bevorzugt. Für lineare Wellen mit einem schmalbandigem Spektrum, wie wir sie hier behandeln, sind die Wellenberge und-täler symmetrisch. Deshalb kann die Wellenhöhe H als die doppelte η_c angenommen werden:

$$H = 2\eta_c \quad (11)$$

In diesem Fall ist die Wahrscheinlichkeitsverteilung der Wellenberghöhen und der Wellenhöhe der zufälligen Gaußschen Verteilungskurve eng mit der Wellenhülle, das heißt der Rayleigh-Verteilung, verknüpft. (Shanti, 2016: 9ff)

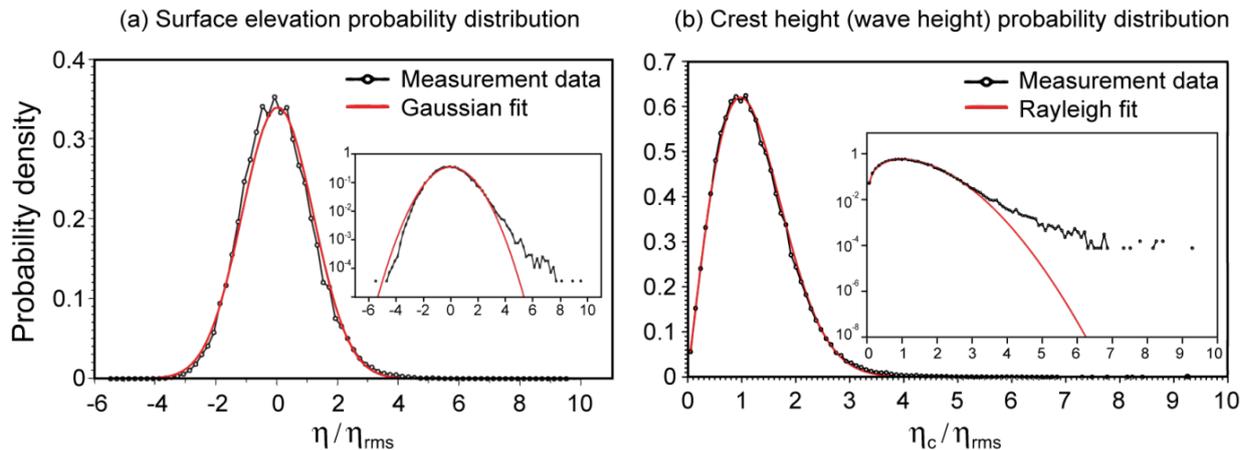


Abbildung 21: Rayleigh & Gaußsche Verteilung mit Messdaten aus dem japanischen Meer. Beide Verteilungen wurden auf die mittlere quadratische Flächenerhöhung η_{rms} normiert und auf einer linearen und logarithmischen Skala (kleineres Diagramm) aufgetragen. (Hadjihosseini et al., 2014: 4).

Abbildung 21 zeigt die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion von Messdaten aus dem Japanischen Meer (schwarze Linie), die mit den vorhergesagten Verteilungen ausgestattet sind (rote Linie). Links sieht man die Oberflächen-Höhendaten und eine Gaußsche Verteilung. Rechts sind die Wellenhöhendaten und eine Rayleigh-Verteilung dargestellt. Beide Funktionen sind auf lineare und logarithmische Skalen aufgetragen. Die Rayleigh und die Gaußsche Verteilung sind beide wichtige Funktionen um die angenommene Verteilung von Messdaten zu überprüfen und ihre Wahrscheinlichkeitsverteilung zu überprüfen (Mathar, 2012). Die Rayleigh-Verteilung kann angewendet werden, wenn die aufeinanderfolgenden Werte eines kontinuierlichen Prozesses, wie der Anstieg und Abfall der Meeresoberfläche, mit einer Gaußschen Verteilung beschrieben werden können. Die Größen der

relativen Extrema, in diesem Fall der Wellen, können nach der Regel von Rayleigh verteilt werden, solange der Prozess innerhalb einer schmalen Bandbreite liegt. Eine schmale Bandbreite bedeutet, dass es überwiegend sinusförmige Daten sind, was bei Wellen der Fall ist. Die von Lord Rayleigh formalisierte Verteilung ermöglicht es uns, nur aus dem Bereich des Anstiegs und Abstiegs der Meeresoberfläche, und damit der Wellenhöhe, die vollständige Verteilung ihrer Höhen und damit ihre Maximalwerte abzuleiten, da sie unterschiedlichen Rücklaufperioden entsprechen. (Olagnon & Taylor, 2017: 91) Weiters ist zu der Abbildung zu bemerken, dass die Gaußsche und die Rayleigh Verteilung die Gesamtstatistik recht gut charakterisieren. In einer logarithmischen Darstellung dieser Datensätze werden jedoch bemerkenswerte Abweichungen sichtbar. Die Gaußschen und Rayleigh-Verteilungen unterstreichen die Wahrscheinlichkeiten solcher Großereignisse durch sehr große Faktoren. Diese starken Ausreißer werden somit mit dem Auftreten von Rogue Waves in Zusammenhang gebracht. (Hadjihosseini et al., 2014: 3ff) Außerdem wurde mittels des Rayleigh Gesetz berechnet, dass jede 250. Welle die maximale Wellenhöhe überschreitet, was somit etwa jede Stunde einmal vorkommen müsste. Dies wäre laut Definition jedoch noch keine Rogue Wave. (Olagnon & Taylor, 2017: 100) Laut Kharif & Pelinovsky (2003: 8f) liege die Wahrscheinlichkeit, berechnet mit der Rayleigh Verteilung, eine Rogue Wave mit der Höhe $2H_s$ zu erhalten, bei 0,000336 oder in anderen Worten: bei etwa einer in 3000 Wellen. Unter der Berücksichtigung, dass die Periode der durch Wind generierten Wellen nahe an 10 s liegt, würde man alle 8 bis 9 Stunden eine Welle dieser Größe erwarten. Die größte angenommene Welle mit einer Höhe von $3H_s$ (Sand et al., 1990) hätte laut dieser Berechnung eine Wahrscheinlichkeit von $1,5 \times 10^{-8}$, oder eine von 67.000.000 Wellen. Solch eine Welle könnte während eines kontinuierlichen 21-Jahre Sturms auftreten.

Es ist offensichtlich, dass die selten beobachteten abnormalen Wellen in der Regel die statistische Hypothese nicht erfüllen, da viele Daten außer Acht gelassen werden müssen. Zunächst ist das Windwellenspektrum nicht sehr schmal, wie es für die Rayleigh-Verteilung angenommen wird. Die Analyse der Verteilung der Maxima, Höhen, Amplituden und Taltiefen ist sogar in einem Gaußschen Zufallsfeld eine schwierige mathematische Aufgabe. Der zweite Grund ist die Nichtlinearität, die zu nicht-Gaußschen Verteilungsfunktionen führt. Der dritte ist der atmosphärische Druck und der Windfluss über der Meeresoberfläche. Sie variieren mit der Zeit und zerstören die Hypothese des stationären zufälligen Prozesses. Mit den Beobachtungsdaten scheint es eine unmögliche Aufgabe, die geringe Wahrscheinlichkeit der Rogue Waves richtig abzuschätzen. Jedoch können vorhandene Modelle von Wasserwellen hilfreich sein, um die physikalischen Mechanismen der Rogue Wave Entstehung zu verstehen und Bereiche mit den höchsten oder niedrigsten Werten der Rogue Wave Wahrscheinlichkeit, abhängig von hydrologischen und meteorologischen Bedingungen, in solchen Zonen auszuwählen.

Nach dieser Erkenntnis von Longuet-Higgins wurden verschiedene Arten von modifizierten Verteilungen vorgeschlagen und mit den Messdaten verglichen. Obwohl diese Statistiken mit einigen Feldbeobachtungen gut übereinstimmen (Earle, 1975; Tao et al., 2015) ,zeigen einige neuere Messungen, dass extreme Wellenamplituden eine viel höhere Wahrscheinlichkeit aufweisen als die vorhergesagten (American Society of Mechanical Engineers, 2011; Hadjihosseini et al., 2014; Stansell, 2004; Tao et al., 2015). Was darauf hinweist, dass die lineare Longuet-Higgins-Theorie zu einfach ist und eine realistischere Theorie erforderlich ist. Insbesondere die große Amplitude der steilen Wellen der Rogue Waves und die Asymmetrie zwischen Wellenberg und Wellental deuten auf die wichtige Rolle der Nichtlinearität hin. Es wurde numerisch und theoretisch von Onorato et al. (2001) festgestellt, dass, wenn das Verhältnis zwischen der Wellensteilheit, dem Verhältnis der Wellenhöhe zur Wellenlänge, und der spektralen Bandbreite, was Benjamin-Feir-Index genannt wird, groß ist, eine Abweichung von der Rayleigh-Verteilung zu beobachten ist. Dieser Benjamin-Feir-Index wird weiter unten erklärt. (Shanti, 2016: 10f)

4.3 Entstehungstheorien

Über die Jahre hinweg haben sich sehr viele verschiedene Entstehungstheorien entwickelt. Im Folgenden werden ausschließlich solche angeführt, die nicht schon explizit widerlegt wurden und in tiefen Gewässern ihren Platz haben. Nichtsdestotrotz kommen WissenschaftlernInnen untereinander zu unterschiedlichen Meinungen. Es ist klar, dass es sich um eine Überlagerung vieler Wellen handeln muss, die dabei wirkenden Mechanismen sind jedoch noch nicht geklärt. Es gibt zwei große Übergruppen: die linearen und die nichtlinearen Entstehungsformen. Im Moment können jedoch weder lineare noch nichtlineare Modelle und Theorien die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Monsterwellen gänzlich erklären. (Birkholz et al., 2016: 1f)

4.3.1 Linear

Die lineare Wellen-Theorien basieren auf den linearisierten Gleichungen von Wasserwellen, die traditionell in der Ozeantechnik und -architektur verwendet werden, und bedienen sich der Airy Wellen Theorie. Aus diesem Grund wird sie auch oft so genannt. Diese liefert eine lineare Beschreibung der Fortbewegung von Gravitationswellen an der Oberfläche von homogenen flüssigen Schichten. (Dysthe et al., 2008: 289)

In der linearen Theorie kann das Windwellenfeld als Summe einer sehr großen Anzahl von kleinamplitudigen unabhängigen Wellen mit unterschiedlichen Frequenzen und Ausbreitungsrichtungen gesehen werden. In der statistischen Beschreibung sind die Phasen aller Wellen zufällig und gleichmäßig verteilt, wie in 4.2.3 beschrieben, was aufgrund des zentralen Grenzwertsatzes den im Durchschnitt Gaußschen Prozess ergibt. Das Vorhandensein von seltenen Extremwellenereignissen kann als die lokale Kreuzung einer großen Anzahl von Wellen mit geeigneten Phasen und Richtungen interpretiert werden. Im realen dreidimensionalen Feld der Wasserwellen können sowohl Dispersion, Zusammentreffen mit Meeresströmungen, als auch räumliche Fokussierung, lokalisierte Rogue Waves erzeugen. Geeignete physikalische Mechanismen werden nachfolgend beschrieben. (Kharif & Pelinovsky, 2003: 10)

Laut Dias, Bridges, & Dudley (2010) wurde lange Zeit angenommen, dass auch Nichtlinearität einen wichtigen Beitrag zur Entstehung haben muss, da es sich um steile Wellen mit großer Amplitude handelt. Man weiß jetzt, dass Nichtlinearität den linearen Mechanismus nicht zerstört, sondern diesen lediglich modifiziert und die linearen Mechanismen heutzutage mehr und mehr als der Ausgangspunkt für Rogue Waves betrachtet werden. Das heißt, dass die linearen Mechanismen erst den Anstoß zur Bildung geben und Fokussierungsmechanismen ein wichtiger Bestandteil auch für Vertreter der Nichtlinearität sind. Mehr dazu weiter unten in 4.3.2. Wegen diesem Zusammenspiel

und dem Einwirken von geringen nicht linearen Effekten auf nahezu alle Wellen werden die im Folgenden beschriebenen Entstehungsmechanismen auch den quasi-linearen Mechanismen zugeordnet.

Der Vorteil der linearen Monsterwellen liegt für der Schifffahrt darin, dass sie vorhersehbarer sind und teilweise Stunden vorher berechnet werden können (Birkholz et al., 2016: 1).

4.3.1.1 Räumlich-Geometrische Fokussierung

Die Vergrößerung von Wasserwellen durch den Effekt der geometrischen Fokussierung ist ein bekannter Prozess für jegliche Art von Wellen physischer Natur. Es handelt sich dabei um die räumliche Veränderung von Wellen und deren Parameter. Die Richtwellenverteilung kann durch verschiedene Faktoren beeinflusst werden, wie unterschiedliche Sturmzonen mit inhomogenen Winden und unterschiedlichen atmosphärischen Druck. Dies wird auch crossing sea (Abbildung 22) genannt, und/oder durch die Ablenkung durch Landmassen, komplizierte Küstenlinien oder spezielle Meeresbodentopographien erzeugt. Es handelt sich also um einen Meereszustand, bei dem zumindest zwei Wellensysteme mit unterschiedlichen Richtungen anzutreffen sind.



Abbildung 22: Crossing sea, die Überlagerung von zwei in unterschiedliche Richtung wandernden Wellensystemen (Shanti, 2016: 14).

Die letzteren Punkte zur Entstehung eines solchen Zustandes sind für diese Arbeit nebensächlich, da diese fast ausschließlich für Rogue Waves in seichten Gewässern relevant sind. Es sei denn, die Umlenkung durch den Meeresboden erfolgt in seichteren Gewässern und die Wellen wandern weiter in tiefere Gewässer. Ist dies der Fall, kann wieder von Rogue Waves in tiefen Gewässern gesprochen werden.

Das Ergebnis sind räumliche Variationen der kinematischen und dynamischen Variablen, die durch die Verwendung der Strahlentheorie gelöst werden können. Die Wellenlinien/-strahlen der

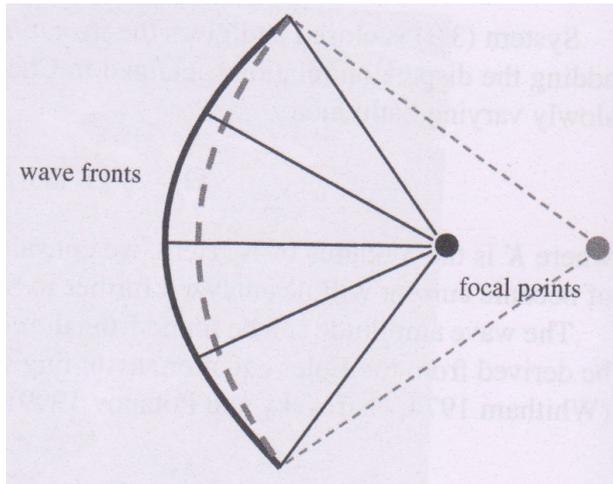


Abbildung 24: Lage des Brennpunkts bei zylindrischen Wellenfronten (Kharif et al., 2009: 66).

unterschiedlichen Ursprungsorte verlaufen nicht in parallelen Bahnen und der Abstand zwischen ihnen kann variieren und beeinflusst somit die Wellenhöhe. Es ist eine Tatsache, dass die höchsten Wellen dadurch erreicht werden können, wenn alle Strahlen in einem Punkt zusammenlaufen. Dies ist sehr schön in Abbildung 24 zu erkennen. Diese reine zylindrische Fokussierung von Wellen ist sehr unwahrscheinlich, da die Sturmgebiete, oder andere ablenkende Faktoren, wie oben

erwähnt, exakt angeordnet sein müssen, um diesen bestimmten Brennpunkt zu erzielen. Sollte dieses seltene Ereignis eintreten, wird durch die immer wechselnden Sturmbedingungen die Wellenfront verändert, und somit verlagert sich auch der Brennpunkt an einen anderen Ort. Es kann auch die zylindrische Form aufgelöst werden und die wesentlich öfter auftretende räumlich verteilte Fokussierung stattfinden, wie sie in Abbildung 23 dargestellt ist. Die so entstandene Brennfläche wird auch Kaustik genannt. Die Wellengrößen in einer Brennfläche sind verglichen zu denen in einem Brennpunkt eher klein. Außerdem sind sie eher uneinheitlich und variieren in der Kaustik. Durch die in den Sturmzonen vorherrschenden unterschiedlichen Winde entstehen unregelmäßige Formationen an unterschiedlichen Plätzen. Somit könnten mittels dieser Entstehungsform unvorhersehbare und kurzlebige Wellen mit großer Amplitude in tiefen Gewässern (Rogue Wave) mit einer räumlich-zeitlichen Variabilität

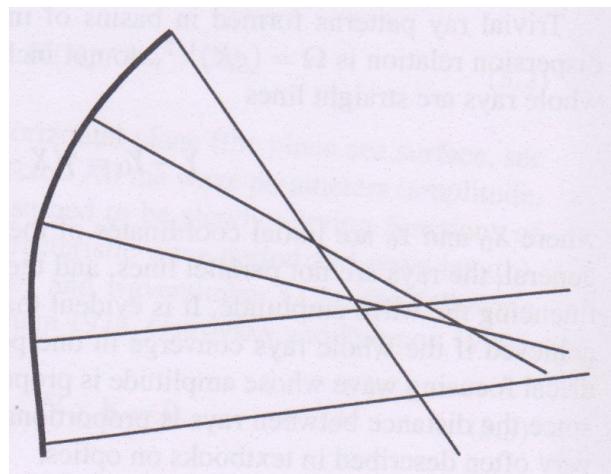


Abbildung 23: Räumlich verteilte Fokussierung bei nicht zylindrischer Wellenfront (Kharif et al., 2009: 66).

des Windes und des atmosphärischen Drucks beschrieben werden. Dieses Szenario der Rogue Wave Entstehung benötigt also die Existenz von fokussierenden Wellenfronten in Sturmgebieten. (Kharif et al., 2009: 65f)

In diesem Zusammenhang haben sich Birkholz et al. (2016) damit beschäftigt, wie viele Wellen sich überlagern müssen und mit welcher Wahrscheinlichkeit es zu einer Rogue Wave kommt. Zur Berechnung wurde der Grassberger-Procaccia-Algorithmus(Grassberger & Procaccia, 1983) verwendet. Der Grassberger-Procaccia-Algorithmus wird zur Schätzung der Korrelationsdimension irgendeines Maßes aus einem gegebenen Satz von Punkten/ Werten verwendet, die zufällig verteilt sind. In Abbildung 25 wird gezeigt, wie häufig es bei einer Überlagerung von N Wellen mit einer Einheitsamplitude zur Rogue Waves Bildung kommt.

Für jeden Wert von N wurden 109 resultierende Wellenhöhen berechnet. Abbildung a zeigt die daraus resultierende mittlere Wellenhöhe (dunkelbraune Linie), die signifikante Wellenhöhe H_s (rote Linie) sowie die maximale beobachtete Wellenhöhe als Funktion von N (blaue Linie). Für identische Wellenhöhen ergibt sich eine maximal mögliche Wellenhöhe bei N-mal der Höhe der einzelnen Eingangswellen (hellbraune Linie). Unter Verwendung des Abnormalitätsindex von 2,2 (grüne Linie) sind keine Rogue Waves unterhalb von $N=10$ möglich. In Abbildung b werden die Wahrscheinlichkeiten, H_s zu überschreiten, berechnet. Fälle von $N=6$ bis 100 werden als Linien dargestellt. Beobachtungen von Christou & Ewans (2011) werden als Punkte dargestellt. Als gestrichelte Linie werden die Beobachtungen mittels der Forristall Verteilung(G. Z. Forristall, 1978) in Zusammenhang gebracht. Die Tatsache, dass keine andere Simulation auf die Beobachtungen passt, deutet auf eine starke Variation von N aufgrund wechselnder Wetterbedingungen während der Beobachtungen hin. Auch hier ist zu erkennen, dass eine Rogue Wave nur entstehen kann, wenn mehr als 10 Wellen beziehungsweise 8 Wellen bei einem AI von 2,0, sich überlagern. Die Wahrscheinlichkeit liegt jedoch sogar bei 100 sich überlagernden Wellen nur bei 0,01%. (Birkholz et al., 2016: 6f)

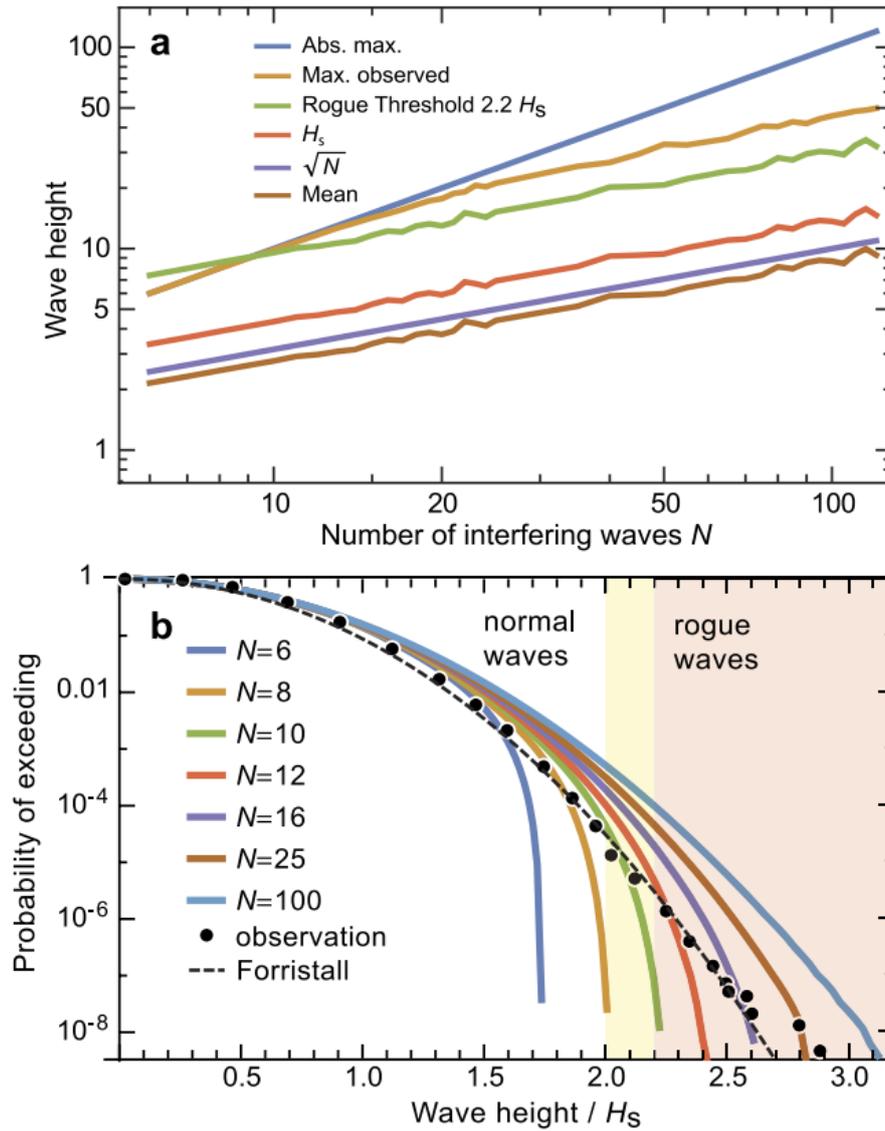


Abbildung 25: Simulation von statistischen Verteilungen, die sich aus der Interferenz von N Wellen mit Einheitsamplitude und zufälligen Phasen ergeben. (Birkholz et al., 2016: 3).

4.3.1.2 Räumlich-Zeitliche Fokussierung

Diese Form der Entstehung wird auch oft übersetzt als „Dispersionsverstärkung von durchreisenden Wellengruppen“. Im deutschen Sprachgebrauch findet man auch des Öfteren den Begriff „Huckepackmodell“ (Pfister, 2012). Neben der räumlichen Heterogenität des Wellenfelds, welches durch die räumlich-geometrische Fokussierung zustande kommt, wird es auch noch von Ungleichmäßigkeit der Wellengruppen durch unterschiedliche Frequenzen gekennzeichnet. Wegen der starken Dispersion von Wasserwellen wandert jede einzelne Welle mit ihrer frequenzabhängigen Geschwindigkeit in eine bestimmte Richtung. Das Interferenzmuster mehrerer Wellen mit unterschiedlichen Frequenzen kann sehr kompliziert werden. An bestimmten Momenten können sich Wellen mit kurzer Wellenlänge und langsamer Gruppengeschwindigkeit vor Wellen mit langen Wellenlängen und schnellerer Gruppengeschwindigkeit befinden. Nach einiger Zeit jedoch wird die längere Welle die kürzere Welle eingeholt haben und eine Welle mit großer Amplitude kann durch räumlich-zeitliche Überlagerung entstehen. Nach einer kurzen Zeit wandern die langen Wellen vor den kurzen Wellen weiter und die Wellenhöhe verringert sich wieder durch die Streuung. Dieses Szenario kann erklären, warum das Freak Wave Phänomen ein seltenes Ereignis mit kurzer Lebensspanne ist.

Draper (1964) war einer der ersten, die diesen Mechanismus in Betracht zogen. Diese Form der Rogue Wave Bildung kann nur vorkommen, wenn die Wellen mit unterschiedlicher Wellenlänge sich an einem bestimmten Punkt zu einer bestimmten Zeit vermischen und überlagern. Es kommt zur Superposition/Addition der Einzelwellen. Dies kann geschehen, wenn der Wind in einer Sturmzone zuerst schwächer und in weiterer Folge stärker weht. Damit werden zuerst kleine Wellen erzeugt durch den schwächeren Wind und etwas danach größere bzw. längere Wellen durch den stärker gewordenen Wind. Auf diese Weise kann die dispersive Natur von Wasserwellen, Rogue Wave Formationen auch bei unidirektionalen Wellen verursachen, wenn sie frequenzmoduliert sind. (Kharif et al., 2009: 69ff; Kharif & Pelinovsky, 2003: 10ff)

Die Umwandlung des Wellenpakets in eine einzige Welle mit großer Amplitude im Rahmen der Lineartheorie kann mit der Fouriertransformation von Spektralkomponenten betrachtet werden. Mit Hilfe dieser Fouriertransformation kann man den Frequenzbereich durch die Zerlegung der periodischen kontinuierlichen Signalen in Fourierreihen darstellen und in weiterer Folge eine Aussage über die in einem zeitkontinuierlichen Signal vorkommenden Frequenzen gemacht werden (Thiel, 2005). In der Praxis wird jedoch ein anderer Ansatz verwendet (Kharif et al., 2009). Das Cauchy-Problem oder auch Anfangswertproblem genannt, wird für Differentialgleichungen n-ter Ordnung angewandt. Sind alle formulierten Zusatzbedingungen für die Ausgangsstelle x_0 gegeben, so spricht

man von einem Anfangsproblem. Diese wird durch das Euler-Cauchy-Verfahren näherungsweise gelöst. Man hat also für den Wert x_0 den dazugehörigen y -Wert und will nun den Wert für die nächste Stelle berechnen. Wozu man h benötigt, welches den Integrationsschritt angibt.

$$x_1 = x_0 + h \quad (12)$$

Um nun alle Punkte berechnen zu können, wendet man die Integrationsformel von Euler-Cauchy an, welche wie oben jede weitere Koordinate auf der x -Achse berechnet und bei jeder weiteren y -Koordinate die erste Ableitung von y benötigt. (Dankert, 2013: 3f)

$$x_{i+1} = x_i + h \quad y_{i+1} = y_i + y'_i h \quad (13)$$

Bei Wellen wird das Cauchy-Problem für den Anfangszustand gelöst, welcher der erwarteten unregelmäßigen Welle entspricht. Danach wird die resultierende Lösung in den Raum umgekehrt. Als Ergebnis können mögliche Formen der Wellengruppe, die zur Bildung von Rogue Waves in endlicher Zeit geführt haben, gefolgt von ihrer Umwandlung zurück in die Wellengruppe, gefunden werden.

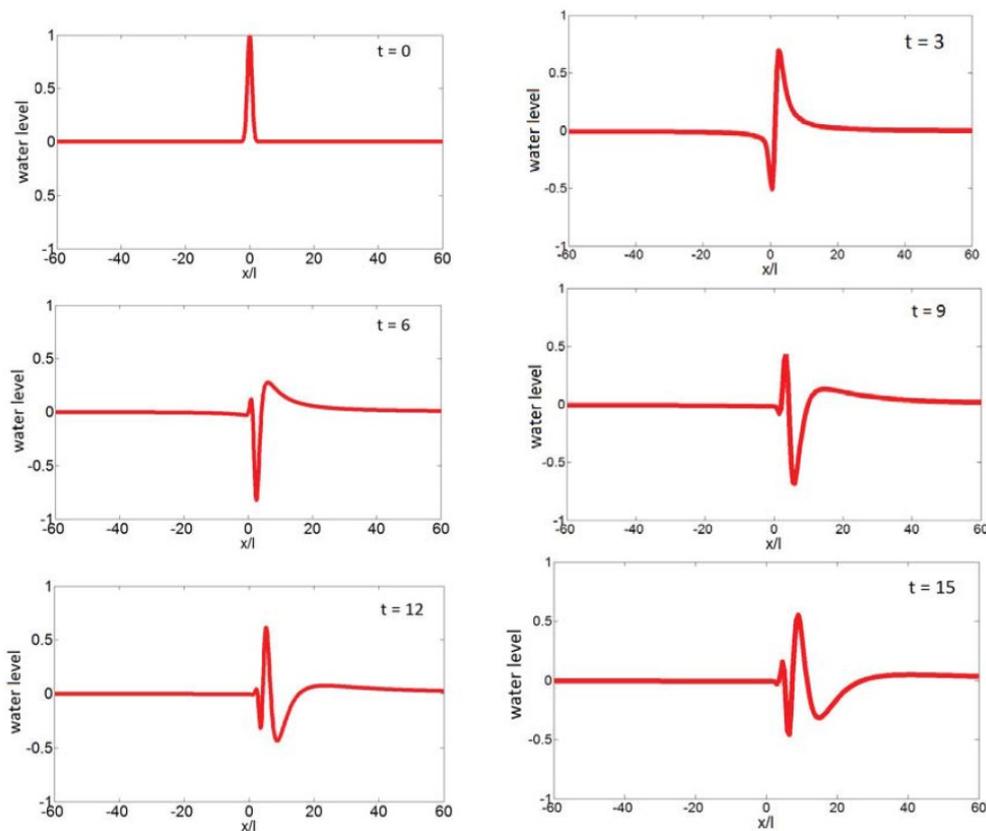


Abbildung 26: Evolution einer Wellenbewegung in dimensionsloser Zeit (Pelinovsky et al., 2011: 129)

Die Entwicklung der Wellenform bei kurzen dimensionslosen Zeiten ist in Abbildung 26 zu sehen. Zunächst wird eine positive glockenförmige Welle in eine Depressionswelle und weiter in den Wellenzug umgewandelt. Die rasche Änderung der Polarität der Welle wurde das erste Mal von

Pelinovsky et al. In der Literatur festgestellt und spielt eine wichtige Rolle in den Szenarien der Rogue Wave Bildung und wird durch weiteres Invertieren und Anwenden auf den Ozean sichtbar gemacht. (Pelinovsky et al., 2011)

Nichtlinearität beeinflusst natürlich auch den Prozess der Fokussierung. Insbesondere in dem Paper von (Shemer et al., 2007) wurde gezeigt, dass in einem unidirektionalen Fokussierungsprozess nichtlineare Effekte in zwei wichtigen Aspekten wesentlich sind. Sie können im Laufe der Evolution der Welle zu einer beträchtlichen Modifikation des komplexen Amplitudenspektrums führen, die sowohl die absoluten Werte der Amplituden, als auch deren Phasen beeinflusst. Der andere Aspekt bezieht sich auf den Beitrag der gebundenen Wellen oder Bound Waves, der die Amplituden der Wellentäler und Wellenberge und die Symmetrie zwischen den beiden erheblich verändert. Bound Waves sind Wellen, die nicht direkt vom Wind, sondern vielmehr durch längere Wellen erzeugt werden. Gebundene Wellen können einfach nichtlineare Verzerrungen der längeren Wellen sein, parasitäre Kapillaren auf den Vorderseiten der längeren Wellen oder Turbulenzen, die durch das Brechen der längeren Wellen erzeugt werden.

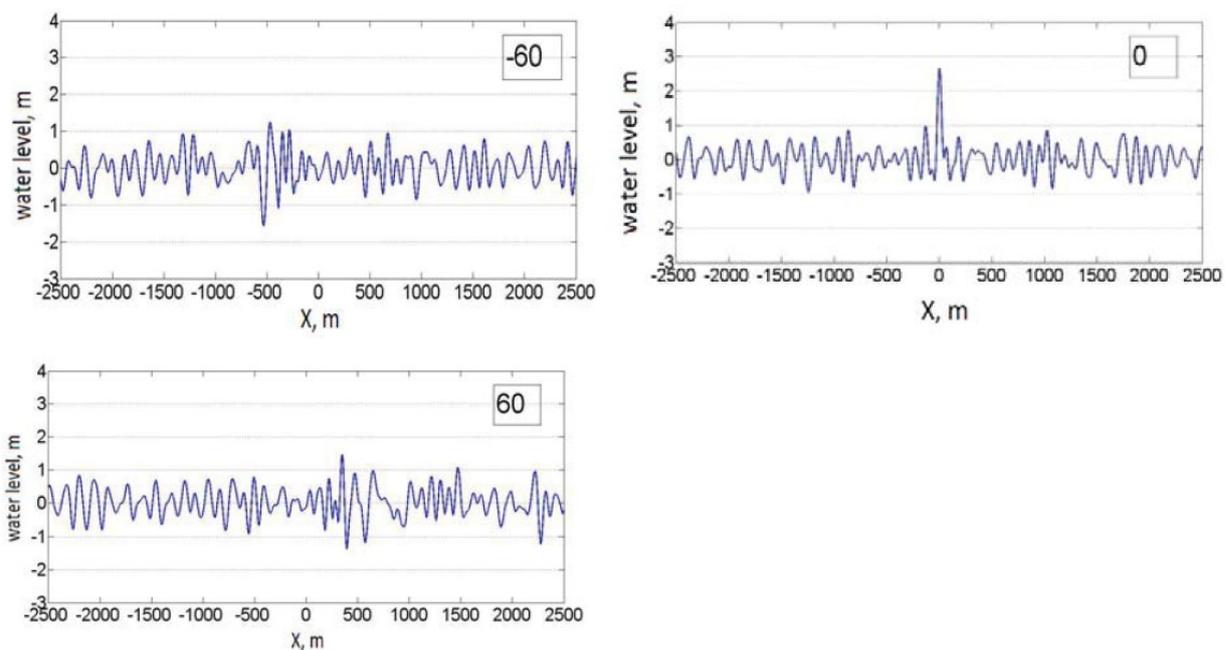


Abbildung 27: Momentaufnahmen des Wellenfeldes zu unterschiedlichen Zeitpunkten in Sekunden (Pelinovsky et al., 2011: 130).

Wenn die Wellenamplitude aber relativ schwach ist, ist dieser Effekt nicht fundamental. Es ist jedoch trotzdem nötig, einige Veränderungen an der Form der Wellengruppe vorzunehmen. Weiters kann Nichtlinearität, wenn sie schwach ist, die dispersive Fokussierung einer Wellengruppe nicht

verhindern und ihr Effekt verringert sich mit weiter werdendem Spektrum, sodass es hier erstmals ignoriert werden kann. Mehr zu den nicht linearen Effekten weiter unten. (Claus, 2002; Johannessen & Swan, 2001; Shemer et al., 2010)

Der oben beschriebene Mechanismus der Dispersionsfokussierung muss in einem zufälligen Feld von Windwellen auftreten, dessen Spektralkomponenten sich mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten bewegen. Infolgedessen sieht das anfängliche Wellenfeld rein zufällig aus. Dann kommt ein hoher Berg, der im Laufe der Zeit wieder in zufälligen Wellen aufgelöst wird. Die Überlagerung von deterministischen und zufälligen Komponenten des Wellenfeldes zu verschiedenen Zeiten ist in Abbildung 27 dargestellt, wobei die Zeit in Sekunden vom Beginn der einzelnen Welle mit großer Amplitude gemessen wird. Wie man sehen kann, ist die Rogue Wave eine Minute zuvor noch nicht sichtbar und sie verschwindet auch eine Minute danach wieder vollständig. Dies macht die Vorhersage der Rogue Wave sehr schwierig und gibt meist nur sehr wenig Zeit, um sich darauf vorzubereiten. Das soeben gesagte wird durch die Abbildung 28 einer anderen Welle unterstützt. Sie zeigt die Zeitreihe des Wellenfeldes bei kurzen Abständen von 500 Metern von der Stelle der Rogue Wave. Auch hier sieht man davor und danach keine bis minimale Auslenkungen der Wellen.

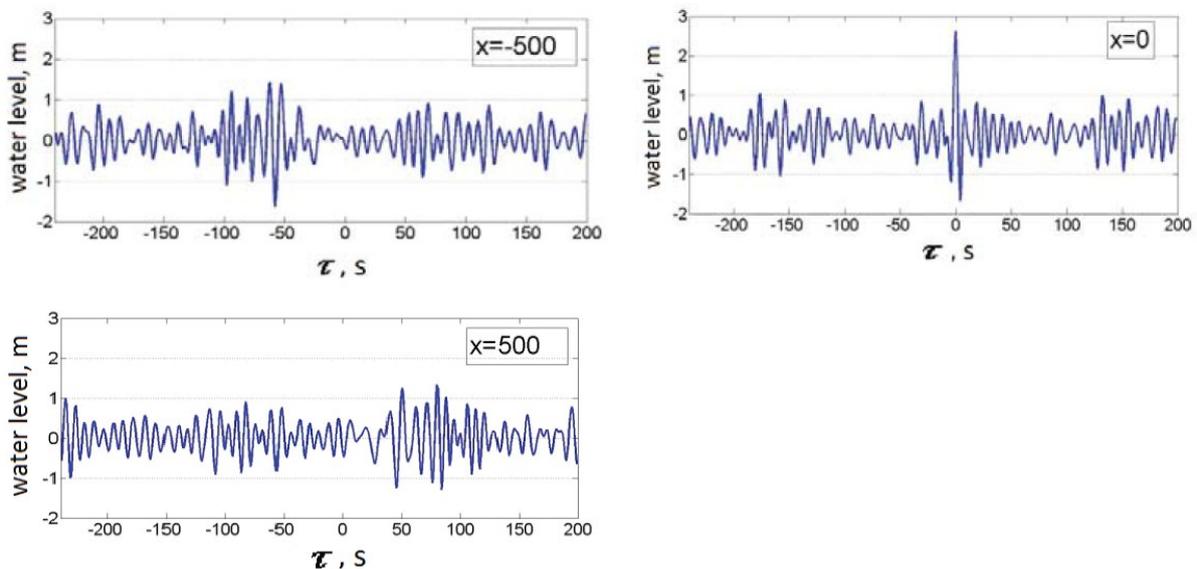


Abbildung 28: Momentaufnahmen des Wellenfeldes in unterschiedlichen Distanzen in Metern (Pelinovsky et al., 2011: 131).

Die oben angegebenen Berechnungen zeigen, dass die Rogue Wave etwa 2 Minuten existiert. Eine detaillierte Chronologie während dieser Zeit wird durch die Evolution der Rogue Wave ermöglicht. Abbildung 29 zeigt die Form der Welle zu unterschiedlichen Zeitpunkten in mehreren Sekundenabständen. Dies wurde von Pelinovsky et al. (2011) berechnet. In diesem Zeitintervall ist eine einzelne abnormale Welle immer im Hintergrund von zufälligen Windwellen sichtbar. Die Form

ändert sich ständig von Berg zu Tal und zurück in sehr kurzen Zeitabständen, von etwa 10 Sekunden. Man sieht also, dass mit dieser Entstehungstheorie sowohl Wasserwände als auch Löcher im Meer entstehen können. (Pelinovsky et al., 2011: 130ff)

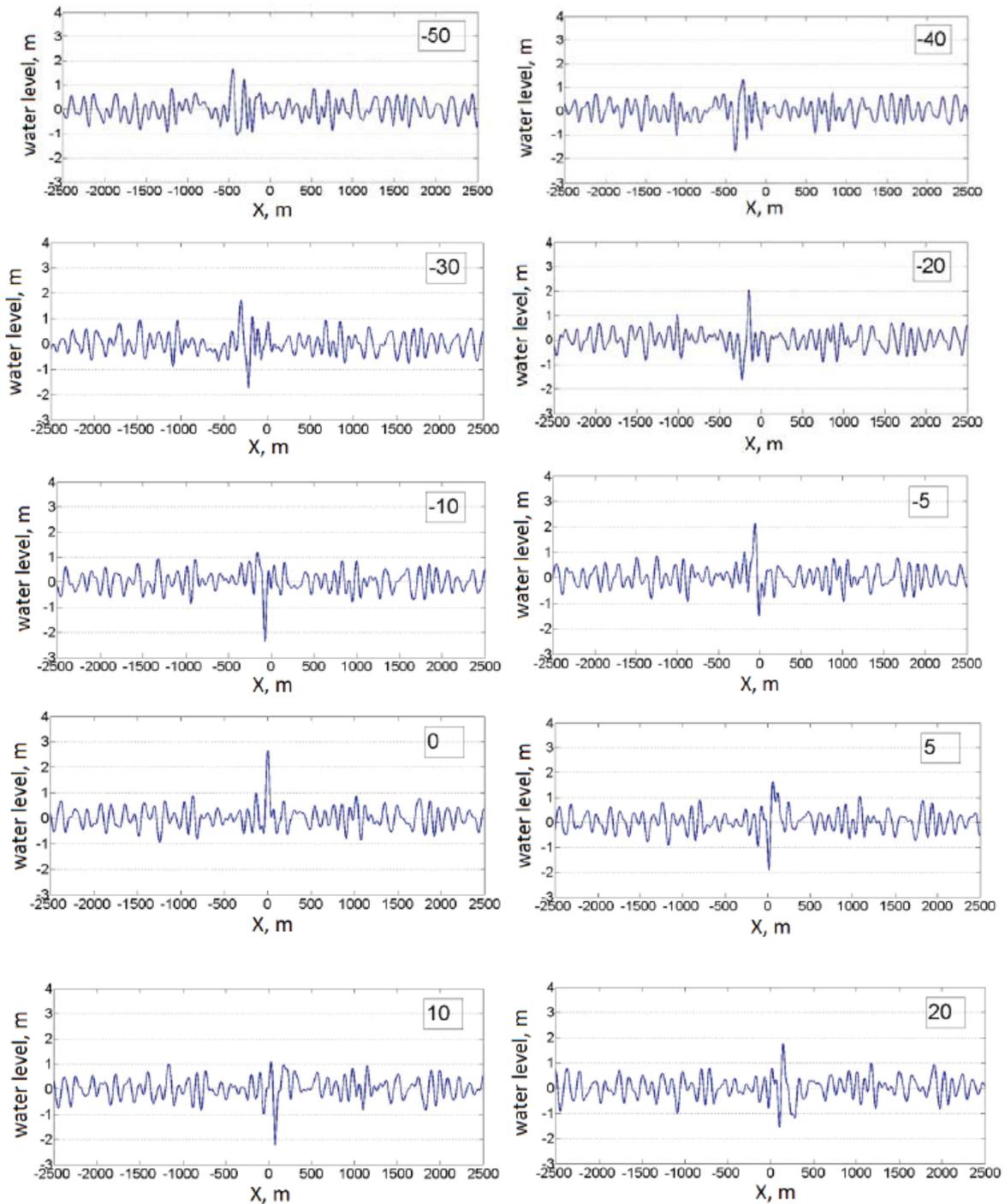


Abbildung 29: Momentaufnahmen des Wasserlevels zu unterschiedlichen Zeitpunkten in Sekunden (Pelinovsky et al., 2011: 132).

Außerdem ist noch zu sagen, dass der Mechanismus der räumlich-zeitliche-Fokussierung bei auf Experimente gestützten Forschungen sehr beliebt ist, weil sie es die Erzeugung einer Welle von riesiger Höhe in einem relativ kurzen Tank ermöglicht. Die Hauptaufmerksamkeit in den Laborexperimenten wird auf die Beschreibung des Wellenfeldes, also die Verschiebung der Wasseroberfläche und Partikelgeschwindigkeiten, gelegt, was für die anschließende Einschätzung der Auswirkungen von extremen Wellen auf Schiffen und Plattformen wesentlich ist. (Brown & Jensen, 2001; Chabchoub et al., 2012; Clauss, 2002; Johannessen & Swan, 2001; Kharif et al., 2009; Pelinovskiĭ & Kharif, 2008; Shemer & Dorfman, 2008; Shemer et al., 2007; Shemer & Sergeeva, 2009; Touboul et al., 2006)

4.3.1.3 Strömungsmodell

Eines der ersten aufgezeichneten und erforschten Rogue Wave Ereignisse wurde von Mallory (1974) im südwestlichen Indischen Ozean erfasst, wo der Agulhas Strom entlang der südafrikanischen Küste fließt. Dies ist sehr gut in der nebenstehenden Abbildung 30 zu erkennen. Man sieht aus dem Süden kommende Wellen, auf den südwärts wandernden Agulhas Strom treffen. Deshalb ist diese Wellen-Strömungs-Interaktion als das erste bestätigte Modell für das Rogue Wave Phänomen bekannt (Lavrenov, 2003;

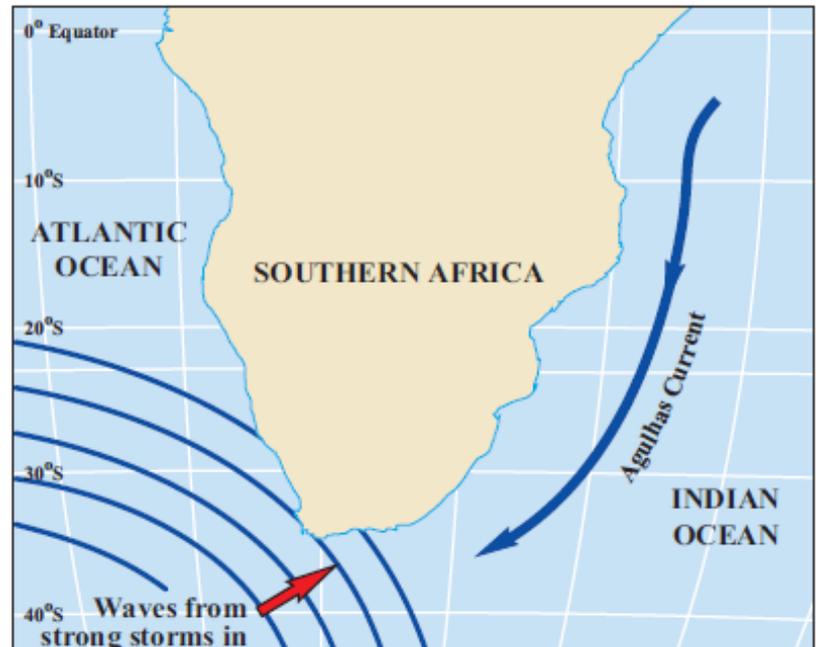


Abbildung 30: Aus dem Süden kommende Wellen treffen auf den südwärts fließenden Agulhas Strom (Segar & Segar, 2012: 211).

Peregrine, 1976; Shyu & Phillips, 1990; Thomas, 1981, 1990; White & Fornberg, 1998). Strömungen können im weiteren Sinne laut Chawla (2002) auch Gezeitenströmungen sein. Der Unterschied zu großen Meeresströmungen liegt dabei besonders bei den vorkommenden Wellenhöhen und den viel schwächeren Strömungsgeschwindigkeiten.

In Anbetracht des Falles der tiefen Wasserwellen wird die Dispersionsrelation für Wellen auf einem stetigen Strom anisotrop. Dies bedeutet, dass bei einer unidirektionalen Wellenausbreitung die

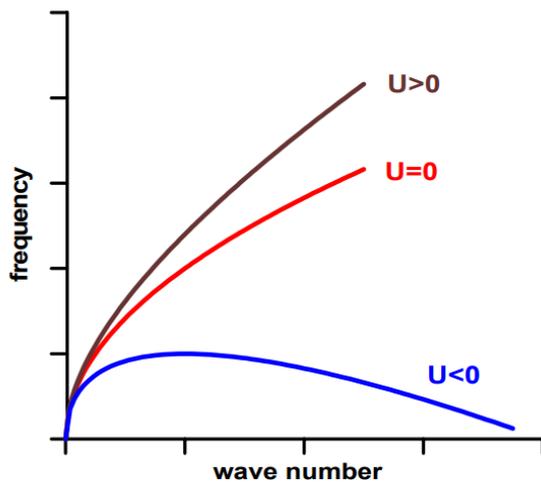


Abbildung 31: Dispersionsrelation für die unidirektionale Wellenausbreitung über einen Strom (Kharif & Pelinovsky, 2003: 23).

Eigenschaften der Wellen richtungsabhängig werden, wie in Abbildung 31 gezeigt wird. U beschreibt dabei die Strömungsgeschwindigkeit und mit dem Vorzeichen auch die Richtung. Bei negativem Vorzeichen handelt es sich um eine entgegen der Wellenrichtung fließenden Strömung und bei einem positiven um eine mit der Wellenrichtung fließende, copropagierende Strömung. Man sieht dabei, wie sich die Wellenzahl und die Frequenz zu der Strömung verhält. Der zweite Effekt, den die Strömung auf die Wasserwellen hat, ist eine Verschiebung der Wellenzahl und der Wellenlängen. Darüber hinaus induzieren gegen den Strom wandernde

Wellen eine mit dem Strom wechselwirkend einfallende Welle. Diese entstehen in unterschiedlichen Wellenzahlen, jedoch mit der gleichen Frequenz und können mit oder gegen die Ausbreitungsrichtung der Ursprungswelle wandern. Der dritte Effekt der Wellen-Strömungs-Wechselwirkung ist die Wellenblockierung, bei der die einfallende Welle durch eine ausreichend starke Gegenströmung gestoppt werden kann. Dies kann passieren, wenn die Gruppengeschwindigkeit einer durch die Steigung der Dispersionsrelation definierten Welle verschwindet und die Welle nicht über den Sperrpunkt hinaus dringen kann. (Maissa et al., 2013: 1138)

Jede Welle, die also auf den Strom trifft, wird ihre Vorwärtsgeschwindigkeit verringern, weil der Strom das Oberflächenwasser nach hinten, gegen die Richtung, in die die Welle wandert, bewegt und die Wasserteilchen in jeder Welle nach jeder Periode etwas weiter hinten sind, anstatt in ihrer ursprünglichen Position. Wenn die Welle durch diesen Prozess verlangsamt wird, wird die nachfolgende Welle, die jedoch die Strömung noch nicht erreicht hat, zeitverzögert verlangsamt, sodass der Wellenberg, der nachfolgenden Welle dem Wellenberg der vorangegangenen Welle näher kommt. Daher nimmt die Wellenlänge ab und die Steilheit nimmt zu. (Segar & Segar, 2012: 212) Effekte der Wellenblockierung werden also durch den starken Einfluss des entgegengesetzten Stroms auf die Wellendispersion erklärt. Unter diesem Gesichtspunkt ist die Wellenausbreitung über Strömungen und Wellenblockierung in gewissem Sinne ähnlich der Wellenbrechung und Wellenreflexion an flachen Küstengewässern. Wenn Wasserwellen seichtes Gewässer erreichen, werden sie durch die Reibung am Meeresgrund auf gleiche Weise verändert, wie oben beschrieben. (Slunyaev et al., 2011: 7f)

Onorato et al. (2011) haben eine Studie dazu durchgeführt, wie hoch die maximal erreichte Amplitude der Wellenhülle als Funktion von der Strömungsgeschwindigkeit in einem Punkt U_0 und der Wellengruppengeschwindigkeit c_g sein kann. Es wurden dabei Geschwindigkeiten von 0,1 bis 0,4 Meter pro Sekunde genommen, da höhere Geschwindigkeiten sehr wahrscheinlich zum sofortigen Wellenblocken und -Brechen führen würden, auf was später eingegangen wird. Aus Abbildung 32 ist ersichtlich, dass die Amplitude der Welle mit steigender Strömungsgeschwindigkeit $|U_0|$ größer wird und Rogue Waves entstehen können.

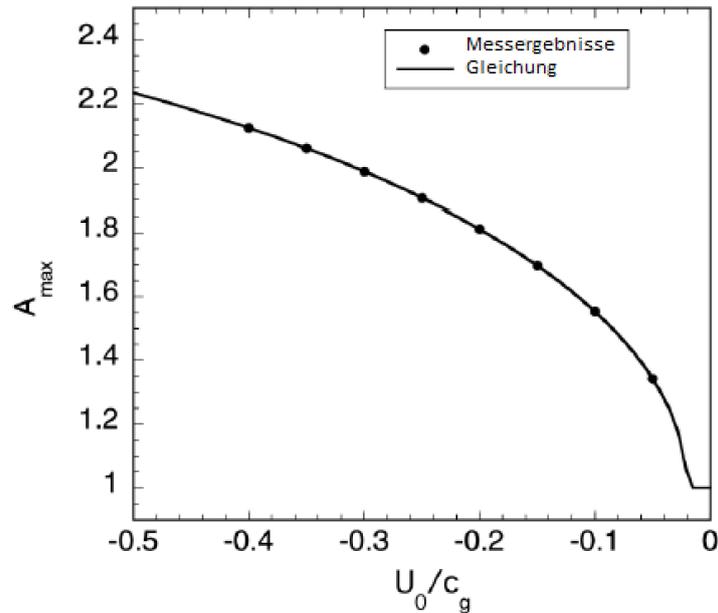


Abbildung 32: Die maximale Amplitude als Funktion von U_0/c_g (Miguel Onorato et al., 2011).

In den folgenden Gleichungen wird die Abhängigkeit von Strömungsgeschwindigkeit und Wellengruppengeschwindigkeit erklärt.

$$c_{ga} = U + c_g \quad (14)$$

c_{ga} = Wellengruppengeschwindigkeit in einem stationären Punkt [m/s]

U = Strömungsgeschwindigkeit [m/s]

c_g = Wellengruppengeschwindigkeit [m/s]

(Chawla, 2002)

Nun kommt es zu dem Fall, dass es im weiteren Verlauf zu einer Wellenblockierung kommt und die Wellengruppengeschwindigkeit in diesem Punkt auf 0 sinkt.

$$c_g = -U \quad (15)$$

(Chawla, 2002)

Dies kann wie oben erwähnt sehr schnell oder erst nach einiger Zeit passieren. Wichtig ist, dass dieses Blockierungsphänomen in einem Punkt X auftritt. Nun werden monochromatische Wellen für die Erklärung verwendet, da sich der Sachverhalt so einfacher darstellen lässt. Bei monochromatischen Wellen handelt es sich um harmonische Wellen mit gleicher Frequenz (Saleh et al., 2008: 46). Bei einer Welle, die sich dem Blockierungspunkt nähert, haben die Phasen- und Gruppengeschwindigkeiten das gleiche Vorzeichen. Nach dem Zurückwerfen der Welle von dem Blockierungspunkt hat die Gruppengeschwindigkeit ein entgegengesetzt Vorzeichen der

Phasengeschwindigkeit. Die Wellenzahl nimmt im Prozess der Wechselwirkung zu, und eine anfängliche lange Welle verwandelt sich in eine kurze Welle.

Für den Fall der unidirektionalen Wellenausbreitung spielt der Blockierungspunkt, an dem die Wellengruppengeschwindigkeit 0 ist, die Rolle einer Kaustik. Lavrenov (2003) und Peregrine (1976) haben eine genauere asymptotische Analyse unter Verwendung der Maslov-Darstellung durchgeführt und sind darauf gekommen, dass unter linearen Bedingungen die Wellenamplitude beschränkt ist, da sie ab einer gewissen Größe und vor allem Steilheit brechen würde. White & Fornberg (1998) haben in weiterer Folge die schwache zufällige Veränderung des Stroms in Betracht gezogen und sind ebenfalls zu dem Schluss gekommen, dass Rogue Waves an bestimmten Fokuspunkten entstehen. Diese Fokuspunkte stellen somit mehrere Blockierungspunkte dar. Daher müsste jeder dieser Fokuspunkte eine Monsterwelle darstellen. In der Realität treten sie jedoch nicht so oft auf. Das kann daraus geschlossen werden, dass die Amplitude während der Wellenausbreitung im Wasser aufgrund des Gleichgewichts zwischen dispersiver Fokussierung/Defokussierung und Dämpfung/Verstärkung in der Zone des ungleichförmigen Stroms meist konstant bleibt und sich nicht in allen Fokus- bzw. Blockierungspunkten zu Rogue Waves ausbildet. (Kharif et al., 2009: 84f)

Diese Entstehungsart wurde auch in Labortanks vermehrt erforscht (Badulin et al., 1983; Chawla, 2002; Merkoune et al., 2013; Wu, 2004) und es entstand bei Chawla & Kirby folgendes, in Abbildung 33, gezeigtes Bild.

Man sieht, wie die Wellengruppe Richtung Blockierungspunkt wandert, diesen durchstößt und wieder zurück reflektiert wird. Man erkennt dies, da die Amplitude auch nach dem Durchstoßen etwa gleich bleibt. Dies geschieht wegen der schon vorher erwähnten Wechselwirkung zwischen Fokussierung und Dämpfung. Es wird also demonstriert, dass die sich ergebende Welle aus dem Zusammenspiel dieser zwei Effekte entsteht. Daher kann die Amplitude bzw. Wellenhöhe in der Kaustik, unter natürlichen Gegebenheiten, entweder erhöht oder verringert werden. (Chawla, 2002: 13f)

Experimentelle Befunde von Wu (2004: 15f) zeigen, dass die Wellengruppenstruktur für die Bildung von Rogue Waves entscheidend ist. Sowohl die Steilheit als auch die Frequenzbandbreite beeinflussen die geometrischen Eigenschaften von Rogue Waves stark. Wellengruppen mit steileren Schrägen führen meist zu steileren Rogue Waves. Weiterhin weisen Wellengruppen mit schmaleren Frequenzbandbreiten ein stärkeres nichtlineares und ein asymmetrisches Rogue Wave Profil auf.

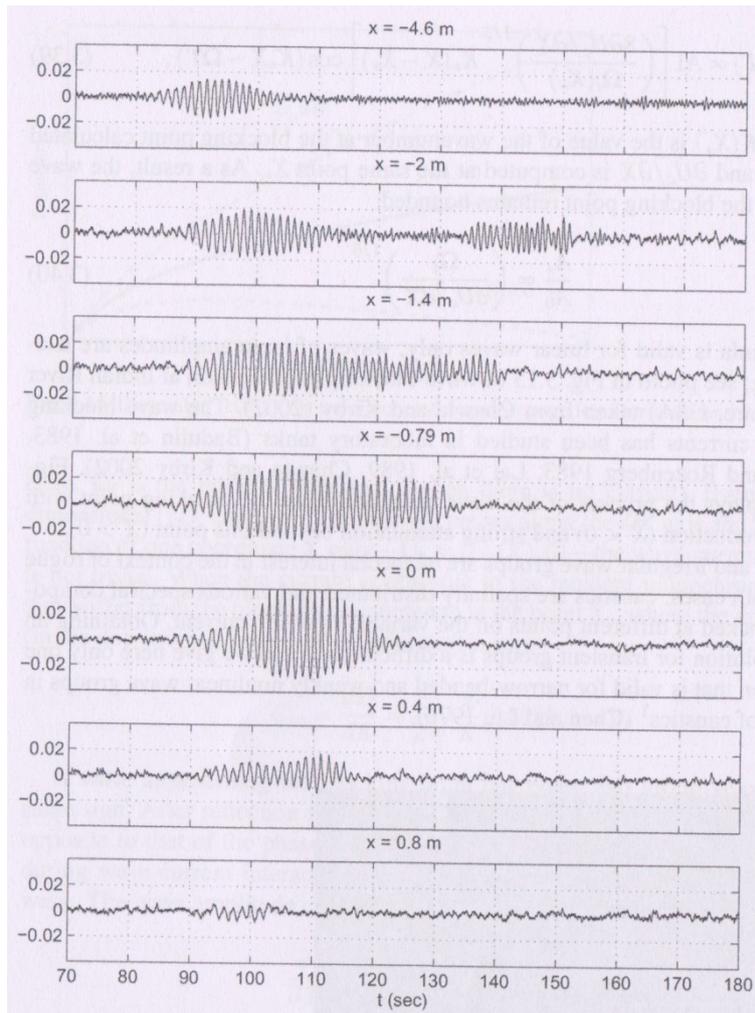


Abbildung 33: Wellenreflexion und durchlaufen durch den Blockierungspunkt in einem Wellenkanal (Chawla, 2002: 14).

Diese Berechnungen zeigen, dass variable Strömungen, wie der Golfstrom, der Agulhas Strom oder der Kuroshio Strom (Toffoli et al., 2005) zur Bildung von Rogue Waves führen können. Es wird in den Experimenten ebenfalls bestätigt, dass ein zufälliges Feld an Wellen die Entstehung von Rogue Waves durch dispersive Fokussierung nicht behindert und dies zu der Entstehung von noch gewaltigeren und höheren Rogue Waves führen kann.

Die Autoren der in 4.3.1.3 zitierten Papers nehmen an, dass die Wellen-Strömungs-Wechselwirkung der Hauptmechanismus des Rogue Wave Phänomens in tiefen Gewässern ist. In seichten Gewässern wird die ähnliche Entstehungstheorie der Wellen-Meeressgrund-Interaktion als häufigste Entstehungsart vermutet. Der kurzlebige Charakter der Freakwellen auf Strömungen kann durch zeitliche Variation von Strömung und Wind berechnet werden. (Kharif et al., 2009: 85f)

Ein zusätzlicher Mechanismus ist, dass Wellen durch den Strom gesteuert werden können, um Bereiche mit erhöhter Energiekonzentration zu erzeugen. Dies kann auch wieder mit der Umlenkung

von Wellen in seichten Gewässern und ihrer variablen Bathymetrie verglichen werden. Dabei kommt es zu einer Mischung aus räumlich-zeitlicher-Fokussierung und räumlich-geometrischer-Fokussierung durch den Einfluss von Strömungen. (Eliasson & Haas, 2014; White & Fornberg, 1998)

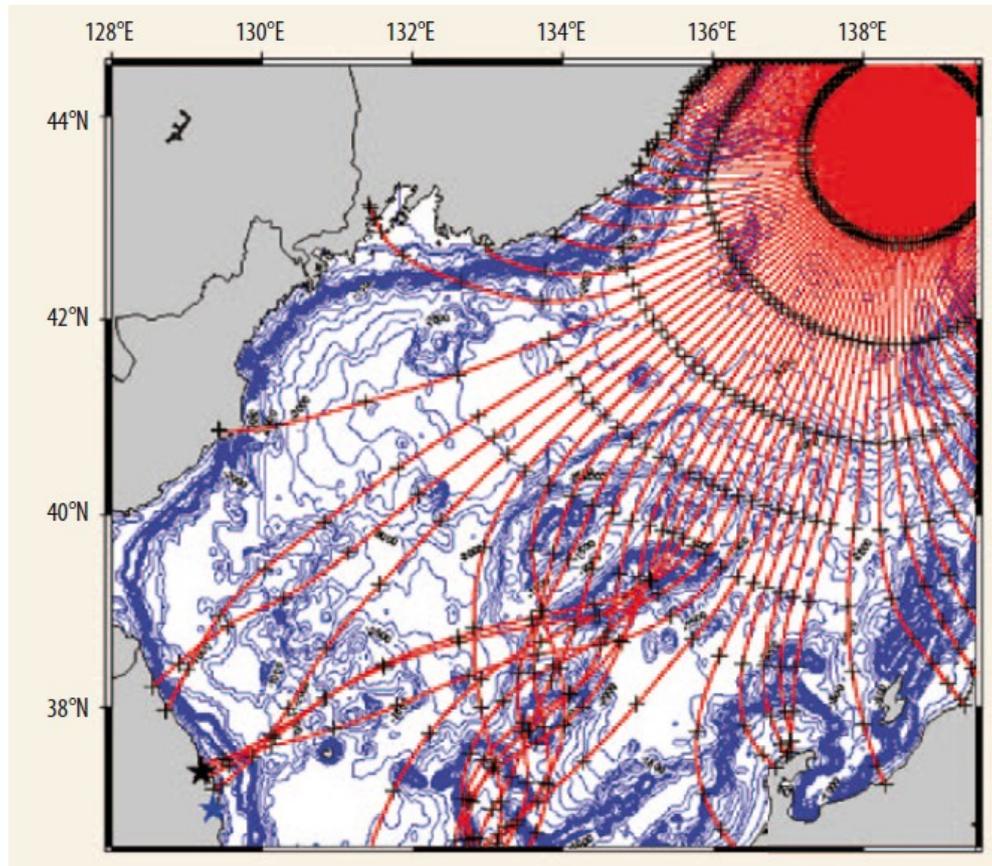


Abbildung 34: Wellenausbreitung im Japanischen Seengebiet mit Meeresströmungen und unterschiedlicher Tiefe (Kharif & Pelinovsky, 2003: 18).

In Abbildung 34 ist beispielsweise die Umlenkung von Wellenfronten in roten Strahlen dargestellt. In Blau werden die unterschiedlichen Tiefen gezeigt. Die roten Strahlen sind dabei stets orthogonal zu den zugrunde liegenden Wellenfronten und wurden numerisch, mit Ray Tracing, bestimmt. Die Wellen entstehen in der rechten oberen Ecke und werden in unterschiedliche Richtungen abgelenkt. Im linken unteren Bereich sind aufgrund der Strömungen und Untiefen ausgeprägte räumliche Fokussierungseffekte erkennbar.

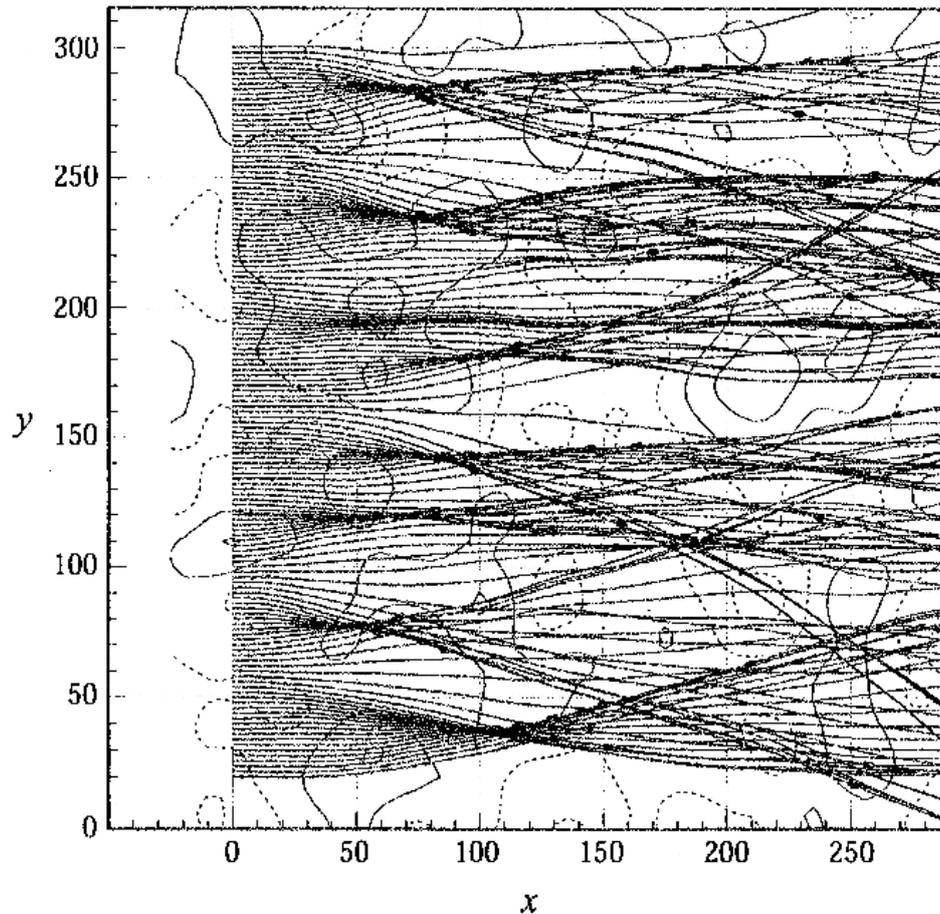


Abbildung 35: Entstehung von Kaustiken durch den Einfluss von Strömungen (White & Fornberg, 1998: 126).

Auch Abbildung 35 zeigt Wellenbahnen durch einen Bereich variabler Strömungen. Das Strömungsfeld ist im Hintergrund schwach markiert. Es ist zu sehen, dass alle Wellenbahnen anfangs parallel sind. Die Ablenkung aufgrund der Strömung erzeugt sowohl Bereiche erhöhter, an den Kaustiken, als auch der verminderte Wellenintensität. (Kharif et al., 2009: 85f)

4.3.2 Nichtlinear

Die lineare Theorie basiert auf der Annahme, dass die Wellenkomponenten harmonisch und unabhängig voneinander sind. Wenn die Wellen aber zu steil sind, ist die lineare Wellen-Theorie nicht mehr gültig und der nichtlineare Beitrag setzt ein und wird signifikant. Auch wenn die Amplitude über einen bestimmten Bereich hinaus zunimmt, kann die lineare Wellen-Theorie unzureichend werden. Der Grund dafür ist, dass jene Teile höherer Ordnung, die bei der Ableitung vernachlässigt wurden, zunehmend wichtiger werden, wenn die Wellenamplitude zunimmt. Im Gegensatz zur linearen Theorie erleichtert die nichtlineare Welleninteraktion den Austausch von Wellenenergie zwischen verschiedenen Wellenkomponenten. Dies impliziert, dass ein zufälliger Wellenhintergrund auf die Ausbreitung von kohärenten/gleichförmigen Wellen, mit zeitlich konstanter Phasendifferenz, wirken könnte, was zu einer Instabilität der Amplitudenmodulation der Wellen führt. Die Wirkung der Nichtlinearität in der Rogue Wave Bildung wird daher aktiv untersucht und geht häufig mit der Zunahme der Rogue Wave Wahrscheinlichkeit über die herkömmlichen linearen, oder quasi-linearen, Theorien hinaus, was einer Kurvenveränderung in der Verteilung entspricht. (Onorato et al., 2013: 53f)

Im Allgemeinen kann der Grad der Wellen-Nichtlinearität unabhängig von der Wassertiefe in Form des dimensionslosen Parameters der Wellensteilheit ka gemessen werden. Typische Ozeanwellengruppen sind durch die Steilheit s von 0,07-0,1 gekennzeichnet. Es ist bekannt, dass gleichmäßige Wellen über tiefes Wasser wachsen, wenn die anfängliche Steilheit groß ist, und dann brechen, wenn die begrenzende Steilheit erreicht wird. Obwohl das Wellenbrechen ein stark nichtlinearer Prozess ist, besteht die endgültige Wirkung darin, die Wasserwellendynamik in einem statistisch schwach nichtlinearen Regime zu halten. (Onorato et al., 2013: 54)

Zunächst beeinflusst die Nichtlinearität die Wellenform und die Geschwindigkeit der Wellenausbreitung. Das Grundbeispiel der nichtlinearen tiefen Wasserwellen sind die Wellen mit einer permanenten Form, die Stokes-Wellen genannt werden. Ihre Berge sind schärfer, und ihre Täler sind glatter gegenüber harmonischen linearen Wellen, siehe Abbildung 36.

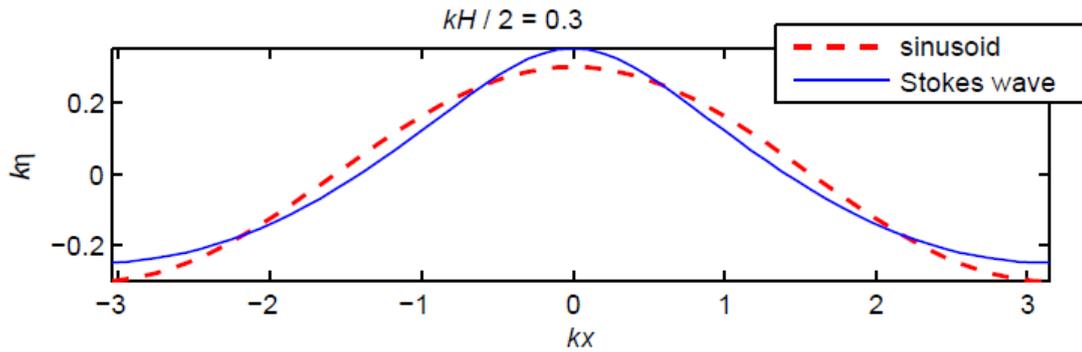


Abbildung 36: Oberflächenerhebung entsprechend einer sinusförmigen Welle und einer Stokes Welle gleicher Höhe (Slunyaev et al., 2011: 43).

Diese periodischen Wellen endlicher Amplitude wurden 1847 von Gabriel Stokes berechnet und nach ihm benannt. „Normale“ Nichtlinearität, wie sie von Olagnon & Taylor (2017:111) genannt wird, verändert und erhöht die Wellenberge in fast dem selben Ausmaß, wie er die Wellentäler reduziert und umgekehrt. Somit ist die Wellental-Wellenberg-Messung konstant. Da die Wellen einer Gruppe jedoch zufällig verändert werden, gleichen sie sich im Durchschnitt wieder aus. Das bedeutet, dass beispielsweise ein Wellenberg sich um mehr als den Durchschnitt erhöhen könnte, während sich das folgende oder zuvorkommende Wellental, welches nur zu einem Teil zu dieser Wellen gehört, sondern auch zu der vor bzw. nach dem Wellental liegenden Welle, um weniger als den Durchschnitt verringert. Somit würde eine höhere Welle entstehen. Dies kann in unterschiedlichsten Formen vonstatten gehen. Es können also große extreme Wellen, wie Rogue Waves entstehen, welche von kleineren umgeben werden, da im Durchschnitt die Wellenerhöhung gleich bleibt.

In den 1960er Jahren zeigten Stabilitätsanalysen erst, dass diese Stokes-Wellen instabil sind. Dies wurde von Benjamin und Feir herausgefunden und wird deshalb die Benjamin-Feir-Instabilität (BF), modulational instability bzw. Modulationsinstabilität oder Seitenbandinstabilität genannt. Die Grundidee besteht darin, dass eine hinreichend steile Sinuswelle instabil werden kann, wenn sie durch eine lange Störung beeinflusst wird. Es ist ein Schwellenmechanismus. Daher ist eine Wasserwelle in unendlicher Wassertiefe eine instabile Welle, wenn folgendes zutrifft:

$$2\sqrt{2} k_0 A = \frac{K}{k_0} \quad (16)$$

(Janssen, 2003)

Wobei k_0 die Wellenzahl der als Trägerwelle zugrunde liegenden sinusförmigen Stokes-Welle ist. K gibt die Wellenzahl der Störung/Perturbation und A die Amplitude der Trägerwelle. In Versuchen in Wellenkanälen wird diese Instabilität schnell ersichtlich. Chabchoub, Hoffmann, & Akhmediev (2011) haben dazu in ihrem Versuch in einem Wellenkanal, periodische Wellen, die sich entlang des

Versuchsbeckens erzeugen lassen. Zunächst bilden sich anwachsende Wellengruppen aus, bei denen sich die Modulationen jedoch etwas später wieder auflösen. Es ergibt sich danach entweder ein chaotisches Wellenfeld oder aber ein quasiperiodischer Zustand aus auf- und abklingenden Wellenmodulationen. In Abbildung 37 und Abbildung 38 wird das Experiment im Wellenkanal grafisch sowie mit Fotos dargestellt. Der obere Teil der Abbildung zeigt jeweils den Zustand der Wellen bei 60 m Abstand von dem Wellenerzeuger und der untere bei 120 m Abstand. Man kann die Veränderung und das Brechen der Wellen erkennen. Dies tritt auch auf dem offenen Meer auf und die Entstehung von riesigen Einzelwellen wird ebenfalls mit der BF-Instabilität und ihren Modulationseffekten betrachtet. Auch die an- und abschwellige Brandung an einer Küste kann mit der Benjamin-Feir-Instabilität erklärt werden.

Da die Stabilität der nicht linearen Stokes-Wellen aber mit einer linearen Stabilitätsanalyse bestimmt wurde, ist eine Aussage über die langfristige Entwicklung der Modulationen und der tatsächlichen Größe der Amplituden nur teilweise möglich. Dazu ist die Analyse der nichtlinearen Bewegungsgleichung notwendig. Das wichtigste mathematische Werkzeug, um solche physikalischen Phänomene zu beschreiben, welches für Rogue Waves erstmals von Zakharov angewendet wurde, ist die nichtlineare Schrödinger-Gleichung (NLS), die eine schwach nichtlineare, schmalbandige Annäherung der Bewegungsgleichung ist. (Hoffmann & Chabchoub, 2012: 27f; Iafrati et al., 2012: 59ff; Kharif et al., 2009: 92)

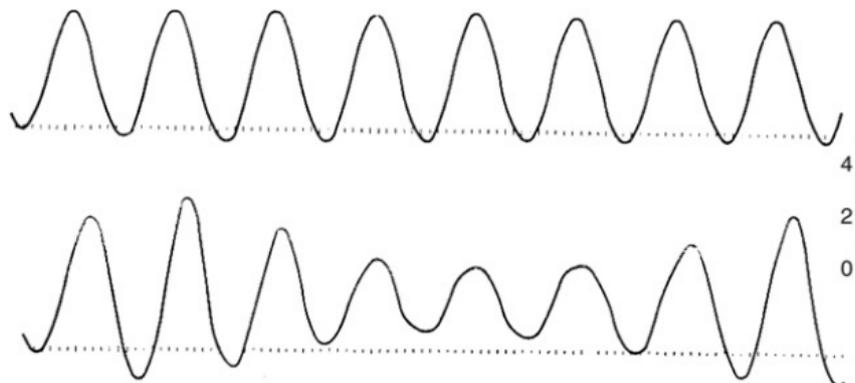


Abbildung 37: Grafische Darstellung der Evolution der Wellengruppen in einem Wellenkanal (Benjamin, 1967: 64).

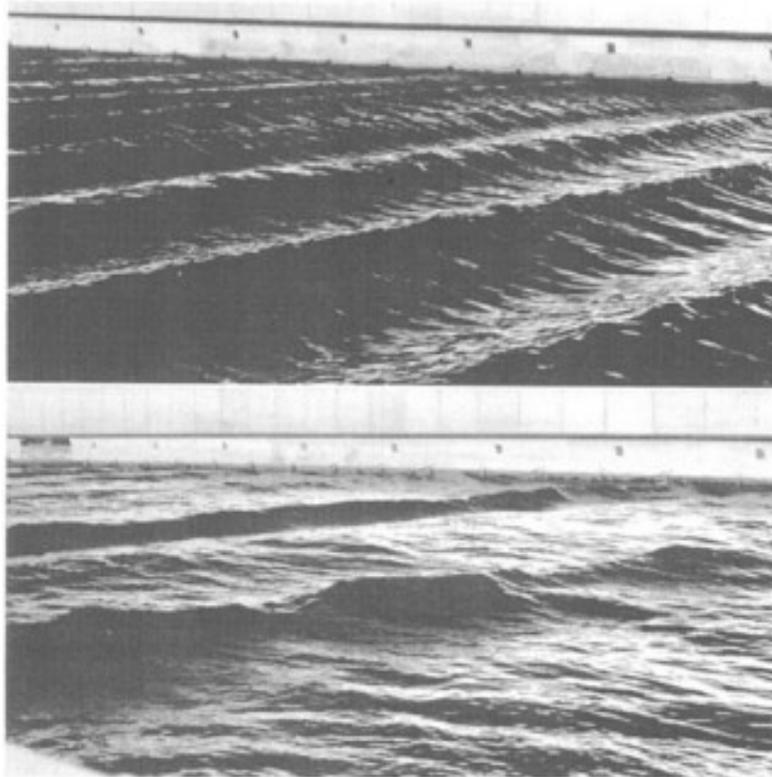


Abbildung 38: Bilder der Evolution der Wellengruppen in einem Wellenkanal (Benjamin, 1967: 64).

Die NLS erlaubt, dadurch, dass sie integrierbar ist, und dem übergeordnetem Strömungsproblem, nichtlineare Wellenerscheinungen zu analysieren. Eine sehr verbreitete und intensiv bearbeitete Lösung ist die der Breather, welche eine Art der Solitonen Lösung ist. In Mathematik und Physik ist ein Soliton ein selbstverstärkendes einsames Wellenpaket, das seine Form beibehält, während es sich mit einer konstanten Geschwindigkeit ausbreitet. Solitonen werden durch eine Aufhebung von nichtlinearen und dispersiven Effekten im Medium verursacht, diese beiden Effekte halten sich also gegenseitig die Waage. Weiter oben wurde mit der Tidal Bore schon eine dieser Solitonenwellen vorgestellt. Sie sind die Lösungen von schwach nichtlinearen dispersiven partiellen Differentialgleichungen, die physikalische Systeme beschreiben. (Descalzi, 2011: 21) Bei Breathern handelt es sich um Lösungen, die aus nichtlinearen periodischen Wellen entstehen und große Amplituden entwickeln. Kurz nach ihrer Entstehung gehen sie jedoch wieder zur periodischen Ausgangswelle zurück. Es entsteht also plötzlich eine Welle mit großer Amplitude, die durch nichtlineare Wechselwirkung, Wellenenergien fokussiert, welche in weiterer Folge defokussiert wird und das Wellenfeld kehrt in den Ursprungszustand zurück. „Das Wellenfeld atmet quasi genau einmal.“ Diese werden auch oft Peregrine-Breathers genannt, nach ihrem Entdecker. Die Peregrine-Lösung wurde bereits experimentell in einem Wellenkanal (Chabchoub et al., 2012; Chabchoub et al., 2011) und in optischen Fasern (Kibler et al., 2010) reproduziert. Neuere Experimente haben auch den

Beweis für Peregrine-Solitonen in Plasmen gemeldet (Sharma & Bailung, 2013). Außerdem unterstützen die bisher aufgezeichneten Ereignisse die Hypothese dieser Wellen. Da jedoch keine vollständig raumzeitlich aufgelösten Messdaten natürlicher Rogue Waves existieren, ist auch diese Theorie noch nicht gänzlich bestätigt. (Hoffmann & Chabchoub, 2012: 28f)

Im Folgenden werden die am meisten erforschten nicht linearen Theorien genauer betrachtet.

4.3.2.1 Benjamin-Feir Instabilität

Die in den 60er Jahren gefundene Instabilität besagt, dass reguläre Wellengruppen instabil sind. Diese Phänomene bewirken, dass eine Welle wächst und Energie von den Wellen um sich herum entzieht. Im Labor ist die Benjamin-Feir-Instabilität gut bezeugt. Es wurden auch schon viele Forschungen durchgeführt, ob dieser Mechanismus auch Rogue Waves im offenen Ozean erzeugen kann. Das Phänomen der BF-Instabilität wurde auch in vielen anderen physikalischen Systemen beobachtet, wie in Plasma (Bailung† & Nakamura, 1993), Lasern (Shanti, 2016; Tai et al., 1986) und Bose-Einstein Kondensaten (Salasnich et al., 2003). Sie wurden alle in den 1960er Jahren entdeckt und theoretisch und experimentell in unterschiedlichen Studien bearbeitet. (Zakharov & Ostrovsky, 2009)

Eine Instabilität besteht, wenn eine gleichförmige Welle mit der Frequenz f eine schwache Amplitudenmodulation aufweist und die Störung in der ersten Stufe aufgrund des Energieaustausches zwischen der Trägerwelle und den Seitenbändern exponentiell wächst. In Abbildung 39 wird das Spektralbild dieses Prozesses gezeigt. Auf der x-Achse ist die Frequenz und auf der y-Achse das Frequenzspektrum zu sehen. Die Trägerwelle wird durch den intensiven Spektralpeak bei f_0 dargestellt, und die Seitenbänder haben aufgrund der Wellenmodulation kleinere Amplituden. Nur ausreichend lange Störungen können zu einer Instabilität führen. Die blauen dünnen Kurven zeigen die Instabilitätswachstumsrate, die für verschiedene Längen der Störung unterschiedlich ist. Die Seitenbänder akquirieren Energie aus der Trägerwelle, was zum Auftreten von Rogue Waves führt. Dies wird durch die roten Pfeile dargestellt.

Die Instabilität beginnt, wenn die Wellenamplitude hoch genug ist und die Störung, die die Welle moduliert, ausreichend lang ist bzw. es ausreichend viele Wellen unter der Störung gibt. Die Seitenbänder sind also nahe der mittleren Frequenz und das Spektrum ist somit schmal. Da die mögliche Amplitude der echten Seewellen begrenzt ist, existiert eine minimale Länge von physisch instabilen Störungen. Typische Wellengruppen über tiefen Gewässern können instabil sein, wenn sie mehr als etwa 5-10 Wellen enthalten. In ihrer einfachsten Form verursacht die Instabilität ein exponentielles Wachstum einer schwachen periodischen Störung auf einem kontinuierlichen Wellenhintergrund, wie in Abbildung 40 oben zu sehen ist. (Slunyaev et al., 2011: 18f)

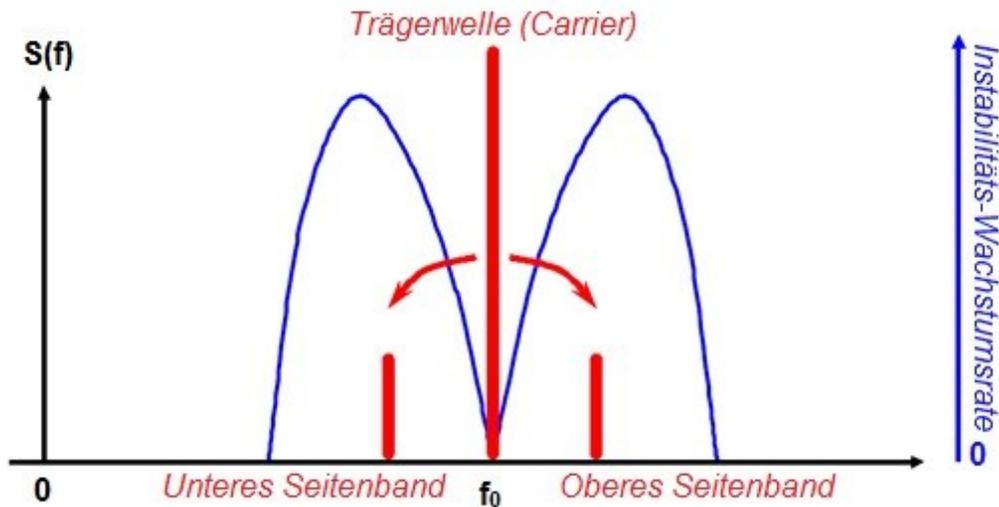


Abbildung 39: Seitenbaninstabilität (Slunyaev et al., 2011: 49; eigene Darstellung).

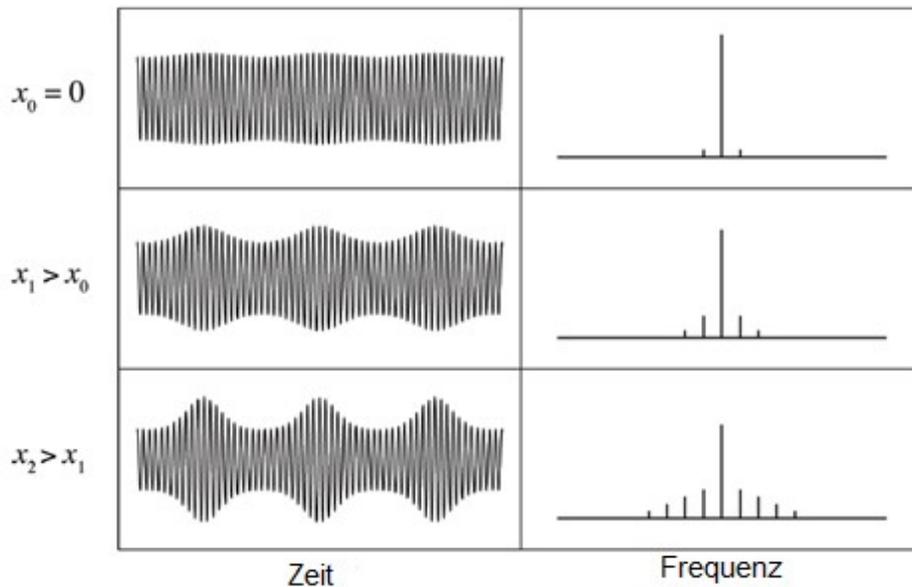


Abbildung 40: Modulationsinstabilität: von der schwachen Modulation zur spektralen-Seitenband-Instabilität (Shanti, 2016: 17; eigene Darstellung).

Dieses Wachstum der Störung kann auch als ein Ergebnis der Energieübertragung von der Trägerwelle zu der Störungswelle gesehen werden, wie im unteren Teil von Abbildung 40 gezeigt wird. Hier wird die Trägerwelle wieder durch den intensiven Spektralpeak bei f_0 dargestellt und die Störung wird durch die spektralen Seitenbänder mit der Frequenz Ω dargestellt. Diese nichtlineare Welleninteraktion ist eine Vierwelleninteraktion, bei der die Wellen mit der Frequenz $f_0 + \Omega$ und $f_0 - \Omega$ erstellt aus den Trägerwellen, bei der Frequenz erzeugt werden. Wie man sieht, kann dieser Energieaustausch unter Störung mit der Frequenz Ω innerhalb eines bestimmten Bereichs nahe bei f_0 stattfinden und ist daher auch als Spektralinstabilität bekannt. (Zakharov & Ostrovsky, 2009: 540f)

Die Benjamin-Feir-Instabilität in unidirektionalen Wellen ist eine Funktion der Steilheit und der Bandbreite der Wellen, welche die Verteilung der Wellenenergie unter verschiedenen Frequenzen beschreibt. Die Wahrscheinlichkeit einer Instabilität in Meeresstadien mit hohen Amplituden und geringerer Bandbreite ist also höher. Sie wird in der Physik gewöhnlich in Bezug auf deterministische Wellenpakete untersucht. Aber die Spezifität der Windwellen ist, dass sie zufällig sind. Die Theorie der BF Instabilität für schmalbandige zufällige Wellen zeigt, dass die Wellen-Zufälligkeit die Instabilität stark unterdrücken kann. Der nichtlineare Selbstmodulationseffekt, der auf die stochastische Wellendynamik wirkt, kann aber durch den Benjamin-Feir-Index, BFI, von Janssen (2003), geschätzt werden. Dieser gibt das Verhältnis der Größenordnungen der nichtlinearen und dispersiven Effekte an. (Adcock & Taylor, 2014: 8f)

$$BFI = \frac{\sqrt{2} k_0 H_s}{4\sigma'_f} = \frac{\text{Steilheit}}{\text{Bandbreite}} \quad (17)$$

σ'_f = normalisierte Bandbreite des Spektrums [-]

(Adcock & Taylor, 2014: 8f)

Grob gesprochen sind Wellen für $BFI > 1$ instabil. Bei typischen Meeresbedingungen ist der BFI weniger oder genau diese Einheit. Es wurden aber auch schon Werte über 1 experimentell in Labors erzeugt und auf der See theoretisch berechnet. Insbesondere sollen die durch einen großen Wert des BFI gekennzeichneten Meeresbedingungen gefährlicher sein, da die BF-Instabilität wahrscheinlicher ausgelöst werden kann. Das instabile modulative Wachstum aufgrund der Benjamin-Feir-Instabilität ist ein regelmäßiger Mechanismus einer Rogue Wave Erzeugung über tiefem Wasser. Das Wachstum der Störung aus der Modulationsinstabilität erzeugt große Wellen und erhöht somit die Population von Rogue Waves. Darüber hinaus kann eine weitere Fokussierung dieser großen Wellen sogar noch größere Wellen mit einer Oberflächenerhöhung von mehr als dem Dreifachen der anfänglichen mittleren Amplitude der modulierten Wellen erzeugen.

Es ist im Weiteren wichtig zu beachten, dass die BF-Instabilitäten in erster Linie ein in tiefen Gewässern vorkommendes Phänomen sind. Die Größe des Benjamin-Feir-Index ist tiefenabhängig und ändert sich bei Wassertiefen mit einer geringeren k_f als 1,363 von Fokussierung auf Defokussierung. (Shanti, 2016: 17ff) Jedoch haben Toffoli et al. (2013) in einem Experiment herausgefunden, dass für bestimmte Kombinationen von Wellen mit bestimmten Wellenzahlen eine theoretische Instabilität auch in flachen Gewässern entstehen kann. (Shanti, 2016: 39f)

4.3.2.2 Schrödingergleichung

Zur genaueren Berechnung und für Simulationen der Evolution der Wellenhülle von zufälligen Wellen sowie der Beschreibung der BF-Instabilität und der Wellenfortbewegung wurde eine Vielzahl von numerischen Modellen mit verschiedenen Ordnungen der Nichtlinearität erstellt, welche in der Regel Versionen der Zakharov-Gleichungen sind. (Zakharov, 1972) Die einfachste und am meisten verwendete Gleichung zur Beschreibung von extremen Wellen, die plötzlich entstehen, ist die nichtlineare Schrödinger-Gleichung. (Adcock & Taylor, 2014: 10)

Die Schrödinger Gleichung ist ein Postulat. Sie ist nicht aus anderen Prinzipien oder Naturgesetzen abgeleitet, sondern ist eine Beschreibung, die mit experimentellen Beobachtungen übereinstimmt. Als Wellenfunktion beschreibt sie die sich entwickelnde Wechselwirkung von Zeit und Raum, einer Anzahl von Wellen, aus denen die Wahrscheinlichkeit des Vorhandenseins von Energie an einem gegebenen Punkt und einer Bewegung abgeleitet werden können. Es ist also eine implizite partielle Differentialgleichung und kann durch eine Anzahl von charakteristischen Variablen verifiziert werden. (Olagnon & Taylor, 2017: 106) Der Vollständigkeit halber wird hier die Schrödinger Gleichung angeführt:

$$i \left(\frac{\partial A}{\partial t} + c_g \frac{\partial A}{\partial x} \right) = \frac{f_0}{8k_0^2} \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{f_0 k_0^2}{2} |A|^2 A \quad (18)$$

(Adcock & Taylor, 2014: 8f)

Die komplexe Amplitude A beschreibt darin die Wellenhülle und erlaubt die Betrachtung von Amplituden- und Phasenmodulationen. f_0 und k_0 sind die Frequenz und die Wellenzahl der Trägerwelle und die Gruppengeschwindigkeit $c_g = \frac{\partial f}{\partial k}$. Der zweite Term berücksichtigt das dispersive Verhalten der Flächenerhöhung, während der letzte der nichtlineare Term ist. (Onorato et al., 2013: 54)

Es ist wichtig zu beachten, dass, obwohl die eindimensionale nichtlineare Schrödinger Gleichung (NLS) eine Idealisierung für die reale Meereswellenausbreitung ist, welche in der Natur zweidimensional ist. Das Modell wird aufgrund der vielen Vorteile, die es bietet, weitgehend verwendet und untersucht. Es reduziert die mathematischen Komplexitäten, die sowohl für analytische als auch für numerische Studien vorteilhaft sind, sodass der Fokus auf den physikalischen Mechanismen der Bildung von Rogue Waves liegen kann. Darüber hinaus ist die Gleichung integrierbar und die Lösungen können bei der Identifizierung von Rogue Waves in zufälligen Wellengruppen nützlich sein.

Dieses Modell ist also relevant für die Untersuchung von Rogue Waves, die in einer unidirektionalen

Ausbreitung von Swells im Ozean entstehen. Rogue Waves in Form von „Walls of Water“ können beispielsweise in diesem Rahmen beschrieben werden. Es erlaubt außerdem signifikant den theoretisch-experimentellen Vergleich einer unidirektionalen Wasserwellenausbreitung, die in einem Wellenkanal durchgeführt wird (Huijsmans et al., 2011; Onorato et al., 2004). (Shanti, 2016: 16f)

Idealerweise wollen ForscherInnen dreidimensionale numerische Simulationen erstellen. Dies benötigt jedoch extrem viele Berechnungsressourcen. Mit unterschiedlichen Techniken wurden diese Ressourcen verkleinert und man benötigt eine Gleichung, um diese Problem zu lösen. Obwohl die meisten Sturmwellenspektren einigermaßen schmalbandig sind, hat sich die NLS Gleichung, die eine relative schmale Spektralbreite erfordert, oft als zu restriktiv erwiesen. Die modifizierte nichtlineare Schrödinger Gleichung (MNLS) reduziert den schmalbandigen Bedarf. Unter Verwendung der MNLS-Gleichungen, haben Socquet-Juglard et al.(2005) Simulationen mit einer Berechnungsgrundlage von etwa 104 Wellen durchgeführt. Die Simulationen wurden mit dem JONSWAP-Spektrum mit drei verschiedenen Wellenkammlängen durchgeführt: Kurz, Mittel und Lang. Das Spektrum gibt die Verteilung der Wellenenergie unter verschiedenen Wellenfrequenzen von Wellenlängen auf der Meeresoberfläche. Abbildung 41 zeigt winzige Abschnitte der simulierten Flächen nach einigen Perioden.



Abbildung 41: Auszüge aus den simulierten Oberflächen aus einer großangelegten Simulation (Socquet-Juglard et al., 2005: 188; eigene Darstellung).

Der BF-Index ist für alle drei Fälle größer als 1. Wegen der Größe des Berechnungsbereichs kann die Wahrscheinlichkeit einer Überschreitung der H_s jederzeit im Evolutionsprozess gut geschätzt werden. Für kurze und mittlere Kammlängen gibt es keine signifikante Veränderung, und die Wahrscheinlichkeit wird durch die Vorhersage zweiter Ordnung gut angenähert. Allerdings findet sich im Fall der langen Wellenkämme eine signifikante Erhöhung der Wahrscheinlichkeit großer Wellen während der BF Instabilitätsphase. Abbildung 42 zeigt die Wahrscheinlichkeit einer Überschreitung der normalisierten Amplitude für die drei in Abbildung 41 dargestellten Fälle, nach 25 Wellenperioden. Die Statistik des Falles mit langem Wellenkamm stimmt gut mit den

experimentellen Ergebnissen von (Onorato et al., 2006) überein. Gramstad & Trulsen (2007) haben eine viel größere Anzahl dieser Simulationen durchgeführt und finden einen scharfen qualitativen Übergang beim Auftreten großer Wellen, wenn die durchschnittliche Wellenkammlänge etwa 10 Wellenlängen übersteigt.

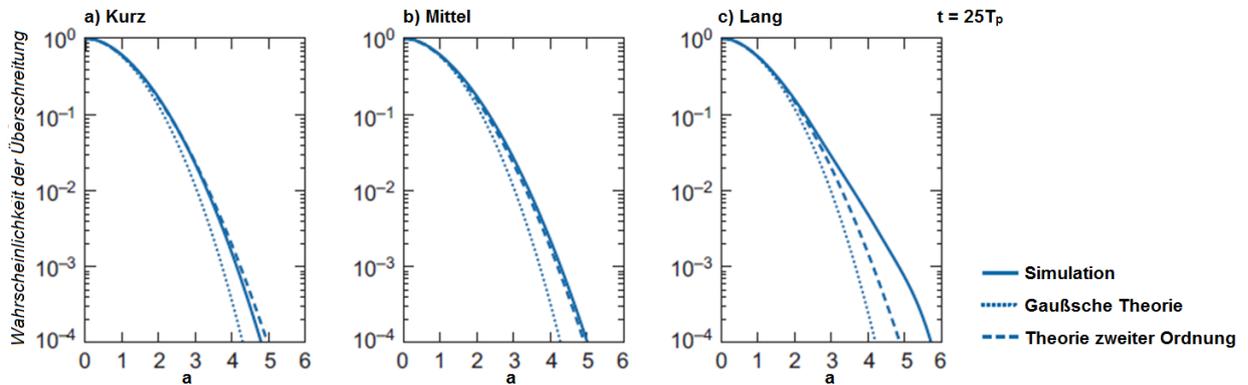


Abbildung 42: Wahrscheinlichkeit der Überschreitung der Wellenamplitude (Socquet-Juglard et al., 2005: 188; eigene Darstellung).

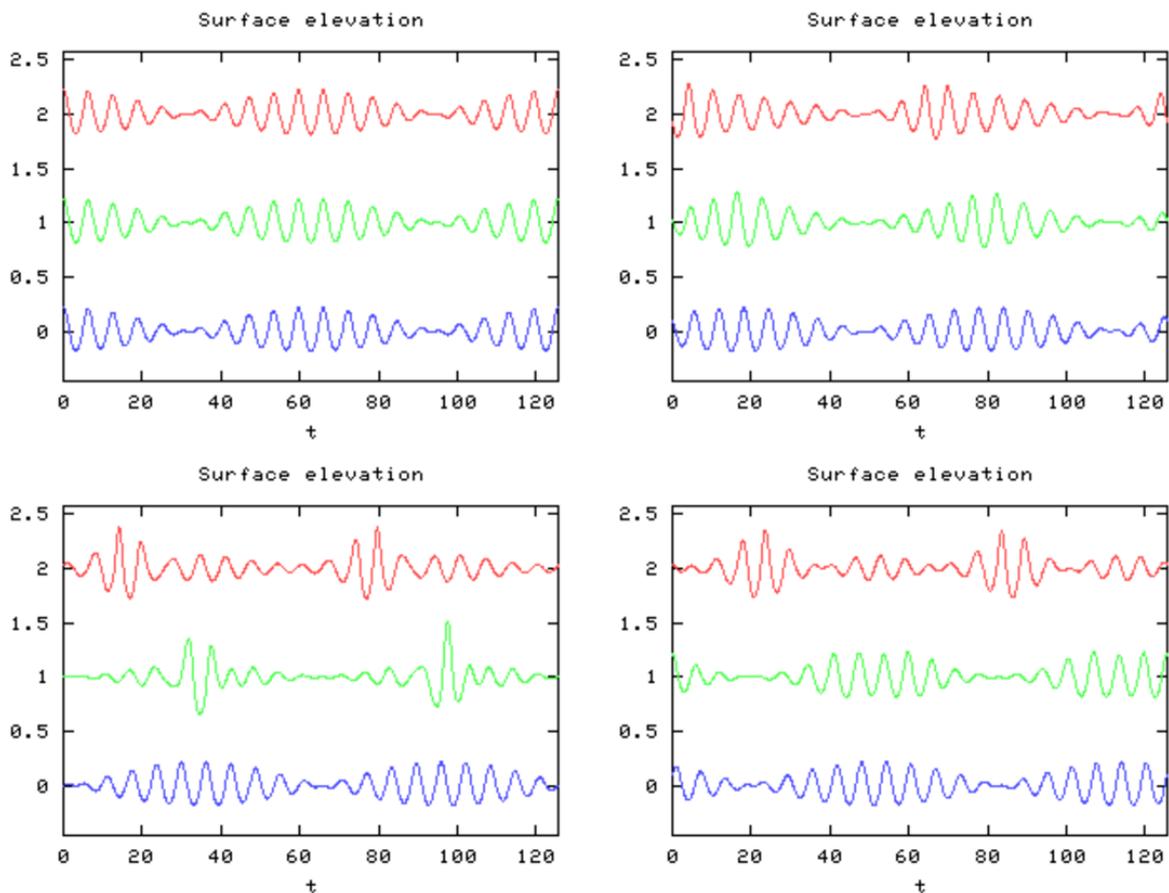


Abbildung 43: Simulierte Zeitfolge an unterschiedlichen Stationen einer Wellengruppe mit drei unterschiedlichen Berechnungsgrundlagen (Trulsen et al., 2000: 2435).

Die Wirkung von schwach nichtlinearen Effekten auf die Entwicklung einer Wellengruppe in tiefem Wasser ist in der Abbildung 43 zu sehen. Die Abbildungen zeigen eine Zeitreihe dreier simulierter Wellengruppen an vier verschiedenen Stationen entlang eines numerischen Wellenkanals. Die untere blaue Kurve zeigt die lineare Evolution oder vielmehr den Mangel an Evolution. Die mittlere grüne Kurve zeigt die Evolution nach der NLS und die obere rote Kurve zeigt die Evolution nach der MNLS höherer Ordnung. Versuche zeigen, dass sich die Wellen in Wirklichkeit sehr ähnlich zu der oberen Kurve verhalten. (Onorato et al., 2013: 16)

Die einfachste NLS-Gleichung hat viele genaue Lösungen. Eine von ihnen ist besonders verbreitet und beliebt, um Rogue Waves zu erklären. Es sind Solitonen, die im speziellen auch Breather heißen.

4.3.2.3 Breather Wellen

Wie weiter oben schon erwähnt, handelt es sich bei Breathern um Wellenhüllen Solitonen, welche auf der NLS-Gleichung basieren und deren Hintergrundwellen periodische ebene Wellen sein müssen. Das heißt, dass die Wellenfronten gleiche Phasengeschwindigkeiten sowie deren Flächen, die senkrecht zur Ausbreitungsrichtung stehen, gleiche Phasenwinkel besitzen müssen.

Breather wurden für Wasserwellen das erste Mal von Peregrine (1983) erforscht und haben deshalb auch den Beinamen der Peregrine-Breather (PB) oder Peregrine-Soliton. Sie hat die Eigentümlichkeit, in der Zeit und im Raum nicht periodisch zu sein. Es ist eine Welle, die aus dem Nichts auftaucht und spurlos wieder verschwindet. Ihre maximale Amplitude kann mehr als das Dreifache der Amplitude der ungestörten Wellen erreichen, indem die zentrale Wellenenergie von den benachbarten Wellen extrahiert wird, wie in Abbildung 44 dargestellt wird. Aus den oben genannten Gründen wurde es als spezieller Prototyp der Rogue Wave Mechanismen betrachtet (Shrira & Geogjaev, 2010).

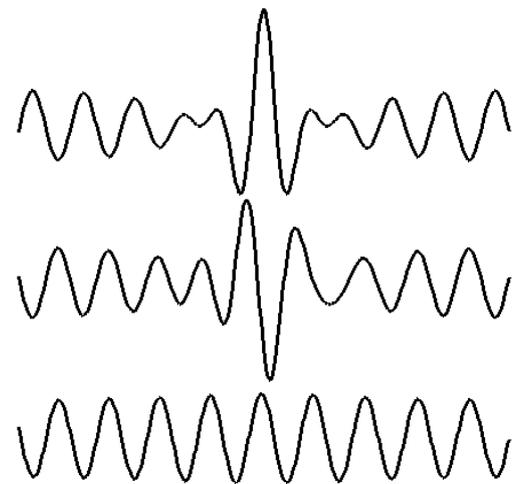


Abbildung 44: Typische Form einer Breather Welle (Chabchoub et al., 2012: 2).

In Abbildung 45a wird ein Beispiel für eine solche Lösung für die Steilheit 0,1 gezeigt. Die Zeit T ist durch die Wellenperiode nichtdimensional, der Raum X gibt die Wellenlänge an und A zeigt die Amplitude der Welle. In der Abbildung wird nur die Wellenhülle dargestellt, welche durch die Parameter Amplitude und Wellenlänge des Hintergrundwellenfeldes bestimmt wird. Unabhängig von den Werten ist der Verstärkungsfaktor immer gleich drei, die Form der größten Wellengruppe ändert sich in Abhängigkeit von der anfänglichen Steilheit. Die NLS-Gleichung prognostiziert jedoch nicht das

Brechen der Wellen: Grundsätzlich kann eine PB Lösung der NLS-Gleichung mit willkürlicher Steilheit im Modell erstellt werden. In der Natur erreicht die Steilheit wegen der Wellenbrechung kaum Werte größer als 0,4. Im spektralen Raum charakterisiert sich die Peregrine-Lösung auch in ihren frühen Stadien schon durch eine dreieckige Form, welche bei der Vorhersage eine Rolle spielt.

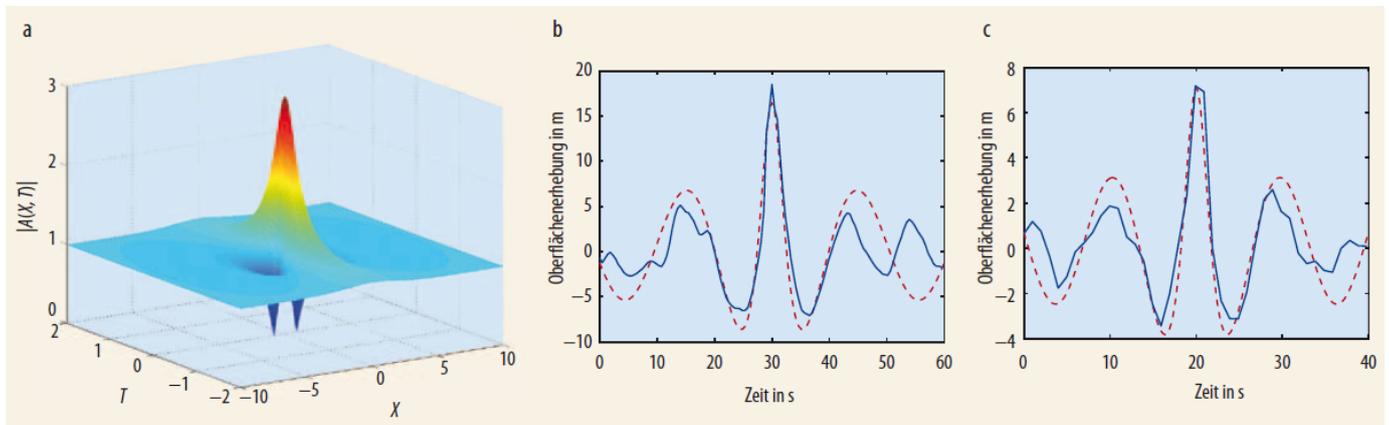


Abbildung 45: Raum-zeitliche Peregrine-Breather Welle(a) und der Vergleich einer skalierten Funktion mit der New Years Wave(b) und einer Welle im japanischen Meer(c) (Hoffmann & Chabchoub, 2012: 28).

In einem Experiment in einem Wellenkanal sind Hoffmann & Chabchoub (2012) darauf gekommen, dass die Störung, die auf das Hintergrundwellenfeld aufgebracht wird und somit die Rogue Wave erzeugt, jedes Mal mit hoher Genauigkeit die dreifache Amplitude aufweist. Außerdem weist sie in Abhängigkeit zur Phasenlage zwischen der Trägerwelle und der einhüllenden Störung verschiedene Formen am Entstehungspunkt auf. Abbildung 46 zeigt, dass sowohl „Walls of Water“ (a), „Holes in the sea“ (b) sowie „three sisters“ (c) möglich sind. Die blaue Linie zeigt dabei die im Wellenkanal gemessenen Höhen und die rote die nach der NLS-Gleichung zu erwartenden Höhen. Es sind auch die Defokussierungsprozesse und die Rückkehr zum Ausgangswellenfeld direkt danach zu beobachten. Die Laborergebnisse zeigen, dass PB einige Eigenschaften besitzen, welche auch auf offener See gefunden werden können. So wurde auch die NLS-Gleichung auf bekannte gemessene Wellen angewandt und verglichen, wie in Abbildung 45b, c zu sehen ist. Die bekannte New Years Wave in der Nordsee (b) und eine Rogue Wave aus dem japanischen Meer können schon sehr gut mit der Peregrine-Breather Lösung beschrieben werden.

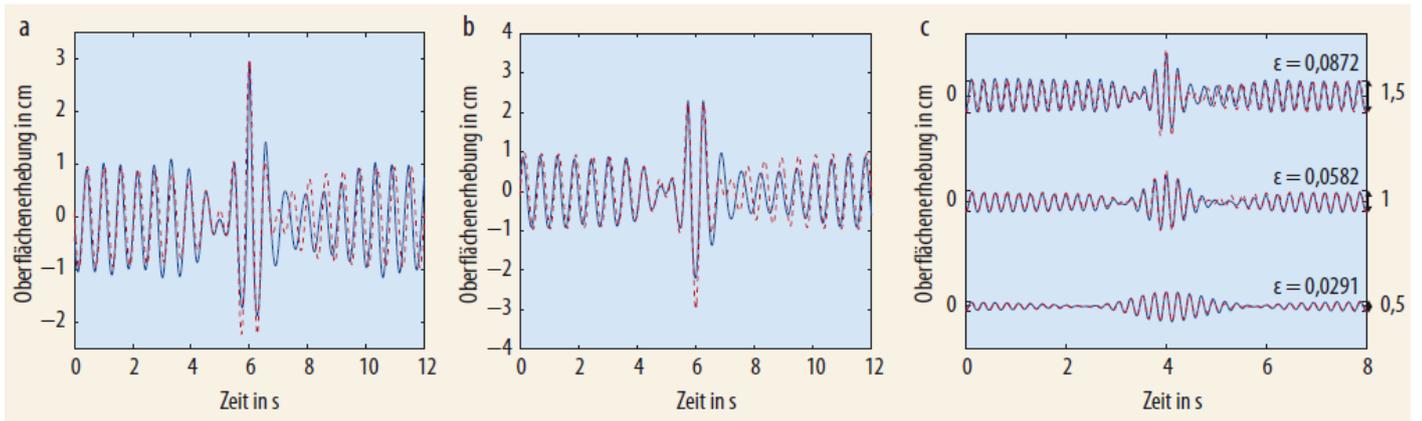


Abbildung 46: Im Wellenkanal erzeugte Peregrine-Breather Wellen und die theoretische Erwartung gemäß der NLS-Gleichung (Hoffmann & Chabchoub, 2012: 30).

Neben der PB Lösung, die nur bei $a = 0,5$ zustande kommt, gibt es noch zwei weitere Lösungen, welche ebenfalls nach ihren Entdeckern benannt wurden. Das ist die Kuznetsov-Ma Soliton Lösung (KMS) bei $a > 0,5$ und die Akhmediev Breather Lösung (AB) bei $0 < a < 0,5$. Somit beruhen die Solitonen / Breather auf diesem Wert a , welcher ein normalisierter Frequenzparameter ist. a beschreibt den Eigenwert der Störung, welcher mit dem Buchstaben λ beschrieben wird. Ein Eigenwert kommt zustande, wenn die Richtung, also der Vektor, der Hintergrundwellen in dieselbe Richtung zeigt wie jener der, der Störung. Somit liegen die beiden Vektoren bei einem PB genau übereinander und $\lambda = 1$, während die normalisierte Frequenz $a = 0,5$ ist. Sieht man sich nun Abbildung 47 an, kann man die unterschiedlichen Ereignisse für unterschiedliche Frequenzen erkennen. Es ist weiters zu erkennen, dass es sich bei der KMS um eine Zeit-periodische Welle handelt, welche exponentiell kleiner wird im Raum, und bei der AB um eine Raum-periodische Welle.

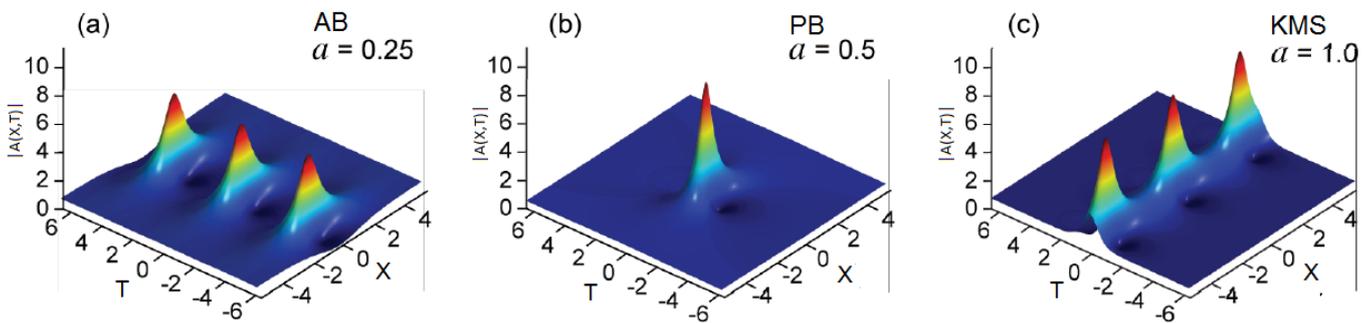


Abbildung 47: Darstellung der unterschiedlichen Arten von Solitonen/Breathern (Shanti, 2016: 50; überarbeitete Darstellung).

Die AB können mit einem Faktor von 1-3 die Amplitude verstärken, wobei 3 schon die PB beschreiben würde. (Onorato et al., 2016: 62ff)

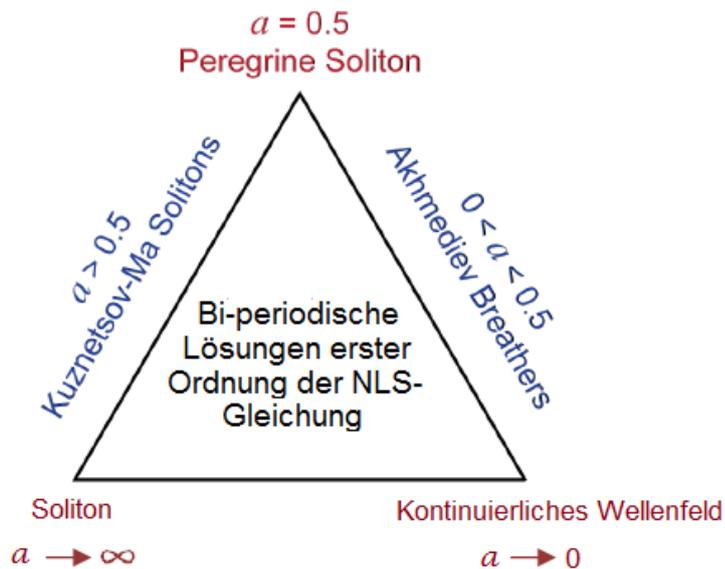


Abbildung 48: Schematische Darstellung der Beziehung zwischen den Lösungen erster Ordnung der NLS-Gleichung (Shanti, 2016: 53; eigene Darstellung).

also in Wechselbeziehung und sind von der Wellenzahl bzw. der Frequenz der Störung abhängig. (Shanti, 2016: 52f)

Das Problem mit dieser Erklärung von Rogue Waves ist folgendes: Um diese reine Wirkung zu erhalten, muss man mit einer periodischen, ebenen Welle beginnen. Wenn man mit Wellen von verschiedenen Perioden oder Längen und mit unterschiedlichen Richtungen beginnt, wird das Bild viel komplizierter und unvorhersehbarer. Außerdem entstehen Breather in einem zweidimensionalen Feld, während der natürliche Seegang dreidimensional ist. Auch der Wind und das Brechen der Wellen wird in der NLS Breather Lösung nicht berücksichtigt. Es können nur wenig steile Wellen in tiefen Gewässern erklärt werden. Trotzdem kann sie in Modellen die Entstehung von Rogue Waves, wie oben gezeigt simulieren. (Hoffmann & Chabchoub, 2012: 30f)

Es gibt natürlich noch weitere Ansätze oder Teilaspekte, welche die Entstehung von Rogue Waves zu erklären versuchen, diese werden jedoch eher ungenau, von einzelnen Vertretern erforscht oder befinden sich noch in ihren Anfangsstadien, welche ausschließlich theoretischer Natur sind, und finden deshalb keinen Platz in dieser Arbeit.

ForscherInnen sind sich in dem Punkt einig, dass es für das bessere Verständnis der Freak Waves, wichtig ist realistische Meeresbedingungen nach zu stellen, und sich nicht, auf einen Aspekt zu spezialisieren. So sollten beispielsweise dreidimensionale Wellen auf zufälligem Wellenhintergrund und räumlich, vertikal oder horizontal, gescherte Strömungen, Windvortrieb, variable

Jede der Lösungen ist ein Fall einer allgemeineren Zwei-Parameter-Familie von Lösungen erster Ordnung der NLS-Gleichung, die eine periodische Ausbreitung sowohl in der transversalen Zeit T als auch in der Längsausbreitungsrichtung X aufweisen. Wenn eine der Perioden zur Unendlichkeit neigt, erhalten wir entweder die AB oder die KMS Lösung, und wenn beide Perioden unendlich sind, erhalten wir die PS. Die Beziehung zwischen diesen Lösungen kann wie in Abbildung 48 schematisch dargestellt werden. Die Breather Formen stehen

Bathymetrie/Meeresbodenstruktur, Wellenrichtungsabhängigkeit usw. in Bezug genommen werden. Außerdem stehen diese Entstehungstheorien nicht für sich alleine, sondern sind wieder nur Aufteilungen in unterschiedliche Teilaspekte. Es ist sogar denkbar, dass alle diese Effekt und möglicherweise noch mehr auf den Ozean und seine Wellen einwirken. (Olagnon & Taylor, 2017: 148; Wu, 2004: 17)

4.4 Vorhersagbarkeit

Nur wenige Seefahrer haben in ihrem Leben eine Rogue Wave zu Gesicht bekommen. Die meisten werden sogar den Fall häufiger antreffen, dass Wellen kleiner auftreten als das Maximum, das vorhergesagt wurde. Auch unterschiedliche Modelle zeigen unterschiedliche Häufigkeiten, welche oft geringer sind. Dies bedeutet jedoch nicht, dass die Wahrscheinlichkeit für sie so eklatant gering ist, sondern, dass die Erforschung und der Datengrundsatz dafür nicht gegeben sind. Außerdem werden Rogue Waves in Gewässern mit einer geringen H_s kaum wahrgenommen und von Seefahrern leicht ignoriert. Auf der anderen Seite wünschen sich jedoch auch sehr viele Seefahrer, Arbeiter auf Off-shore Plattformen sowie die Besitzer dieser ein geeignetes Vorhersageinstrument, um sich rechtzeitig schützen zu können. (Olgnon & Taylor, 2017: 100f) Hierzu gibt es mehrere Ansätze.

Ein erster Ansatz von vielen WissenschaftlerInnen war es, sich Schiffsunfälle anzusehen, welche auf Rogue Wave Ereignisse zurückzuführen sind oder unter extremen Wetterbedingungen stattfanden, und diese auf eine Karte, siehe Abbildung 49, zu übertragen und diese Zonen als gefährdet zu beziffern.

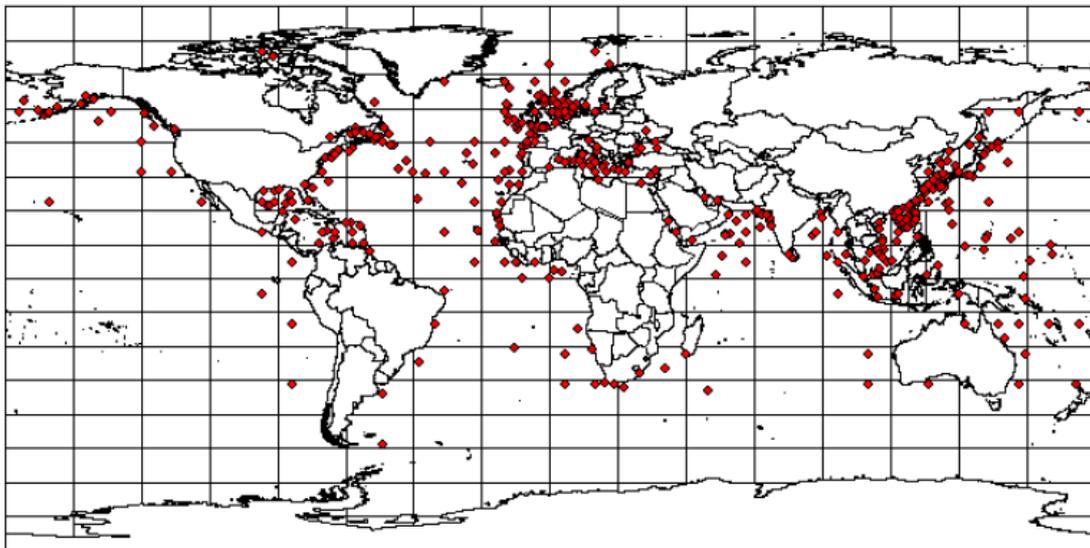


Abbildung 49: Schiffsunfälle zwischen 1995 – 1999 verursacht durch extreme Wetterverhältnisse (Toffoli et al., 2003).

Nur kurz darauf wurde diese Aussage widerlegt, da die Orte, an denen die meisten Unfälle stattgefunden haben, auch jene Orte sind mit der meisten Schifffahrt. Außerdem wurden über 80% der Schiffsunfälle auf menschliches Versagen und/oder fehlende Wartung zurückgeführt. Somit wurde dieser Karte in der Schifffahrt nur wenig Beachtung geschenkt (Toffoli et al., 2003)

Lehner und Rosenthal von der German Space Agency ist es im Zusammenhang mit Ihrem MaxWave Projekt und dem dazugehörigen WaveAtlas Projekt gelungen, sogenannte „High-Risk“-Zonen zu identifizieren. Sie machen dies, indem sie SAR Satelliten Daten von den Jahren 1998-2000 hernehmen und diese untersuchen. Mit Hilfe von Daten aus mehr als einer Million Bildern haben die ForscherInnen dann die Ozeanoberflächenerhöhungen mit eigens dafür erstellten Gleichungen und Modellen berechnet. Sie meinen, dass sich die Karte der Rogue Waves in Zukunft nicht viel verändern wird, was sie umso nützlicher macht, da man weiß, wo Freak Waves gehäuft aufgetreten sind und in Zukunft wahrscheinlich wieder auftreten werden. „Mit ihren Echtzeit-Wetterdaten und Durchschnitts-Wellen-Höhe-Prognosen können die Karten helfen, Leben zu retten.“ Wenn Prognosen zeigen, dass zum Beispiel die durchschnittlichen Wellenhöhen 10 Meter oder mehr an einer bestimmten Koordinate sein werden, an der Rogue Waves bereits vorgekommen sind, könnten die entsprechenden Behörden benachrichtigt werden. (Rosenthal, 2005: 5ff)

Unterschiedliche ForscherInnen jedoch zeigen Zweifel an diesen Karten. So bezweifelt etwa K. Dysthe, dass die Gleichungen zur Berechnung der Wellenhöhen korrekt sind, oder W.W. Drennan, dass die Genauigkeit der Messdaten zu wünschen übrig lässt. Er behauptet, genaue Messdaten müssen über einen längeren Zeitraum von einem bestimmten Ort erhalten werden, da es sich sonst um Zufall handelt. (Gain, 2007)

Im Allgemeinen unterstellen lineare Theorien, dass Monsterwellen aufgrund zufälliger linearer Überlagerung von vielen Einzelwellen entstehen. Wenn diese Theorien richtig sind, dann ist es einfach Pech, wenn ein Schiff von solch einer Welle getroffen wird, und man kann prinzipiell nicht viel tun, um ein solches Ereignis vorauszusehen. Deshalb haben sich die Vorhersagemethoden fast ausschließlich mit der Entstehung durch nicht lineare Mechanismen befasst.

Akhmediev et al. haben bei Vergleichen mit optischen Impulsen den Ansatz der Spektralanalyse gewählt und auf Ozeanwellen umgesetzt, genauer gesagt mit Solitonen. Durch Spektralmessungen wurde gezeigt, dass die Wellenhülle eine charakteristische dreieckige Form hat, wenn man sie logarithmisch darstellt. Die Theorie prognostiziert, dass die Entwicklung der dreieckigen Form des Wellenhüllenspektrums ein wichtiges und universelles Merkmal der nichtlinearen spektralen Verbreiterung ist, und auch Experimente in der Optik sowie im Wasser Übereinstimmung zeigen haben. Mittels Messgeräten am Schiff kann ein Teil des Wellenspektrums gemessen werden, welches mit weiteren Messverfahren in eine Vorhersage umgewandelt werden soll. Die Vorhersage kann jedoch nur kurz vor Eintreffen der Rogue Wave warnen. Die Zeitskala der Vorhersage muss mit der Breite der Rogue Wave in Verbindung gesetzt werden und der vorhersagbare Abstand beträgt etwas mehr als die Breite der Rogue Wave selbst. Es müssen sehr viele Faktoren zusammenspielen und es

darf sich nur um Breather Wellen handeln, um die Welle vorhersagen zu können. (Akhmediev et al., 2011: 541f; Akhmediev et al., 2011: 2999f)

Weiterentwickelt wurde dieser Ansatz von Bayındır (2016), welcher statt oder auch zusätzlich zur Spektralanalyse nach Fourier die Wavelet-Transformation heranzieht. Mit diesem Rechenverfahren wird die räumliche-zeitliche Information bei der Berechnung der Spektren bewahrt. Im Vergleich zu den Fourier-Spektren können daher die Wavelet-Spektren verwendet werden, um nicht nur das Auftreten, sondern auch mögliche räumliche oder zeitliche Orte der Rogue Waves vorherzusagen. Daher ist die Wavelet-Transformation auch in der Lage, die Abstände zwischen Rogue Waves und hohen Wellen vorherzusagen, die sich als sukzessive Monsterwellen, wie die berühmten Dreischwestern herausstellen könnten.

Obwohl die Vorhersage der Rogue Waves mit den aktuellen Werkzeugen und der Technik nicht ausreicht und die Frühwarnzeiten derzeit, wie auch schon bei Akhmediev, nur bei der zeitlichen Breite der Rogue Wave liegt, sprich bei wenigen Sekunden, scheint es trotzdem vielversprechend, die Wavelet-Transformationen für die Früherkennung zu verwenden. Sie ist vorteilhafter als die dreieckigen Fourier-Spektren alleine zu verwenden.

Ein Team am MIT hat eine Möglichkeit entwickelt, ohne Cluster von Computern und massiver Rechenleistung Rogue Waves vorherzusagen. Es soll Seefahrer etwa 2-3 Minuten oder 12-39 Wellenperioden vor dem Eintreffen bzw. der Entstehung einer Rogue Wave warnen. Dies soll den Kapitän eines Schiffes oder den Betreiber einer Bohrinself davon in Kenntnis setzen und ihnen die Möglichkeit geben, Maßnahmen zu treffen. Das Werkzeug, in Form eines Algorithmus, sammelt Daten von umgebenden Wellen, um Cluster von Wellen zu lokalisieren, die sich zu einer Rogue Wave entwickeln könnten. Abhängig von der Länge und der Höhe einer Wellengruppe berechnet der Algorithmus die Wahrscheinlichkeit, dass sich die Gruppe innerhalb der nächsten Minuten in eine Rogue Wave verwandelt.

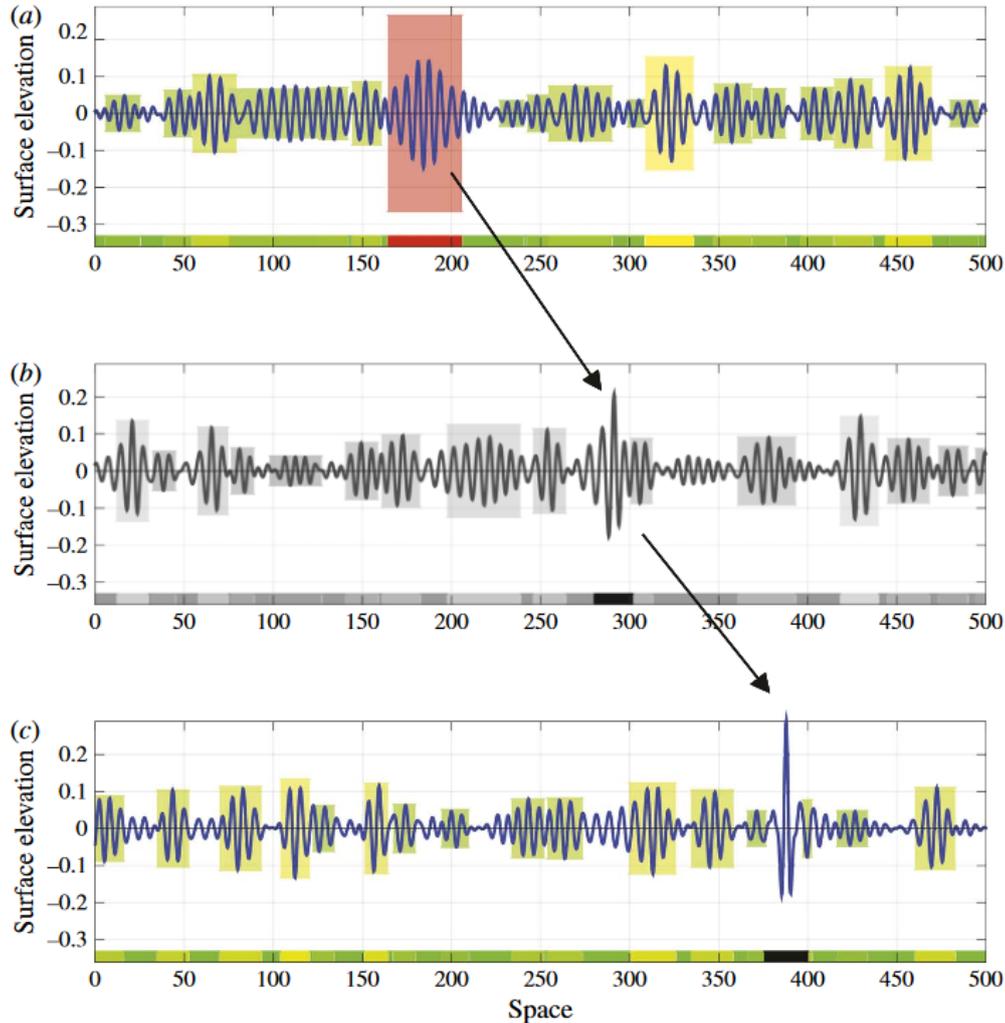


Abbildung 50: Vorhersagetool von Cousins & Sapsis (Cousins & Sapsis, 2016: 378).

Die Kombination von Statistik und Dynamik half dem Team, die Längenskala einer kritischen Wellengruppe zu identifizieren, welche die höchste Wahrscheinlichkeit hat, sich in eine Rogue Wave zu entwickeln. Durch die Verfolgung der Energie des umgebenden Wellenfeldes über diese Längenskala konnten sie sofort die Wahrscheinlichkeit einer sich entwickelnden Rogue Wave berechnen. Es soll den genauen Ort und die genaue Zeit der Welle vorhersagen können. Abbildung 50 zeigt, wie dieses Vorhersagetool aussieht. Rot markierte Wellengruppen stehen für eine hohe Wahrscheinlichkeit für die Entstehung von Rogue Waves. Grün gibt eine geringe und Gelb eine moderate Wahrscheinlichkeit an. Hier wurde um den Punkt $x=190$ eine Gruppe entdeckt, welche sehr wahrscheinlich größer wachsen wird. In (b) und (c) sieht man, wie sich diese Wellengruppe in weiterer Folge tatsächlich zu einer Monsterwelle entwickelt. (Cousins & Sapsis, 2016: 368ff)

Es gibt noch mehr Ansätze, eine Vorhersage gewährleisten zu können, welche an dieser Stelle aber nicht mehr genauer betrachtet werden und in folgenden Papers nachzulesen sind: (Alam, 2014; Birkholz et al., 2015; Hadjihosseini et al., 2016; Islas & Schober, 2005). Zu erkennen ist, dass alle diese

Ansätze weder mit großer Wahrscheinlichkeit jede Rogue Wave vorhersagen können, noch die Wellen genügend weit im Voraus zu sehen sind, um sie beispielsweise zu umfahren.

Da die Vorhersage heutzutage noch nicht ausgereift ist, geschweige denn die Erforschung der Entstehungsmechanismen, und dies erst in einigen Jahren ausgereift sein wird, ist die zur Zeit beste Methode, ein Schiff oder eine Plattform zu sichern, sie so zu bauen, dass sie den Kräften von Rogue Waves widerstehen können. Dies ist heutzutage auch schon sehr oft der Fall. Ingenieure und Meeresarchitekten interessieren sich nicht so sehr für die frühe Vorhersagbarkeit, sondern für die Kraft, Größe und Richtung dieser Wellen, um ihre Plattformen und Schiffe nach diesen Richtwerten planen und konstruieren zu können. (Olagnon & Taylor, 2017: 124f)

5 Conclusio

Das Rogue Wave Phänomen wurde in den letzten Jahren theoretisch und experimentell intensiv untersucht. Es ist zu betonen, dass dieses Phänomen im Ozean in tiefen Gewässern dokumentiert und bestätigt wurde und bis heute sehr viele Rogue Wave Aufzeichnungen, mit den unterschiedlichsten Methoden, gesammelt wurden. Rogue Waves sind in ihrer Form, Entstehungstheorie, Lebensdauer und Komplexität einzigartig und unterscheiden sich wesentlich von herkömmlichen Windwellen, Tsunamis und Tidal Bores.

Diverse physikalische Mechanismen wurden als mögliche Erklärung für die Entstehung einer Rogue Wave vorgestellt und untersucht. Diese Mechanismen basieren auf verschiedenen Arten der Wellenfokussierung: räumlich-zeitlicher und räumlich-geographischer Fokussierung, welche durch Inhomogenität im Meer entstehen, sowie Wellendispersion, außerdem durch Meeresströmungen, sowie nichtlineare Wellendynamiken und Instabilitäten. Diese linearen und nichtlinearen Modelle unterstützen die Existenz von Rogue Waves. Mit sehr großer Sicherheit kann gesagt werden, dass die durch den Wind erzeugten Wellen die Grundlage für dieses Phänomen darstellen. Weiters wird von vielen WissenschaftlerInnen auch angenommen, dass lineare Mechanismen die Grundlage für nichtlineare Mechanismen bieten.

Im Generellen kann man leider auch nicht beweisen, dass die im Labor durchgeführten Experimente mit den tatsächlichen Prozessen auf dem Ozean übereinstimmen. Es kann jedoch auch nicht das Gegenteil, dass dies nicht so ist, bewiesen werden. Rogue Waves können grundsätzlich gut erkannt werden, durch die sehr vielen und flüchtigen Indikatoren ist eine Zuordnung zu einer bestimmten Entstehungstheorie unmöglich und keine dieser kann als wahrscheinlicher als die andere angesehen werden. (Olagnon & Taylor, 2017: 110)

Es kann also gesagt werden, dass alle Theorien richtig sind, dies jedoch nur in dem ihnen zugrunde liegenden Umfeld und nicht am offenen Ozean. Es wurde noch für keine, außer der Strömungstheorie, Beweise im Ozean gefunden, trotzdem kann auch dieses Modell statistisch nicht erklärt werden.

Im Moment haben ForscherInnen und Ingenieure zu wenige und ungenaue Daten, um präzisere Ergebnisse zu erlangen und die präzisen physikalischen Mechanismen, die Rogue Waves verursachen, bleiben zum jetzigen Zeitpunkt noch unbekannt. Ebenso sieht es im Bereich der Vorhersagbarkeit aus. Es werden bessere Messdaten sowie theoretische Methoden, die aus diesen entwickelt werden, und vor allem bessere Computer benötigt, um die erforderliche Rechenleistung aufbringen zu können und Seefahrern einen größeren Vorsprung zu verschaffen.

Conclusio

Durch den rasanten Anstieg an Erkenntnissen und Entwicklung neuer Theorien wird es spannend zu sehen, wohin uns die weitere Entwicklung führen wird und diese zu verfolgen.

*„Everyone has the right to his point of view, but it is possible that everyone is wrong“ –
Jeder hat das Recht auf seine Überzeugung, es ist aber möglich, dass jeder falsch liegt.*

Gandhi

6 Perspektiven

Rogue Waves existieren und tauchen öfter auf, als anfangs angenommen wurde, und stellen ein Sicherheitsrisiko für die Schifffahrt und Off-shore Plattformen dar. Genau aus diesem Grund ist die weitere Erforschung dieses Phänomens und Anpassungen in der Schiffbau- und Meerestechnik unabdinglich. So werden jetzt schon die Standards für Schiffe erhöht und sie werden so gebaut, dass sie einer Welle dieser Art standhalten können.

Der wichtigste Punkt jedoch ist die weitere Erforschung der Entstehung dieser Rogue Waves, da Erkenntnisse in diesem Bereich auch die Vorhersagbarkeit und Wahrscheinlichkeitsberechnungen enorm verbessern würden.

Es wird also erwartet, dass der Fortschritt in der Forschung aus einer Kombination von zuverlässigeren Messungen, umfangreichen Feldbeobachtungen, sorgfältiger statistischer Analyse und numerischen Simulationen resultiert. Wellentankexperimente sind für die Ingenieurgemeinschaft von entscheidender Bedeutung, aber ihre kontrollierten Umstände können die unkontrollierbare Natur der Rogue Waves im offenen Meer nicht nachempfinden und beurteilen. (Dysthe et al., 2008; Olagnon & Taylor, 2017; Shelkownikov, 2016)

Durch die schnelle Weiterentwicklung von Computern, Laboreinrichtungen und Messgeräten wird eine realistischere Untersuchung des Rogue Wave Phänomens möglich und geht weiter. Letztendlich werden wir aber die Physik und die Statistik der Rogue Waves nur vollständig verstehen, indem wir diese im Ozean messen. Diese Meinung wird nicht nur von mir, sondern auch von allen in dieser Arbeit erwähnten ForscherInnen geteilt.

7 Literaturverzeichnis

- Adcock, T. A. A., & Taylor, P. H. (2014). The physics of anomalous ('rogue') ocean waves. *Reports on Progress in Physics*, 77(10), 105901. <https://doi.org/10.1088/0034-4885/77/10/105901>
- Akhmediev, N., Soto-Crespo, J. M., Ankiewicz, A., & Devine, N. (2011). Early detection of rogue waves in a chaotic wave field. *Physics Letters A*, 375(33), 2999–3001. <https://doi.org/10.1016/j.physleta.2011.06.048>
- Akhmediev, Nail, Ankiewicz, A., Soto-Crespo, J. M., & Dudley, J. M. (2011). Rogue wave early warning through spectral measurements? *Physics Letters A*, 375(3), 541–544. <https://doi.org/10.1016/j.physleta.2010.12.027>
- Alam, M.-R. (2014). Predictability horizon of oceanic rogue waves. *Geophysical Research Letters*, 41(23), 8477–8485. <https://doi.org/10.1002/2014GL061214>
- American Society of Mechanical Engineers (Hrsg.). (2011). *Proceedings of the ASME 30th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering - 2011:: presented at 30th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering, June 19 - 24, 2011, Rotterdam, The Netherlands. Vol. 2: Structures, safety and reliability*. New York, NY: ASME.
- Austria Presse Agentur. (2016). Neuer Rekord: Messboje registrierte Riesenwelle von 19 Metern Höhe - derstandard.at/2000049243625/Neuer-Rekord-Messboje-registrierte-Monsterwelle-von-19-Metern-Hoehe. Abgerufen 27. Juni 2017, von <http://derstandard.at/2000049243625/Neuer-Rekord-Messboje-registrierte-Monsterwelle-von-19-Metern-Hoehe>
- Badulin, S. I., Pokazeyev, K. V., & Rozenberg, A. D. (1983). A Laboratory Study of the Transformation of Regular Gravity-Capillary Waves on Inhomogeneous Flows. *Izv Atmos Ocean Phys*, 19, 782–787.
- Bailung†, H., & Nakamura, Y. (1993). Observation of modulational instability in a multi-component plasma with negative ions. *Journal of Plasma Physics*, 50(02), 231. <https://doi.org/10.1017/S0022377800027033>
- Baschek, B. (2005). *Wave-current interaction in tidal fronts*. Gehalten auf der 14th „Aha Huliko“ Hawaii Winter Workshop, Honolulu, Hawaii.
- Bayındır, C. (2016). Early detection of rogue waves by the wavelet transforms. *Physics Letters A*, 380(1–2), 156–161. <https://doi.org/10.1016/j.physleta.2015.09.051>
- Benetazzo, A., Fedele, F., Gallego, G., Shih, P.-C., & Yezzi, A. (2012). Offshore stereo measurements of gravity waves. *Coastal Engineering*, 64, 127–138. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.01.007>
- Benjamin, T. B. (1967). Instability of periodic waves in nonlinear dispersive systems. *Proc. Roy. Soc. A.*, (299), 59–75.
- Birkholz, S., Brée, C., Demircan, A., & Steinmeyer, G. (2015). Predictability of Rogue Events. *Physical Review Letters*, 114(21). <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.114.213901>
- Birkholz, S., Brée, C., Veselić, I., Demircan, A., & Steinmeyer, G. (2016). Ocean rogue waves and their

- phase space dynamics in the limit of a linear interference model. *Scientific Reports*, 6(1).
<https://doi.org/10.1038/srep35207>
- Bitner-Gregersen, E. M., & Toffoli, A. (2012). On the probability of occurrence of rogue waves. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(3), 751–762. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-751-2012>
- Boltzmann, L. (1877). Ueber die Natur der Gasmoleküle. *Annalen Der Physik*, 236(1), 175–176.
<https://doi.org/10.1002/andp.18772360120>
- Brown, M. G., & Jensen, A. (2001). Experiments on focusing unidirectional water waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C8), 16917–16928.
<https://doi.org/10.1029/2000JC000584>
- Bruce, P. (2016). *Heavy Weather Sailing 7th edition*. Bloomsbury Publishing. Abgerufen von <http://public.ebib.com/choice/publicfullrecord.aspx?p=4505372>
- Butt, T. (2009). *The surfer's guide to waves, coasts and climates*. Penzance: Alison Hodge.
- Butt, T. (2014). *Surf science: an introduction to waves for surfing* (Third edition). Honolulu: University of Hawai'i Press.
- Cavaleri, L., Bertotti, L., Torrisi, L., Bitner-Gregersen, E., Serio, M., & Onorato, M. (2012). Rogue waves in crossing seas: The Louis Majesty accident: THE LOUIS MAJESTY ACCIDENT. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C11), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012JC007923>
- Chabchoub, A., Hoffmann, N. P., & Akhmediev, N. (2011). Rogue Wave Observation in a Water Wave Tank. *Physical Review Letters*, 106(20). <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.106.204502>
- Chabchoub, A., Hoffmann, N. P., & Akhmediev, N. (2012). Observation of rogue wave holes in a water wave tank: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C11), n/a-n/a.
<https://doi.org/10.1029/2011JC007636>
- Chawla, A. (2002). Monochromatic and random wave breaking at blocking points. *Journal of Geophysical Research*, 107(C7). <https://doi.org/10.1029/2001JC001042>
- Christou, M., & Ewans, K. (2011). Examining a Comprehensive Dataset Containing Thousands of Freak Wave Events: Part 1—Description of the Data and Quality Control Procedure (S. 815–826). ASME. <https://doi.org/10.1115/OMAE2011-50168>
- Clauss, G. F. (2002). Dramas of the sea: episodic waves and their impact on offshore structures. *Applied Ocean Research*, 24(3), 147–161. [https://doi.org/10.1016/S0141-1187\(02\)00026-3](https://doi.org/10.1016/S0141-1187(02)00026-3)
- Cousins, W., & Sapsis, T. P. (2016). Reduced-order precursors of rare events in unidirectional nonlinear water waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 790, 368–388.
<https://doi.org/10.1017/jfm.2016.13>
- Dankert, J. (2013). Numerische Integration von Anfangsproblemen. In *Technische Mechanik: Statik, Festigkeitslehre, Kinematik/Kinetik; mit 128 Übungsaufgaben, zahlreichen Beispielen und weiteren Abbildungen im Internet* (7., Aufl). Wiesbaden: Springer Vieweg.
- Demmler, P. (2011). *Das Meer: Wasser, Eis und Klima*. Stuttgart: Ulmer.
- Descalzi, O. (Hrsg.). (2011). *Localized states in physics: solitons and patterns*. Berlin: Springer.

- Dias, F., Bridges, T. J., & Dudley, J. M. (2010). Rogue Waves. *Lecture Note Series, IMS, NUS*, 9(6).
- Didenkulova, I. I., Slunyaev, A. V., Pelinovsky, E. N., & Kharif, C. (2006). Freak waves in 2005. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 1007–1015.
- Dietrich, G. (Hrsg.). (1975). *Allgemeine Meereskunde: e. Einf. in d. Ozeanographie* (3., neubearb. Aufl). Berlin ; Stuttgart: Borntraeger.
- Draper, L. (1964). „Freak“ ocean waves. *Oceanus*, 10, 13–15.
- Draper, L. (1971). Severe wave conditions at sea. *Journal of the Institute of Navigation*, 24(273), 77.
- Dysthe, K., Krogstad, H. E., & Müller, P. (2008). Oceanic Rogue Waves. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 40(1), 287–310. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.40.111406.102203>
- Earle, M. D. (1975). Extreme wave conditions during Hurricane Camille. *Journal of Geophysical Research*, 80(3), 377–379. <https://doi.org/10.1029/JC080i003p00377>
- Eliasson, B., & Haas, F. (2014). Trapping and instability of directional gravity waves in localized water currents. *Physical Review E*, 89(6). <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.89.063014>
- Experiments on extreme wave generation using the soliton on finite background. (2011). Brest.
- Fedele, F. (2012). Space–Time Extremes in Short-Crested Storm Seas. *Journal of Physical Oceanography*, 42(9), 1601–1615. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-0179.1>
- Fedele, F., Benetazzo, A., Gallego, G., Shih, P.-C., Yezzi, A., Barbariol, F., & Ardhuin, F. (2013). Space–time measurements of oceanic sea states. *Ocean Modelling*, 70, 103–115. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.01.001>
- Forristall, G. Z. (1978). On the statistical distribution of wave heights in a storm. *Journal of Geophysical Research*, 83(C5), 2353. <https://doi.org/10.1029/JC083iC05p02353>
- Forristall, George Z. (2005). *Understanding rogue waes: Are new physcs really necessary?* Gehalten auf der Proc. 14th Aha Huliko’a Winder Workshop, Honolulu, Hawaii.
- Gain, B. (2007). *Predicting Rogue Waves*. Massachusetts: MIT.
- Gramstad, O., & Trulsen, K. (2007). Influence of crest and group length on the occurrence of freak waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 582, 463. <https://doi.org/10.1017/S0022112007006507>
- Grassberger, P., & Procaccia, I. (1983). Measuring the strangeness of strange attractors. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, 9(1–2), 189–208. [https://doi.org/10.1016/0167-2789\(83\)90298-1](https://doi.org/10.1016/0167-2789(83)90298-1)
- Grunau, P. (2012). *Meteorologie für den Nautiker: Eine Betrachtung über die wesentlichen Aspekte der Klimatologie, Meteorologie, Laderaum-Meteorologie, sowie der meteorologischen Navigation* (1., neue Ausg). Norderstedt: Books on Demand.
- Häckel, H. (2008). *Meteorologie: 29 Tabellen* (6., Aufl). Stuttgart: Ulmer.
- Hadjihosseini, A., Peinke, J., & Hoffmann, N. P. (2014). Stochastic analysis of ocean wave states with and without rogue waves. *New Journal of Physics*, 16(5), 053037. <https://doi.org/10.1088/1367-2630/16/5/053037>
- Hadjihosseini, A., Wächter, M., Hoffmann, N. P., & Peinke, J. (2016). Capturing rogue waves by multi-point statistics. *New Journal of Physics*, 18(1), 013017. <https://doi.org/10.1088/1367->

2630/18/1/013017

- Haver, (2004a, 22 Oktober). *A possible freak wave event measured at the Draupner Jacket January 1 1995*. Gehalten auf der Proc. Rogue Waves, Brest.
- Haver, S. (2004b). *Freak waves: a suggested definition and possible consequences for marine structures*. Workshop gehalten auf der Rogue Waves 2004: Proceedings of Workshop, Brest.
- Haver, S., & Andersen, O. J. (2000). Freak waves: rare realizations of a typical population or typical realizations of a rare population? In *Proc. 10th Conf. of Int. Society for Offshore and Polar Engineering (ISOPE)*. Seattle.
- Hoffmann, N., & Chabchoub, A. (2012). Monsterwellen im Modell. *Physik Journal*, 11(10), 25–30.
- Iafrazi, A., Babanin, A., & Onorato, M. (2012). *Freak waves: beyond the Nonlinear Schrödinger breathers*. Gehalten auf der ECMWF Workshop on Ocean Waves, Torino.
- Islas, A. L., & Schober, C. M. (2005). Predicting rogue waves in random oceanic sea states. *Physics of Fluids*, 17(3), 031701. <https://doi.org/10.1063/1.1872093>
- Janssen, P. A. E. M. (2003). Nonlinear Four-Wave Interactions and Freak Waves. *Journal of Physical Oceanography*, 33(4), 863–884. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)33<863:NFIAPW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)33<863:NFIAPW>2.0.CO;2)
- Janssen, P., & Alpers, W. (2006). Why SAR wave mode data of ERS and ENVISAT are inadequate for giving the probability of occurrence of freak waves. Gehalten auf der SEASAR, Italien.
- Johannessen, T. B., & Swan, C. (2001). A laboratory study of the focusing of transient and directionally spread surface water waves. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 457(2008), 971–1006. <https://doi.org/10.1098/rspa.2000.0702>
- Johnson, C. R., Sethares, W. A., & Klein, A. G. (2011). *Software receiver design: build your own digital communication system in five easy steps*. Cambridge, UK ; New York: Cambridge University Press.
- Kharif, C., Pelinovskiĭ, E. N., & Slunyaev, A. (2009). *Rogue waves in the ocean* (1st ed). Berlin: Springer.
- Kharif, C., & Pelinovsky, E. (2003). Physical mechanisms of the rogue wave phenomenon. *European Journal of Mechanics - B/Fluids*, 22(6), 603–634. <https://doi.org/10.1016/j.euromechflu.2003.09.002>
- Kibler, B., Fatome, J., Finot, C., Millot, G., Dias, F., Genty, G., ... Dudley, J. M. (2010). The Peregrine soliton in nonlinear fibre optics. *Nature Physics*, 6(10), 790–795. <https://doi.org/10.1038/nphys1740>
- Krogstad, H. E., Liu, J., Socquet-Juglard, H., Dysthe, K. B., & Trulsen, K. (2004). Spatial Extreme Value Analysis of Nonlinear Simulations of Random Surface Waves (S. 285–295). ASME. <https://doi.org/10.1115/OMAE2004-51336>
- Lavrenov, I. V. (2003). *Wind-waves in oceans: dynamics and numerical simulations*. Abgerufen von <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-662-05146-7>
- Lawton, G. (2001). Monsters of the deep (the perfect wave). *New Scientist*, 170(2293), 28–32.

- Lehner, S. H. (2005). *Extreme wave statistics from radar data sets*. Gehalten auf der 14th „Aha Huliko“ Hawaii Winter Workshop, Honolulu, Hawaii.
- Liu, P. (2016). Freaque Waves. Abgerufen 13. Juni 2017, von <http://freaquewaves.blogspot.co.at/>
- Longuet-Higgins, M. (1952). On the statistical distributions of sea waves. *Journal of Marine Research*, *11*, 245–265.
- Longuet-Higgins, M. S. (1969). On Wave Breaking and the Equilibrium Spectrum of Wind-Generated Waves. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, *310*(1501), 151–159.
- Maissa, P., Rousseaux, G., & Stepanyants, Y. (2013). Recent results on the problem of wave-current interaction including wather depth, surface tension/Amplitude and vorticity effects. *Coastal Dynamics*, 11137–1146.
- Malberg, H. (2007). *Meteorologie und Klimatologie Eine Einführung*. Springer.
- Mallory, J. (1974). Abnormal waves in the south-east coast of Africa. *Int. Hydrog. Rev.*, *51*, 89–129.
- Mathar, R. (2012, März 15). *Theoretische Informationstechnik I & II*. Skript, Aachen.
- Merkoune, D., Touboul, J., Abcha, N., Mouazé, D., & Ezersky, A. (2013). Focusing wave group on a current of finite depth. *Natural Hazards and Earth System Science*, *13*(11), 2941–2949. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-2941-2013>
- Müller, P., & Henderson, D. (2005). *Rogue Waves*. Workshop gehalten auf der 14th „Aha Huliko“ Hawaii Winter Workshop, Honolulu: School of Ocean Earth Sci. Technol. Abgerufen von <http://www.soest.hawaii.edu/PubServices/AhaHulikoa.html>
- Nikolkina, I., & Didenkulova, I. (2011). Rogue waves in 2006–2010. *Natural Hazards and Earth System Science*, *11*(11), 2913–2924. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-2913-2011>
- Olagnon, M., & Iseghem, S. (2000). *Some observed characteristics of sea states with extreme waves*. Workshop gehalten auf der Proc. 10th Int. Offshore Polar Eng. Conf. ISOPE, Seattle, Cupertino, CA.
- Olagnon, M., & Prevosto, M. (2004). *Rogue Waves 2004: Proceedings of Workshop*. Workshop, Brest. Abgerufen von <http://www.ifremer.fr/web-com/stw2004/rw/>
- Olagnon, Michael, & Taylor, R. D. (2017). *Rogue waves: anatomy of a monster*. Abgerufen von <http://proxy.cm.umoncton.ca/login?url=http://lib.mylibrary.com?id=1001048>
- Olagnon, Michel, & Athanassoulis, G. A. (Hrsg.). (2001). *Rogue Waves 2000: proceedings of a workshop organized by Ifremer and held in Brest, France, 29-30 November 2000, within de Brest SeaTechWeek 2000*. Plouzané, France: Editions Ifremer.
- Onorato, M., Osborne, A. R., Serio, M., Cavaleri, L., Brandini, C., & Stansberg, C. T. (2004). Observation of strongly non-Gaussian statistics for random sea surface gravity waves in wave flume experiments. *Physical Review E*, *70*(6). <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.70.067302>
- Onorato, M., Osborne, A. R., Serio, M., Cavaleri, L., Brandini, C., & Stansberg, C. T. (2006). Extreme waves, modulational instability and second order theory: wave flume experiments on irregular waves. *European Journal of Mechanics - B/Fluids*, *25*(5), 586–601.

- <https://doi.org/10.1016/j.euromechflu.2006.01.002>
- Onorato, M., Residori, S., Bortolozzo, U., Montina, A., & Arecchi, F. T. (2013). Rogue waves and their generating mechanisms in different physical contexts. *Physics Reports*, 528(2), 47–89. <https://doi.org/10.1016/j.physrep.2013.03.001>
- Onorato, Miguel, Osborne, A. R., Serio, M., & Bertone, S. (2001). Freak Waves in Random Oceanic Sea States. *Physical Review Letters*, 86(25), 5831–5834. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.86.5831>
- Onorato, Miguel, Proment, D., & Toffoli, A. (2011). Triggering Rogue Waves in Opposing Currents. *Physical Review Letters*, 107(18). <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.107.184502>
- Onorato, Miguel, Residori, S., & Baronio, F. (Hrsg.). (2016). *Rogue and Shock Waves in Nonlinear Dispersive Media* (Bd. 926). Cham: Springer International Publishing. Abgerufen von <http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-39214-1>
- Osborne, A. R., Onorato, M., & Serio, M. (2000). The nonlinear dynamics of rogue waves and holes in deep-water gravity wave trains. *Physics Letters A*, 275(5–6), 386–393. [https://doi.org/10.1016/S0375-9601\(00\)00575-2](https://doi.org/10.1016/S0375-9601(00)00575-2)
- Pelinovskii, E. N., & Kharif, C. (Hrsg.). (2008). *Extreme ocean waves*. Dordrecht: Springer.
- Pelinovsky, E., Shurgalina, E., & Chaikovskaya, N. (2011). The scenario of a single freak wave appearance in deep water – dispersive focusing mechanism framework. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(1), 127–134. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-127-2011>
- Peregrine, D. H. (1976). Interaction of Water Waves and Currents. In *Advances in Applied Mechanics* (Bd. 16, S. 9–117). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0065-2156\(08\)70087-5](https://doi.org/10.1016/S0065-2156(08)70087-5)
- Peregrine, D. H. (1983). Water waves, nonlinear Schrödinger equations and their solutions. *The Journal of the Australian Mathematical Society. Series B. Applied Mathematics*, 25(01), 16. <https://doi.org/10.1017/S0334270000003891>
- Perlin, M., Choi, W., & Tian, Z. (2013). Breaking Waves in Deep and Intermediate Waters. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 45(1), 115–145. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-011212-140721>
- Pfister, J.-A. (2012). *Monsterwellen und ihre Auswirkung auf die Schifffahrt* (Maturaarbeit). Literargymnasium Rämibühl, Rämibühl.
- Rosenthal, W. (2004). Results of the MAXWAVE project. Institute of Coastal Research,.
- Rosenthal, W. (2005). *Results of the MAXWAVE project*. Gehalten auf der 14th „Aha Huliko“ Hawaii Winter Workshop, Honolulu, Hawaii.
- Salasnich, L., Parola, A., & Reatto, L. (2003). Modulational Instability and Complex Dynamics of Confined Matter-Wave Solitons. *Physical Review Letters*, 91(8). <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.91.080405>
- Saleh, B. E. A., Teich, M. C., & Bär, M. (2008). *Grundlagen der Photonik* (1. Aufl., [dt. Übers. der] 2., vollst. überarb. und erw. Aufl). Weinheim: Wiley-VCH.
- Sand, S. E., Hansen, N. E., Klinting, P., Gudmestad, O. T., & Sterndorff, M. J. (1990). Freak wave kinematics. In *Water wave kinematics* (S. 535–549). Dordrecht: Kluwer.

- Schuppar, B. (2017). *Geometrie auf der Kugel: alltägliche Phänomene rund um Erde und Himmel*. Berlin Heidelberg: Springer Spektrum.
- Segar, D. A., & Segar, E. S. (2012). *Introduction to ocean sciences*. Abgerufen von <http://reefimages.com/oceans/oceans.html>
- Shanti, T. (2016). *Linear and Nonlinear Rogue Waves in Optical Systems* (Doktoratsarbeit). Université de Franche-Comté.
- Sharma, S. K., & Bailung, H. (2013). Observation of hole Peregrine soliton in a multicomponent plasma with critical density of negative ions: OBSERVATION OF HOLE PEREGRINE SOLITON. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 118(2), 919–924. <https://doi.org/10.1002/jgra.50111>
- Shelkovich, N. K. (2016). Extreme waves in the ocean. *Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Physics*, 80(2), 194–197. <https://doi.org/10.3103/S1062873816020271>
- Shemer, L., & Dorfman, B. (2008). Experimental and numerical study of spatial and temporal evolution of nonlinear wave groups. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 15(6), 931–942. <https://doi.org/10.5194/npg-15-931-2008>
- Shemer, L., Goulitski, K., & Kit, E. (2007). Evolution of wide-spectrum unidirectional wave groups in a tank: an experimental and numerical study. *European Journal of Mechanics - B/Fluids*, 26(2), 193–219. <https://doi.org/10.1016/j.euromechflu.2006.06.004>
- Shemer, Lev, & Sergeeva, A. (2009). An experimental study of spatial evolution of statistical parameters in a unidirectional narrow-banded random wavefield. *Journal of Geophysical Research*, 114(C1). <https://doi.org/10.1029/2008JC005077>
- Shemer, Lev, Sergeeva, A., & Liberzon, D. (2010). Effect of the initial spectrum on the spatial evolution of statistics of unidirectional nonlinear random waves. *Journal of Geophysical Research*, 115(C12). <https://doi.org/10.1029/2010JC006326>
- Shrira, V. I., & Geogjaev, V. V. (2010). What makes the Peregrine soliton so special as a prototype of freak waves? *Journal of Engineering Mathematics*, 67(1–2), 11–22. <https://doi.org/10.1007/s10665-009-9347-2>
- Shyu, J.-H., & Phillips, O. M. (1990). The blockage of gravity and capillary waves by longer waves and currents. *Journal of Fluid Mechanics*, 217(1), 115. <https://doi.org/10.1017/S0022112090000659>
- Slunyaev, A., Didenkulova, I., & Pelinovsky, E. (2011). Rogue waters. *Contemporary Physics*, 52(6), 571–590. <https://doi.org/10.1080/00107514.2011.613256>
- Socquet-Juglard, H., Dysthe, K., Trulsen, K., Krogstad, H. E., & Liu, J. (2005). Probability distributions of surface gravity waves during spectral changes. *Journal of Fluid Mechanics*, 542(1), 195. <https://doi.org/10.1017/S0022112005006312>
- Stansell, P. (2004). Distributions of freak wave heights measured in the North Sea. *Applied Ocean Research*, 26(1–2), 35–48. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2004.01.004>
- Tai, K., Hasegawa, A., & Tomita, A. (1986). Observation of modulational instability in optical fibers. *Physical Review Letters*, 56(2), 135–138. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.56.135>

- Tao A.-F., Peng J., Zheng J.-H., Wang Y., & Wu Y.-Q. (2015). Discussions on the Occurrence Probabilities of Observed Freak Waves. *Journal of Marine Science and Technology*, 23(6), 923–928. <https://doi.org/10.6119/JMST-015-0610-10>
- Thiel, S. (2005). *Diskrete Fourier-Transformation*. Koblenz.
- Thomas, G. P. (1981). Wave-current interactions: an experimental and numerical study. Part 1. Linear waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 110(1), 457. <https://doi.org/10.1017/S0022112081000839>
- Thomas, G. P. (1990). Wave–current interactions: an experimental and numerical study. Part 2. Nonlinear waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 216(1), 505. <https://doi.org/10.1017/S0022112090000519>
- Tipler, P. A., & Mosca, G. (2015). *Physik für Wissenschaftler und Ingenieure*. (J. Wagner, Hrsg., M. Basler, R. Dohmen, C. Heinisch, A. Schleitzer, & M. Zillgitt, Übers.) (7. deutsche Auflage). Berlin Heidelberg: Springer Spektrum.
- Toffoli, A., Fernandez, L., Monbaliu, J., Benoit, M., Gagnaire-Renou, E., Lefèvre, J. M., ... Onorato, M. (2013). Experimental evidence of the modulation of a plane wave to oblique perturbations and generation of rogue waves in finite water depth. *Physics of Fluids*, 25(9), 091701. <https://doi.org/10.1063/1.4821810>
- Toffoli, A., Lefèvre, J. M., Bitner-Gregersen, E., & Monbaliu, J. (2005). Towards the identification of warning criteria: Analysis of a ship accident database. *Applied Ocean Research*, 27(6), 281–291. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2006.03.003>
- Toffoli, A., Lefevre, J. M., Monbaliu, J., Savina, E., & Bitner-Gregersen. (2003). Freak Waves: Clues for Prediction in Ship Accidents? Gehalten auf der Proc of the ISOPE, Honolulu, Hawaii.
- Touboul, J., Giovanangeli, J. P., Kharif, C., & Pelinovsky, E. (2006). Freak waves under the action of wind: experiments and simulations. *European Journal of Mechanics - B/Fluids*, 25(5), 662–676. <https://doi.org/10.1016/j.euromechflu.2006.02.006>
- Trulsen, K., Kliakhandler, I., Dysthe, K. B., & Velarde, M. G. (2000). On weakly nonlinear modulation of waves on deep water. *Physics of Fluids*, 12(10), 2432. <https://doi.org/10.1063/1.1287856>
- White, B. S., & Fornberg, B. (1998). On the chance of freak waves at sea. *Journal of Fluid Mechanics*, 355, 113–138. <https://doi.org/10.1017/S0022112097007751>
- Wright, J., Colling, A., & Park, D. (Hrsg.). (1999). *Waves, tides, and shallow-water processes* (2nd ed). Oxford ; Boston: Butterworth-Heinemann, in association with the Open University.
- Wu, C. H. (2004). Laboratory measurements of limiting freak waves on currents. *Journal of Geophysical Research*, 109(C12). <https://doi.org/10.1029/2004JC002612>
- Zakharov, V. E. (1972). Stability of periodic waves of finite amplitude on the surface of a deep fluid. *Journal of Applied Mechanics and Technical Physics*, 9(2), 190–194. <https://doi.org/10.1007/BF00913182>
- Zakharov, V. E., & Ostrovsky, L. A. (2009). Modulation instability: The beginning. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, 238(5), 540–548. <https://doi.org/10.1016/j.physd.2008.12.002>

Literaturverzeichnis

Zirker, J. B. (2013). *The science of ocean waves: ripples, tsunamis, and stormy seas*. Baltimore, Maryland: The Johns Hopkins University Press.